BODEMKUNDE VAN NEDERLAND

Leer- en handboek
op hoger-onderwijsniveau

Voorpublikatie van
deel 1, Algemene Bodemkunde

Redactie: W. P. Locher en H. de Bakker

1987

Uitgegeven voor
© Stichting voor Bodemkartering
Ministerie van Landbouw en Visserij

door
Malmberg Den Bosch

247059 - dl 1.

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotocopie, microfilm of op welke andere wijze ook, zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van de uitgever.

Voor alle kwesties inzake het copiëren zoals bedoeld in art. 16b en 17 van de Auteurswet 1912 (t.b.v. eigen oefening, studie, enz. en/of t.b.v. organisaties, instellingen, enz.) van een of meer pagina's gelieve men zich te wenden tot :*Stichting Reprorecht*, Herengracht 257, Amsterdam.

VOORWOORD

Geschiedenis

De ontstaansgeschiedenis van dit boek is als volgt. In 1980/1981 organiseerde het Consulentschap voor Bodemaangelegenheden in de Landbouw te Wageningen een nieuwe versie van de '*Cursus Bodemkunde*', in opdracht van de Afdeling Scholing van het Ministerie van Landbouw en Visserij. Dit is een nascholingscursus op post-HBO-niveau. Als docenten traden medewerkers op van de Stichting voor Bodemkartering (Stiboka), het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) en enige andere instellingen. Zij stelden hun lessen op schrift, mede met de bedoeling de teksten als basis te laten dienen voor een leer- en handboek bodemkunde. Met de redactie van *Bodemkunde van Nederland* houden zich bezig H. de Bakker (Stiboka) en W.P. Locher (Hogere Bosbouw en Cultuurtechnische School). De redactie heeft de eerste concepten van de auteurs tot een tweede concept bewerkt dat weer wetenschappelijk goedgekeurd werd door de oorspronkelijke auteur, wat een derde concept opleverde, klaar voor eindredactie.

Alleen bij deze werkwijze is het mogelijk bij een zo omvangrijke stof te komen tot een boek, dat zowel didactisch aanvaardbaar als wetenschappelijk verantwoord is en dat bovendien één geheel vormt. Aangezien de gevolgde werkwijze tijdrovend is, zal het nog enige tijd duren voor het boek geheel klaar is (geplande verschijningsdatum: 1990). In de tussentijd hebben sommige instellingen behoefte aan schriftelijke leerstof die uit dit werk voortvloeit. Vandaar de eerdere voorpublikatie van een gedeelte van deel 1 (Bodemnatuurkunde) in 1985. Er was gehoopt dat beide delen in september 1987 compleet beschikbaar zouden zijn, maar dit is niet mogelijk gebleken. Vandaar dat opnieuw tot een voorpublikatie is overgegaan en wel met een uitbreiding van deel 1 en een eerste uitgave van deel 2, beide alleen verkrijgbaar bij de Stichting voor Bodemkartering.

Aan deel 1, *Algemene Bodemkunde*, ontbreken nu nog de hoofdstukken:

1 Inleiding
14 Bouwvoorbodemkunde en grondbewerking
16 Chemische processen
19 Grondwaterstandsbeheersing
22 Bodemverontreiniging en bodembescherming.

De volgende hoofdstukken zijn nog onvoldoende bewerkt:

7 Mineralogie van Nederlandse gronden
12 Luchthuishouding
13 Warmtehuishouding.

Deel 2 heet *Bodemgeografie van Nederland*. Weliswaar zijn hiervan alle hoofdstukken aanwezig, maar toch is ook dit deel nog niet volledig. Met name is de laatste paragraaf van elk van de hoofdstukken 32 t/m 36, die o.a. een korte beschrijving van de zestien kaartjes op de bijgevoegde fragmentenkaart moet bevatten, niet uitgewerkt.

Dit deel heeft behalve de bijlagen *in* het boek als losse bijlagen: *Fragmenten uit de Bodemkaart van Nederland 1:50000* (kortweg de fragmentenkaart genoemd), een *Geologische kaart van Nederland 1:1000000* en het *Bijlagenboekje* (*Veldboekje Bodemkunde*) waarin alle elementen, die nodig zijn om de Nederlandse gronden te determineren, zeer beknopt zijn opgenomen.

Didactische opzet

De didactische opzet is door de redactie ontwikkeld in samen-

werking met de vakgroep van bodemkundeleraren aan de Hogere Agrarische Scholen. Nadruk is gelegd op een overzichtelijke indeling en nummering en op materiaal voor zelfstudie. De hoofdstukken (b.v. hoofdstuk 4) zijn ingedeeld in *paragrafen* (b.v. § 4.3) en *subparagrafen* (b.v. 4.3.1 en 4.3.2). *Items* als figuren, tabellen, formules, vragen enz. hebben een doorlopende nummering in de marge, die ook begint met het hoofdstuknummer, b.v. 4.1 t/m 4.80. Men moet er dus op letten dat er verschil is tussen § 4.1 en 4.1 (item 4.1, in dit geval een rekenvoorbeeld).
De geschiktheid voor *zelfstudie* hebben we trachten te bevorderen door het maken van rekenvoorbeelden en vragen. De verwerkingsvragen staan in de lopende tekst; uitgewerkte antwoorden vindt u in bijlage A. Aan het eind van elk hoofdstuk staan repeteervragen waarmee b.v. een uittreksel te maken is; daarvan zijn geen antwoorden opgenomen.
Bodemkundige kennis is experimenteel vergaard. Om hier iets van te laten blijken zijn enige *proeven* opgenomen. Het proefresultaat is ook beschreven om de tekst geschikt te laten zijn als louter leesstof. In het algemeen is geprobeerd te schrijven van 'concreet' naar 'abstract'.

Leerboek en naslagwerk
Op een kleine markt als de Nederlandse is het niet mogelijk om allerlei bodemkundeboeken op hoger-onderwijsniveau te maken. Dit boek moet dus meer *doelen* dienen. Het kan als *leerboek* worden gebruikt in alle klassen van hoger beroepsonderwijs, zoals Hogere Agrarische Scholen, maar ook op Universiteiten (HBO en WO worden tegenwoordig samen 'hoger onderwijs' genoemd). Er zijn twee niveaus in de tekst: grote letters met basisstof en kleine letters met uitweidingen en verdiepingen.
Voor het gebruik als *handboek* denken we aan verschillende categorieën. Leerlingen van de hoogste klassen van het *voortgezet onderwijs* zouden het boek kunnen gebruiken bij het maken van scripties. Voorts kan iedereen die in zijn/haar *werk* met bodemkunde te maken heeft, behoefte hebben aan een naslagwerk en eventueel aan *bijscholing*. Daarom moet het boek ook kunnen fungeren als een handboek met elementaire bodemkundige kennis. De geschiktheid als *naslagwerk* hebben we o.a. trachten te bevorderen door het opnemen van een uitvoerig trefwoordenregister (bijlage B), een symbolenlijst (bijlage C) en lijsten met aanbevolen literatuur per hoofdstuk. Namen en symbolen en grootheden zijn zoveel mogelijk aangepast aan de normen en voorschriften van en rond het *Internationale stelsel van eenheden (SI)*. Grootheden met dezelfde dimensie krijgen i.h.a. eenzelfde hoofdsymbool; specificering gebeurt met indexen.
Mensen die al wat langer in het vak zitten, zullen daardoor nogal wat nieuwigheden tegenkomen; voor hen kan de symbolenlijst in bijlage C van extra belang zijn. Bovendien is achterin enige hoofdstukken een tabel opgenomen van de in dat hoofdstuk ingevoerde grootheden waarbij ook oude namen vermeld zijn. Grootheden zijn cursief gezet, eenheden recht (SI-voorschrift).
De lijsten met *aanbevolen literatuur* geven een keus uit vele mogelijkheden. Niet-vermeld betekent dus niet: 'afgeraden'! Als de literatuuropgave al in de lijst van geraadpleegde literatuur staat is bij aanbevolen literatuur alleen de auteur vermeld. Getallen achter een dubbele punt betekenen bij literatuurverwijzingen: bladzijdenummers.

Medewerkers
Alle auteurs en redactionele medewerkers hebben hun werk ambtshalve verricht. Daarnaast zijn er mensen die een bijdrage 'pro-deo' geleverd hebben.
De volgende tabellen geven een overzicht wie wat gedaan heeft.

Voor deel 1:

Naam	Werkgever	Auteur van:	Redactie van:
Ir. J.J. Antonides	pro deo	15	15
Ir. J.W. Bakker	ICW	12	–
Dr. H. de Bakker	Stiboka	3.1;3.3	2;3;11
Dr. J. Bouma	Stiboka	9;10	–
Dr. A. Breeuwsma	Stiboka	6;7	–
Ir. J. Broekhuizen	Stiboka	4.4;4.5;20	20
Drs. S. Bijlsma (†)	Stiboka	2	–
Drs. P. Cleveringa	RGD	2	–
Drs. J.S. Drijver-de Haas	pro deo	6	6
Dr. R.A. Feddes	ICW	13	–
Dr. W. de Gans	RGD	2	–
Ing. W. Heijink	Stiboka	3.2;3.4	–
Dr. B.H. Janssen	LH	8.1 t/m 8.4	–
Dr. A. Jongerius (†)	Stiboka	3.5	–
Ir. G. Lebbink	IB	15	–
Ir. W.P. Locher	HBCS	4.1;4.2;4.3; 5;9	4;5;6;8;9;10;15 17;18;20;(12 en 13)
Ing. A. Reijmerink	Stiboka	17	–
Ing. C.J. Schothorst	ICW	20	–
Ir. P. van der Sluijs	Stiboka	5;8.5;8.6;11;18	–
Ir. G.G.L. Steur	Stiboka	3.2;3.4	–
Ir. H.R. Ukkerman	pro deo	–	8
Dr. L.K. Wiersum	IB	17	–
Ir. J.R. Willet	pro deo	21	21
Dr. A.L.M. van Wijk	ICW	21	–

Voor deel 2:

Naam	Werkgever	Auteur van:
Dr. H. de Bakker	Stiboka	26;28;31 t/m 36;38;Bijlage
Ing. J.F. Bannink (†)	Stiboka	37
Ir. M.W. van den Berg	Stiboka	25
Drs. S. Bijlsma (†)	Stiboka	23;24
Dr. A. Breeuwsma	Stiboka	26
Drs. J.A.M. ten Cate	Stiboka	25
Drs. P. Cleveringa	RGD	23;24
Drs. L. van Dommelen	LID	30
Dr. W. de Gans	RGD	23;24
Ir. A.F. van Holst	Stiboka	29;30
Drs. R.H. Kemmers	ICW	37.6
Mw. K.K. Koelbloed	Stiboka	26.15
Ir. P.A. Kouwenhoven	pro deo	37
Ir. W.P. Locher	HBCS	Bijlage
Ir. K.R. van Lynden	Stiboka	30;38
Ir. G.G.L. Steur	Stiboka	27;34;35;Bijlage

Van dit deel is hoofdstuk 37 redactioneel bewerkt door W.P. Locher en P.A. Kouwenhoven; de overige hoofdstukken zijn door H. de Bakker bewerkt. De tekstfiguren uit de hoofdstukken 23 en 24 zijn door de Rijks Geologische Dienst toegeleverd, die van hoofdstuk 30 door de Landinrichtingsdienst, de overige door de Stichting voor Bodemkartering.

Behalve de bovengenoemde auteurs hebben ook veel andere collega's hun bijdragen aan dit boek geleverd. Mede namens de auteurs bedankt de redactie allen voor de wijze waarop zij hebben meegewerkt; met name willen we daarbij noemen de heer H.C. Bos en mw. R.J. Bruggema, die vrijwel alle figuren getekend, resp. ingetypt hebben, en mw. H.E. Michel-Knaap,

die nagenoeg alle hoofdstukken getypt heeft. Namens het onderwijs bedanken we de directies van bovengenoemde instellingen waardoor deze uitgave mogelijk werd, en verder de medewerkers van Uitgeverij Malmberg voor de goede samenwerking.

De redactie (p/a Stichting voor Bodemkartering, Wageningen) stelt reacties op de inhoud van 'Bodemkunde van Nederland' op prijs (signaleren van fouten, suggesties voor inkrimping of uitbreiding van de tekst, enz.).

De redacteuren.

INHOUD Blz.

Voorwoord 2

2 *Algemene Geologie* (P. Cleveringa, S. Bijlsma † en W. de Gans) 11
2.1 De aarde 11
2.1.1 Inleiding 11
2.1.2 Opbouw van de aarde 11
2.2 Samenstelling van de aardkorst 12
2.2.1 Inleiding 12
2.2.2 Mineralen 12
2.2.3 Gesteenten 13
2.2.4 Delfstoffen 14
2.3 Processen die een rol spelen bij de opbouw van de aardkorst 15
2.3.1 Afzetting en tektoniek 15
2.3.2 Diagenese 16
2.4 Inwendige geologische krachten 17
2.4.1 Inleiding 17
2.4.2 Geomagnetisme 17
2.4.3 Plaattektoniek 18
2.4.4 Vulkanisme 18
2.4.5 Aardbevingen 20
2.4.6 Gebergtevorming 20
2.5 Uitwendige geologische krachten 22
2.5.1 Inleiding 22
2.5.2 De hydrosfeer 22
2.5.3 De atmosfeer 27
2.5.4 De biosfeer 27
2.6 De geologische tijd 28
2.6.1 Inleiding 28
2.6.2 Lithostratigrafie 28
2.6.3 Biostratigrafie 28
2.6.4 Chronostratigrafie 29
2.6.5 Paleomagnetische dateringen 30
2.6.6 Stratigrafie van het Kwartair en de daarbij gehanteerde onderzoeksmethoden 30
2.7 Literatuur 31

3 *Het bodemprofiel* (H. de Bakker) 33
3.1 Inleiding 33
3.2 Profielverlopen 34
3.2.1 Inleiding 34
3.2.2 Indeling 34
3.2.3 Betekenis van de profielverlopen 35
3.2.4 Combinatie van profielverlopen 35
3.3 Horizontcodering 35
3.3.1 Inleiding 35
3.3.2 Hoofdhorizonten 36
3.3.3 Lettertoevoegingen 37
3.3.4 Cijfertoevoegingen 38
3.4 Kalkverlopen 40
3.4.1 Inleiding 40
3.4.2 Kalkgehalte per grondmonster 40
3.4.3 Kalkverlopen 40
3.4.4 Combinaties van kalkverlopen 41
3.5 Ruimtelijke opbouw 41
3.5.1 Inleiding 41
3.5.2 Bodemstructuur per horizont 42
3.5.3 Structuurprofielen 47
3.6 Literatuur 48
3.6.1 Geraadpleegde literatuur 48

4 *Grond als driefasig systeem* (W.P. Locher en J. Broekhuizen) 49
4.1 Inleiding 49
4.2 Definities 50
4.2.1 Symboliek 50
4.2.2 Volumefractie 50
4.2.3 Waterdikte 51
4.2.4 Massafractie 51
4.2.5 Massaverhouding water-vaste fase of watergetal 52
4.2.6 Volumieke massa 52
4.3 Berekeningen 53
4.3.1 Wiskundige relaties 53
4.3.2 Rekenvoorbeelden en vragen 55
4.4 Waarden van dichtheid en porositeit 56
4.4.1 Dichtheid van vaste bestanddelen 56
4.4.2 Dichtheid van water 57
4.4.3 Porositeit en dichtheid van de grond 57
4.5 Bepaling van de vochtigheid 59
4.5.1 Gravimetrisch/volumetrisch 59
4.5.2 Nucleair 59
4.6 Literatuur 61
4.6.1 Geraadpleegde literatuur 61
4.6.2 Aanbevolen literatuur 61

5 *Korrelgrootte* (P. van der Sluijs en W.P. Locher) 63
5.1 Inleiding 63
5.1.1 Proeven 63
5.1.2 Begrippen als zanddeel, zandgehalte, zand en zandgrond 64
5.2 Klassen en namen voor korrelgroottedelen 64
5.2.1 Bestanddelen van grond 64
5.2.2 Benaming in dit boek 66
5.2.3 Het lot van een korrelgroottegrens 66
5.2.4 Verscheidenheid in korrelgrootte grenzen 67
5.3 Eigenschappen van het zand-, silt- en lutumdeel 67
5.3.1 Zanddeel 67
5.3.2 Siltdeel 68
5.3.3 Lutumdeel 68
5.4 Bepaling van de korrelgrootteverdeling 69
5.4.1 Korrelgrootteverdeling = textuur 69
5.4.2 Voorbehandeling 69
5.4.3 Zeefmethode 69
5.4.4 Bepaling van de fijnste delen met de pipetmethode 69
5.5 Textuurindeling van de Stichting voor Bodemkartering 72
5.5.1 Inleiding: zwaarte van grond 72
5.5.2 Indeling naar lutum-, silt- en zandgehalte 73
5.5.3 Zandgrofheid, gekarakteriseerd door de zandmediaan M_Z 73
5.5.4 Toepassen van de textuurindeling volgens de Stiboka 76
5.5.5 Sommatiecurve als beeld van spreiding 76
5.6 Indeling naar korrelgrootte volgens de Rijks Geologische Dienst 76
5.7 Soortelijke oppervlakte 77
5.7.1 Inleiding 77
5.7.2 Berekening van de massieke oppervlakte *s* 77
5.7.3 Berekening van het U16-getal (een areïeke oppervlakte) 78
5.8 Grondsoortenindeling van de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders 78

5.9 Invloed van de korrelgrootteverdeling op enige eigenschappen van grond 79
5.9.1 Slempgevoeligheid in verband met lutumgehalte 79
5.9.2 Stuifgevoeligheid in verband met zandgrofheid en grindgehalte 79
5.9.3 Ploegzool in verband met lutumgehalte 79
5.9.4 Vochtleverend vermogen in verband met textuur 79
5.9.5 Doorlatendheid in verband met zandgrofheid en leemgehalte 81
5.9.6 De textuurgrenzen naar lutumgehalte 81
5.10 Literatuur 82
5.10.1 Geraadpleegde literatuur 82
5.10.2 Aanbevolen literatuur 82

6 *Bodemmineralogie* (A. Breeuwsma en J.S. Drijver-de Haas) 83
6.1 Herkomst en ontstaan van mineralen in de bodem 83
6.1.1 Inleiding 83
6.1.2 Fysische verwering 83
6.1.3 Chemische verwering 84
6.1.4 Samenvatting verwering 85
6.1.5 *Transport van mineralen* 85
6.1.6 Kringloop van mineralen 86
6.2 Indelingen van mineralen 86
6.2.1 Primaire mineralen 86
6.2.2 Secundaire mineralen 88
6.2.3 Indeling naar kleur en dichtheid 89
6.3 Kleimineralen 89
6.3.1 Inleiding 89
6.3.2 Het verband tussen kristalbouw en eigenschappen: samenvatting 90
6.4 Oxyden 92
6.4.1 Inleiding 92
6.4.2 Siliciumoxyden 92
6.4.3 Aluminiumoxyden 92
6.4.4 IJzeroxyden 92
6.4.5 *Mangaan- en titaanoxyden* 93
6.5 Overige mineralen 93
6.5.1 Carbonaten 93
6.5.2 Sulfiden 93
6.5.3 Sulfaten 93
6.5.4 Fosfaten 94
6.6 Literatuur 94

7 *De mineralogische samenstelling van de Nederlandse zand- en kleigronden* (A. Breeuwsma) 95
7.1 Inleiding 95
7.2 Zandgronden 95
7.2.1 Primaire mineralen 95
7.2.2 Secundaire mineralen 96
7.3 Kleigronden 96
7.3.1 Inleiding 96
7.3.2 Herkomst van de klei-afzettingen 97
7.3.3 Samenstelling van de lutumfractie 97
7.3.4 Eigenschappen van de lutumfractie 98
7.3.5 Samenstelling en eigenschappen van de sloef- en siltfractie 99
7.4 Literatuur 99
7.4.1 Geraadpleegde literatuur 99
7.4.2 Aanbevolen literatuur 99

8 *Organische stof* (B.H. Janssen, P. van der Sluijs en H.R. Ukkerman) 101
8.1 Inleiding 101
8.1.1 Organisch materiaal 101
8.1.2 Termen organische stof en humus 102
8.2 Humusvorming 102
8.2.1 Humusvormers 102
8.2.2 Plantaardig materiaal als bron voor humusstoffen 103
8.2.3 Opbouw van humus 104
8.2.4 Chemische eigenschappen van humus 105
8.3 Chemische en morfologische indeling van humus 107
8.3.1 Indeling naar chemische extra-heerbaarheid 107
8.3.2 Indeling naar afbreekbaarheid 107
8.3.3 Indeling naar vorm en vormingswijze 107
8.4 Betekenis van organische stof 109
8.4.1 Fysische bodemvruchtbaarheid 109
8.4.2 Kationenomwisselcapaciteit 110
8.4.3 Mineralisatie van stikstof, fosfor en zwavel 111
8.5 Factoren van invloed op het humus-gehalte 112
8.5.1 Humusvoorraad als evenwichtsresultante 112
8.5.2 Invloed van het klimaat 113
8.5.3 Invloed van de bodem 113
8.5.4 Invloed van het bodemgebruik 113
8.6 Organische-stofgehalte: bepaling, indeling en voorkomen 114
8.6.1 Organische-stofbepaling 114
8.6.2 Indeling in organische-stofklassen bij de Stichting voor Bodemkartering 114
8.6.3 Spreiding van het organische-stofgehalte en het C-N-quotiënt in Nederlandse gronden 116
8.7 Literatuur 118
8.7.1 Geraadpleegde literatuur 118
8.7.2 Aanbevolen literatuur 118

9 *Binding van water* (J. Bouma en W.P. Locher) 121
9.1 Inleiding 121
9.1.1 Betekenis van water in de grond 121
9.1.2 Het onderwerp water in dit boek 121
9.1.3 Bodemwaterzones 121
9.2 Bindingskrachten 123
9.2.1 Inleiding 123
9.2.2 Adhesie krachten 123
9.2.3 Capillaire krachten 123
9.2.4 Osmotische krachten 124
9.3 Energietoestand van het bodemwater 125
9.3.1 Het begrip energietoestand 125
9.3.2 Het begrip plaatshoogte 127
9.3.3 Het begrip drukhoogte 127
9.3.4 Het begrip stijghoogte 128
9.3.5 Bepaling van de drukhoogte in de bodem 128
9.4 Verbanden tussen drukhoogte en vochtgehalte 129
9.4.1 Vochtkarakteristiek of pF-curve 129
9.4.2 Bepaling van de vochtkarakteristiek 130
9.4.3 Toepassing van de vochtkarakteristiek 130
9.4.4 Vochtkarakteristieken van een aantal grondsoorten 132
9.4.5 Vochtverdeling in een profiel bij statisch evenwicht 134

9.4.6 Hysteresis 135
9.4.7 Equivalente poriëngrootteverdeling 136
9.5 Literatuur 137
9.5.1 Geraadpleegde literatuur 137
9.5.2 Aanbevolen literatuur 137

10 *Stroming van water* (J. Bouma) 139
10.1 Inleiding 139
10.1.1 Wel en niet behandelde stof 139
10.1.2 Filtersnelheid en doorlatendheid: de wet van Darcy 140
10.2 Het begrip doorlatendheid 142
10.2.1 Effect van korst en regenintensiteit op de doorlatendheid 142
10.2.2 Doorlaatkarakteristiek 142
10.3 Meten en berekenen van de doorlatendheid 143
10.3.1 Verzadigde doorlatendheid: boorgatmethode en kolommethode 143
10.3.2 Onverzadigde doorlatendheid: korstmethode en verdampingsmethode 143
10.3.3 Morfologische benadering 144
10.4 Stroming na evenwicht (principes) 145
10.4.1 Inleiding 145
10.4.2 Regen en verdamping in evenwichtsprofiel 146
10.5 Infiltratie 146
10.5.1 Constante infiltratiesnelheid in diepe, homogene grond zonder grondwaterspiegel 146
10.5.2 Constante infiltratiesnelheid in homogene grond met een grondwaterspiegel 146
10.5.3 Constante infiltratiesnelheid in gelaagde grond 148
10.5.4 Constante infiltratiesnelheid door een korst 149
10.5.5 Niet-constante infiltratiesnelheid 150
10.5.6 Infiltratie in gescheurde grond 150
10.6 Opwaartse stroming 152
10.6.1 Constante, opwaartse stroming vanuit het grondwater in homogene grond 152
10.6.2 Constante, opwaartse stroming vanuit het grondwater in gelaagde grond 152
10.6.3 Kritieke grondwaterstand 153
10.6.4 Constante, opwaartse stroming vanuit het grondwater in zwellende en krimpende kleigrond 153
10.7 Stromingspatronen 154
10.7.1 Stroomsnelheid in de poriën en verblijftijd van water 154
10.7.2 Doorbraakcurven 154
10.7.3 Tegengaan van kortsluiting 155
10.8 Literatuur 157
10.8.1 Geraadpleegde literatuur 157
10.8.2 Aanbevolen literatuur 157

11 *Grondwatertrappen* (P. van der Sluijs) 159
11.1 Inleiding 159
11.2 Grondwatertrappenindeling 160
11.2.1 Principe 160
11.2.2 GHG en GLG 160
11.2.3 De indeling 161
11.3 Vaststelling (schatting) van de GHG en GLG 162
11.3.1 Nauwkeurigheid van de berekende verwachtingswaarde 162
11.3.2 Benadering met spreidingsdiagrammen 162
11.3.3 Benadering met gerichte opnamen 163
11.3.4 Schattingsnauwkeurigheid van de uit spreidingsdiagrammen en uit gesimuleerde gerichte opnamen afgeleide GHG en GLG 163
11.3.5 Verkenning in de winter van de ontwateringstoestand 164
11.3.6 Veldschatting 164
11.4 Frequentieverdeling en duur van grondwaterstanden 166
11.4.1 Cumulatieve verdeling 166
11.4.2 Grondwatertrappen en tijdsduurklassen van grondwaterstanden 169
11.5 Gemiddelde voorjaarsgrondwaterstand 170
11.6 Toelichting op de computeruitvoer van grondwaterstandsgegevens 170
11.6.1 Inleiding 170
11.6.2 Toelichting bij tabel 11.25A 170
11.6.3 Toelichting bij tabel 11.25B 170
11.6.4 Toelichting bij tabel 11.25C 172
11.6.5 Toelichting bij tabel 11.25D 172
11.7 Literatuur 172

12 *Luchthuishouding* (synopsis, J.W. Bakker) 173

13 *Warmtehuishouding* (synopsis, R.A. Feddes) 177

15 *Bodembiologie* (G. Lebbink en J.J. Antonides) 181
15.1 Inleiding 181
15.1.1 Een oecologische wetenschap 181
15.1.2 Bodembiologie, onderzoek en praktijk 182
15.2 Bodemorganismen 182
15.2.1 Wat zijn bodemorganismen? 182
15.2.2 Indelingscriteria 182
15.2.3 Schimmels 184
15.2.4 Protozoën 186
15.2.5 Algen 186
15.2.6 Myxobacteriën en eubacteriën 186
15.2.7 Actinomyceten 188
15.2.8 Mesofauna 188
15.2.9 Macrofauna 188
15.2.10 Aantallen en telmethoden 189
15.3 Wisselwerkingen tussen bodemorganismen onderling 190
15.3.1 Homeostasis 190
15.3.2 Negatieve interacties 190
15.3.3 Positieve interacties 191
15.4 Wisselwerkingen tussen bodemorganismen en planten 191
15.4.1 Rhizosfeer 191
15.4.2 Symbiose 191
15.4.3 Ziekten en plagen 192
15.5 Invloed van bodemfysische en bodem-chemische factoren op bodemorganismen 192
15.5.1 Bodemfysische factoren 192
15.5.2 Bodemchemische factoren 193

15.6 Invloed van bodemorganismen op de bodemvorming 193
15.6.1 Minerale bestanddelen 193
16.6.2 Organische stof 193
15.6.3 Structuur 193
15.7 De betekenis van bodemorganismen voor de bodemvruchtbaarheid 194
15.7.1 Afbraak van organische stof 194
15.7.2 Koolstofkringloop 194
15.7.3 Stikstofkringloop 195
15.7.4 Zwavelkringloop 196
15.7.5 Fosforkringloop 197
15.7.6 Microbiële omzettingen van andere elementen 197
15.7.7 Bestrijdingsmiddelen 198
15.8 Literatuur 198
15.8.1 Geraadpleegde literatuur 198
15.8.2 Aanbevolen literatuur 198

17 *Bewortelingen* (L.K. Wiersum en A. Reijmerink) 201
17.1 Inleiding 201
17.1.1 Bodem = wortelmilieu 201
17.1.2 Wortels beïnvloeden bodemvorming 202
17.2 Morfologische aspecten 202
17.2.1 Bouw en groei van wortels 202
17.2.2 Wortelstelsels 204
17.3 Methoden van bewortelingsonderzoek 205
17.3.1 Wortelparameters 205
17.3.2 Tekenmethode en telmethode 206
17.3.3 Andere methoden 206
17.3.4 Het definiëren van de worteldiepte 207
17.4 Fysiologische aspecten 208
17.4.1 Wisselwerking wortels-spruit 208
17.4.2 Opname water en voedingsstoffen 209
17.4.3 Kunstmest of organische mest? 211
17.4.4 Gevolgen van geremde worteladembaling 212
17.5 Bodemfactoren die de bewortelbare diepte beïnvloeden 212
17.5.1 Inleiding 212
17.5.2 Zuurgraad 212
17.5.3 Aëratie 212
17.5.4 Indringingsweerstand 213
17.5.5 Interacties tussen groeifactoren 216
17.6 Bewortelingsmogelijkheden van Nederlandse gronden 216
17.6.1 Samenvatting 217
17.6.2 Veengronden 217
17.6.3 Moerige gronden 217
17.6.4 Podzolgronden 217
17.6.5 Brikgronden en leemgronden 218
17.6.6 Dikke eerdgronden 218
17.6.7 Kalkloze en kalkhoudende zandgronden 219
17.6.8 Zeekleigronden en niet-gerijpte gronden 219
17.6.9 Rivierkleigronden en oude kleigronden 221
17.7 Literatuur 222
17.7.1 Geraadpleegde literatuur 222
17.7.2 Aanbevolen literatuur 223

18 *Vochtlevering door de grond* (P. van der Sluijs) 225
18.1 Inleiding 225
18.1.1 Bedoeling van dit hoofdstuk 225
18.1.2 Verdamping en produktie 225
18.1.3 Vochtbalans van de wortelzone 227
18.2 Verdamping en neerslag 227
18.2.1 Verdeling over het jaar 227
18.2.2 De kans op een bepaald neerslagtekort 228
18.2.3 Regionale verschillen in het neerslagtekort 229
18.3 Berekening van de vochtlevering 230
18.3.1 Onttrekkingssysteem 230
18.3.2 Vochtlevering bij een gegeven cappillaire stijgsnelheid (wegzijging nul) 230
18.3.3 Vochtlevering bij een gegeven capillaire stijgsnelheid en snelheid van wegzijging 232
18.3.4 Vochtlevering bij pseudo-stationaire opstijging met wegzijging 232
18.4 Globale schatting van het vochtleverend vermogen 233
18.4.1 Indeling in gradaties 233
18.4.2 Grote lijn van de schatting door indeling in hangwater-, permanente grondwater- en tijdelijke grondwaterprofielen 233
18.4.3 Beschikbaar hangwater in de wortelzone 235
18.4.4 Dikte wortelzone 235
18.4.5 Grondwaterstand aan het begin en eind van het groeiseizoen 235
18.4.6 Kritieke stijgafstand 236
18.4.7 Vochtlevering door gelaagde ondergronden 237
18.5.1 Geraadpleegde literatuur 240
18.5.2 Aanbevolen literatuur 240

20 *Zakking van grond* (C.J. Schothorst en J. Broekhuizen) 241
20.1 Inleiding 241
20.2 Grond-, water- en korrelspanning 241
20.2.1 Grondspanning 241
20.2.2 Waterspanning 242
20.2.3 Korrelspanning in verzadigde grond 242
20.2.4 Korrelspanning in onverzadigde grond 243
20.3 Zakkingscomponenten 244
20.4 Zetting en inklinking 244
20.4.1 Formule van Terzaghi 244
20.4.2 Berekening van zetting en inklinking 245
20.4.3 Zakkingsverloop met de tijd; formule van Koppejan 246
20.4.4 Plastisch en elastisch grondgedrag; grensspanning 246
20.5 Bepaling van samendrukkingsconstanten 248
20.5.1 Samendrukkingsproef 248
20.5.2 Berekening van samendrukkingsconstanten 249
20.6 Zakking van veengronden; formule van Fokkens 249
20.7 Krimp 250
20.7.1 Inleiding 250
20.7.2 Massiek volume 250
20.7.3 Krimpberekening bij kleigronden 251
20.7.4 Krimpberekening met behulp van rijpingsformule 251
20.8 Krimp en oxydatie bij veengronden 254
20.8.1 Inleiding 254
20.8.2 Berekening van krimp en oxydatie 254
20.9 Samenvatting en evaluatie van enige zakkingsformules 255

20.10 Literatuur 256
20.10.1 Geraadpleegde literatuur 256
20.10.2 Aanbevolen literatuur 257

21 *Bodemtechniek* (A.L.M. van Wijk en J.R. Willet) 259
21.1 Inleiding 259
21.2 Bodemgeschiktheid en bodemgebruik 260
21.3 Oorzaak en aard van de gebreken 260
21.3.1 Korrelgrootteverdeling en organische stof 260
21.3.2 Adsorptie van kationen 261
21.3.3 Dichtheid en gelaagdheid 262
21.3.4 Topografie 262
21.4 Doelen en aspecten van bodemtechniek 262
21.5 Profielverbetering 262
21.5.1 Vochtvoorziening en opbrengstdepressies 262
21.5.2 Voorbeelden van profielverbetering 264
21.5.3 Profielverbetering bij zand- en plaatgronden 264
21.5.4 Profielverbetering bij veenkoloniale gronden 264
21.5.5 Profielverbetering in stedelijke gebieden 269
21.6 Toplaagverbetering 270
21.6.1 Inleiding 270
21.6.2 Bewerkbaarheid 271
21.7 Draagkracht van de toplaag 274
21.7.1 Inleiding 274
21.7.2 Dichtheid 274
21.7.3 Drukhoogte van het bodemvocht 275
21.7.4 Organische-stofgehalte 276
21.7.5 Lutumgehalte 276
21.7.6 Aard van de grasmat 277
21.8 Draagkracht bij grasland 278
21.8.1 Inleiding 278
21.8.2 Bezanden en verschralen 278
21.8.3 Ontwatering 278
21.8.4 Stikstofhuishouding en ontwatering 279
21.8.5 Economische aspecten 279
21.9 Draagkracht bij sport- en recreatieterreinen 281
21.9.1 Inleiding 281
21.9.2 Enkele normen en grenswaarden 281
21.9.3 Hydrologische condities 281
21.10 Verbetering van de topografie: egalisatie en slootdemping 284
21.11 Uitvoeringsaspecten, werktuigen 285
21.11.1 Diepploegen 285
21.11.2 Woelers en mengploegen 286
21.11.3 Andere werktuigen 287
21.11.4 Werktuigeffecten 288
21.12 Ontwatering tijdens en na de uitvoering 289
21.12.1 Doorlatendheid 289
21.12.2 Verdichting 289
21.12.3 Ontwateringsstelsel 289
21.12.4 Praktijkregels 290
21.12.5 Bemaling 290
21.13 Nat grondverzet 291
21.13.1 Ontgraving en transport 291
21.13.2 Opslag 291
21.13.3 Toepassingen 292
21.14 Literatuur 296

22

23 zie deel 2

24 "

25 "

26 "

32 "

H/m 38 "

Bijlagen

A Antwoorden 299
B Trefwoordenregister 327
C Symbolenlijst 345

2

HOOFDSTUK 2: ALGEMENE GEOLOGIE

door P. Cleveringa, S. Bijlsma (†) en W. de Gans

2.1 DE AARDE

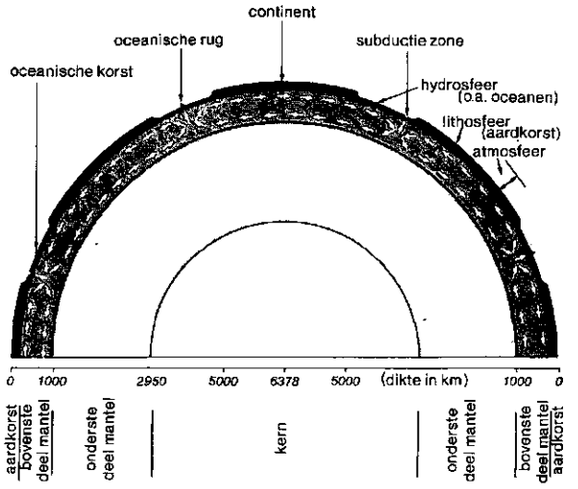
2.1.1 Inleiding

Geologie is de wetenschap, die de aarde bestudeert: de wordingsgeschiedenis, de opbouw en samenstelling ervan, de krachten, die daarbij een rol spelen en het op de aarde ontwikkelde leven. De kennis omtrent de wordingsgeschiedenis van de aarde is en wordt grotendeels ontleend aan fysische en chemische processen, die ook nu nog plaats vinden. Dit betreft processen en krachten, die zowel van buitenaf (*exogeen*), als van binnenuit (*endogeen*) de samenstelling, de vorm van de aarde en de aardkorst beïnvloeden. De denkwijze in de geologie, waarbij nu nog in de natuur werkzame fysische en chemische processen als uitgangspunt worden genomen om vroegere veranderingen in en aan de aardkorst te verklaren, noemen we het *actualiteitsprincipe*. Hiermee zal duidelijk zijn, dat de geologie zich zowel bezighoudt met recente geologische processen, als met het zoeken naar verklaringen voor het ontstaan van de aarde, de opbouw ervan en het voorkomen en de verbreiding van bepaalde gesteenten, dit laatste vooral in verband met het opsporen van bruikbare en exploiteerbare hoeveelheden ertsen en mineralen.
In 2.1.2 bepalen we ons tot de opbouw van de aarde en het feitenmateriaal, waarop onze huidige kennis gebaseerd is.

2.1.2 Opbouw van de aarde

De aarde is een planeet met een bijna bolvormig lichaam. De straal hiervan bedraagt ongeveer 6350 kilometer. Hoewel de gemiddelde dichtheid van de aarde 5520 kg/m³ is, hebben de gesteenten aan het oppervlak een gemiddelde dichtheid van ongeveer 2600 kg/m³, zie ook tabel 4.65. Hieruit blijkt, dat de aarde uit 'gesteenten' opgebouwd is, die onderling afwijkende dichtheden vertonen.
Het inwendige van de aarde kan niet door directe waarnemingen bestudeerd worden, vandaar, dat onze kennis hiervan langs indirecte weg verkregen dient te worden. Ze berust voor het grootste gedeelte dan ook op de interpretatie van gegevens, verkregen uit seismologisch onderzoek (bijvoorbeeld voorspellingen en registratie van aardbevingen) en onderzoek van het vulkanisme en daarmee samenhangende verschijnselen. Dank zij al deze gegevens weten we, dat de aarde is opgebouwd uit een kern, een mantel en een korst.

De straal van de kern is ongeveer 3450 kilometer (figuur 2.1). De dichtheid van de kern moet ongeveer 10000 kg/m³ bedragen, omdat hierdoor het gewichtstekort aan de buitenkant van de aarde (dichtheid ca. 3000 kg/m³) gecompenseerd wordt. De kern zou kunnen bestaan uit een mengsel van nikkel en ijzer (*nife*), waaruit ook sommige meteorieten, die op aarde ingeslagen zijn en waarvan de restanten op hun mineralogische samenstelling zijn onderzocht, zijn opgebouwd.
De aardmantel zou bestaan uit een mengsel van silicium en magnesium (*sima*, dichtheid 3300 kg/m³). Deze veronderstelling is vooral gebaseerd op de samenstelling van gesteentebrokken uit de mantel, die bij lava-uitstromingen of vulkaanuitbarstingen naar boven worden gebracht. De mantel is ongeveer 2900 km dik; door de hoge druk is het gesteente viskeus.
Ook in het onderste deel van de korst kunnen we gesteenten met een 'sima'-achtige samenstelling vinden (dichtheid 2900 kg/m³). Het bovenste deel van de korst heeft een dichtheid van 2700 kg/m³. Silicium en aluminium vormen hier de belangrijkste elementen (*sial*). Vergeleken met de kern en de mantel is de dikte van de aardkorst (6-35 km) gering (figuur 2.1).



2.1 *Figuur*
Schematische doorsnede door de aarde. In het bovenste deel van de mantel zijn met pijltjes de convectiestromen (2.4.2) weergegeven.

Gegevens uit boorgaten en mijnen hebben geleerd, dat de temperatuur in de aardkorst met de diepte toeneemt. Het aantal graden, waarmee de temperatuur per lengte-eenheid oploopt, noemen we *geothermische gradiënt*. De geothermische gradiënt in de korst is niet overal gelijk. Vroeger werd aangenomen, dat de aarde bij haar vorming een zeer hete vloeibare bol geweest is, waarbij door een steeds verdere verdichting

van de stof- en gasdeeltjes, onder invloed van de zwaartekracht en afkoeling van het oppervlak, de aardkorst ontstaan zou zijn (contractietheorie). Thans neemt men aan, dat de aarde over een eigen warmtebron beschikt, in de vorm van radioactieve elementen, zoals kalium, uranium en thorium. Bij verval hiervan komt veel warmte vrij.

2.2 SAMENSTELLING VAN DE AARDKORST

2.2.1 Inleiding

In de scheikunde worden stoffen, die niet verder in ongelijke stoffen te splitsen zijn, elementen genoemd. De aarde bestaat scheikundig gesproken uit zo'n kleine 100 elementen. In de natuur komen deze elementen meestal voor in onderlinge verbindingen, doordat een of meerdere atomen van afzonderlijke elementen een molekuul van de betreffende verbinding vormen. Zo vormen een atoom ijzer (Fe) en twee atomen zwavel (S) een molekuul zwavelijzer (FeS_2), een stof, die wij uit de gesteenten kennen onder de naam pyriet. We spreken dan van het mineraal pyriet.

Gesteenten zijn opgebouwd uit mineralen. Sommige gesteenten bestaan uit slechts een mineraal, de meeste uit meer mineralen.

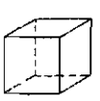
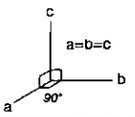
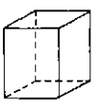
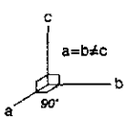
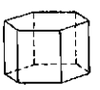
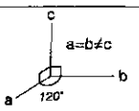
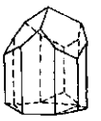
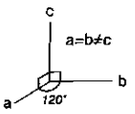
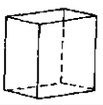
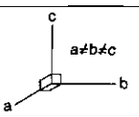
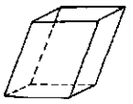
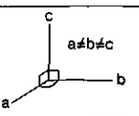
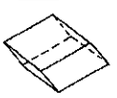
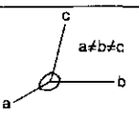
2.2.2 Mineralen

Mineralen zijn homogene, natuurlijke stoffen met een vaste chemische samenstelling en kristalstructuur. De meeste mineralen zijn chemische verbindingen van meerdere elementen; enkele bestaan uit één element. Een achttal elementen, namelijk zuurstof (O), silicium (Si), aluminium (Al), ijzer (Fe), calcium (Ca), natrium (Na), kalium (K) en magnesium (Mg), vormen onderling mineralen met uiteenlopende eigenschappen. De aardkorst is vrijwel geheel (98%) opgebouwd uit mineralencombinaties van deze elementen. Zuurstof en silicium zijn hiervan weer de belangrijkste. De meest voorkomende gesteentevormende mineralen van de aardkorst behoren tot de silicaten.

De verbinding $Si_x O_y$ komt dan ook in alle gesteentevormende mineralen voor. In de verhouding 1 Si- en 2 O-atomen (SiO_2) kennen we deze verbinding als het mineraal *kwarts*. Meestal komt dit in zogenaamde aders voor in gesteenten en laat het geen duidelijke kristalvorm zien, omdat er bij de kristallisatie uit een waterige oplossing onvoldoende ruimte beschikbaar is geweest. Is die ruimte er wel, dan ontstaan als begrenzing kristalvlakken. Maar voor beide gevallen geldt, dat het SiO_2 kristalliseert, dat wil zeggen, dat de atomen geordend worden volgens een voor de betreffende stof kenmerkend *kristaalrooster* of tralie.

Er bestaat een eindeloze verscheidenheid aan kristalvormen, omdat het ruimterooster, waarin elk mineraal zijn atomen ordent, aanleiding kan geven tot sterk uiteenlopende kristalbegrenzingen. De hulpwetenschap van de *kristallografie* heeft ordening in deze verscheidenheid gebracht. Dat heeft geresulteerd in een kristalstelsel, waarbij zeven hoofdvormen worden onderscheiden (figuur 2.2).

In gesteenten zijn de mineralen zelden op grond van hun kristalvorm herkenbaar. Vandaar, dat meestal gebruik gemaakt wordt van uit gesteenten gezaagde plakjes (slijpplaatjes), die vervolgens tot ca. 3/100 mm dikte afgeslepen worden. Deze kunnen met behulp van het doorvallend licht van een polarisatiemicroscoop bestudeerd worden. Op grond van verschillen in optische eigenschappen van de diverse mineralen blijken deze determineerbaar.
Een moderne methode is die van de röntgenanalyse, waarbij de opbouw van het kristalrooster onderzocht wordt.

Kubisch			Alle ribben zijn even lang en staan loodrecht op elkaar
Tetragonaal			De ribben staan loodrecht op elkaar. De horizontale zijn even lang, maar de verticale zijn langer of korter
Hexagonaal			De bovenkant en de onderkant zijn een zeshoek; de verticale ribben zijn even lang
Trigonaal			Deze vorm ontstaat door een kubus langs een diagonaal in elkaar te drukken.
Rhombisch			Drie ongelijke ribben, die loodrecht op elkaar staan
Monoklien			De ribben zijn ongelijk van lengte, twee ribben snijden elkaar onder een hoek van 90°
Triklien			De ribben zijn ongelijk van lengte en snijden elkaar onder verschillende hoeken

2.2 *Figuur*
De hoofdvormen van het kristalstelsel.

2.3a *Tabel*

Samenstelling van enkele belangrijke gesteentevormende mineralen. Zie verder tabel 2.16 en hoofdstuk 6.

Samenstelling van belangrijke gesteentevormende mineralen			
lichte mineralen vooral K, Na, Ca, Al	**kwarts**		SiO_2
	veldspaten	orthoklaas	$KALSi_3O_8$
		plagioklaas (mengkristallen van albiet en anortiet)	$NaALSi_3O_8$ - $CaAl_2Si_2O_8$
	glimmers	muscoviet	$KAL_2(ALSi_3O_{10})(OH,F)$
		biotiet	$K(Mg,Fe)_3(ALSi_3O_{10})(OH,F)_2$
donkere mineralen vooral Mg, Fe	**amfibolen**	bijv. hoornblende	$Ca_2(Mg,Fe)_5(OH)_2(Si_4O_{11})_2$ soms ook Al
	pyroxenen	bijv. augiet	$Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ soms ook Al en Na
	olivijn		$(Mg,Fe)_2SiO_4$

Naast de genoemde gesteentevormende mineralen, komen nog zogenaamde *accessorische mineralen* in de aardkorst voor. Hun aandeel is klein (ca. 2%), maar de economische betekenis ervan is groot. Deze mineralen worden naar de aard van hun verbindingen ingedeeld (tabel 2.3b).

2.3b *Tabel*

Namen en chemische samenstelling van enige bijkomende (accessorische) mineralen.

Elementen		*Sulfiden*		*Haliden*	
goud	Au	pyriet	FeS_2	fluoriet	CaF_2
zilver	Ag	galeniet	PbS	haliet	NaCl
koper	Cu				
grafiet	C	sfaleriet	ZnS	sylvien	KCl
diamant	C				
zwavel	S				
Oxyden		*Carbonaten*		*Sulfaten*	
korund	Al_2O_3	calciet	$CaCO_3$	bariet	$BaSO_4$
hematiet	Fe_2O_3	dolomiet	$CaMg(CO_3)_2$	anhydriet	$CaSO_4$
magnetiet	Fe_3O_4			gips	$CaSO_4.2H_2O$
limoniet	$FeO.OH.H_2O$				
opaal	SiO_2				
Fosfaten				*Nitraten*	
vivianiet	$(Fe_3PO_4)_2.8H_2O$			chilisalpeter	$NaNO_3$
apatiet	$Ca_5(F.Cl)(PO_4)_3$				

Femische silicaten (Fe- en Mg-mineralen)

granaat	$(Mg, Fe, Mn)_3Al_2(SiO_4)_3$
talk	$Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$
asbest	$Mg_6(Si_4O_{10})(OH)_8$

2.2.3 Gesteenten

Gesteenten zijn in de natuur voorkomende vaste delen bestaande uit één of meer mineralen of uit organische stoffen. Gebruikelijk is om gesteenten te classificeren naar hun ontstaanswijze, waarbij rekening wordt gehouden met de scheikundige samenstelling en de mineraalinhoud. De meest gangbare indeling naar ontstaanswijze geeft tabel 2.3c.

2.3c *Tabel*

Indeling gesteenten naar hun ontstaanswijze.

stollingsgesteenten	dieptegesteenten ganggesteenten uitvloeiingsgesteenten
afzettingsgesteenten (sedimenten)	klastische sedimenten chemische sedimenten organogene sedimenten
metamorfe gesteenten	

Stollingsgesteenten

Stollingsgesteenten zijn ontstaan door afkoeling en stolling vanuit een vloeibare fase (*magma*). Ze worden verder onderverdeeld naar hun samenstelling en de diepte, waarop ze gestold zijn (tabel 2.3c). Naar de samenstelling wordt gesproken over *zure* en *basische gesteenten*. Men moet daarbij niet denken aan de normale begrippen zuur en basisch uit de chemie. Het gaat bij gesteenten om de relatieve hoeveelheden kiezelzuur, dat vrij (als kwarts) of in de samenstellende mineralen aanwezig is. Zuur betekent hier: veel kiezelzuur en basisch: weinig kiezelzuur. Zure gesteenten (b.v. graniet) zijn vrijwel altijd licht van kleur en basische (b.v. basalt) donker (zie verder 2.4.4).

Dieptegesteenten zijn als grote lichamen op grote diepte afgekoeld; dit gebeurde langzaam en gelijkmatig, waardoor de kristallen van de gesteentevormende mineralen allen ongeveer even groot zijn (b.v. granieten).

Ganggesteenten zijn op minder grote diepte in de vorm van gangen en platen afgekoeld, en over het algemeen sneller, waardoor de kristallen kleiner zijn. Meestal is binnen een gang of plaat een duidelijk verschil in de afmetingen van de kristallen aanwezig. Aan de buitenzijde van de gang of plaat, waar de afkoeling het snelst is geweest, zijn de kristallen het kleinst. Soms waren een of meerdere mineralen al in het magma uitgekristalliseerd, voordat het materiaal gangen vormde en stolde. We krijgen dan een gesteente met grotere kristallen (eerstelingen of fenokristen) in een fijnere grondmassa. Dit heet *porfierstructuur*. In enkele gevallen zijn ganggesteenten veel grover dan de dieptegesteenten, waar ze mee samenhangen. In dat geval is ook de mineralogische samenstelling van het ganggesteente anders. Deze grofkorrelige ganggesteenten heten *pegmatieten* en zijn gevormd uit restoplossingen van het magma (zie ook 2.4.2). In de restoplossing zijn die elementen geconcentreerd, waarvan de verbindingen bij relatief lage temperaturen uitkristalliseren, zoals fluor, chloor, borium en fosfor. Het economisch belang van pegmatieten ligt dan ook in de aanwezigheid van mineralen, die we in andere gesteenten niet of nauwelijks aantreffen.

Uitvloeiingsgesteenten zijn aan de oppervlakte afgekoeld; door de snelle afkoeling van het uitgevloeide gesteente (b.v. bazalten) zijn ze meestal zeer fijnkorrelig en de kristallen klein. Soms treedt zelfs geen kristallisatie op en ontstaat er een soort glas, vulkanisch glas of obsidiaan genoemd.

Afzettingsgesteenten of sedimenten

De omstandigheden aan het aardoppervlak zijn er verantwoordelijk voor dat gesteenten, die bij een bepaalde temperatuur en/of druk gevormd zijn (kristallijn gesteente) door mechanische of chemische verwering omgezet worden (§ 2.5).

Chemische verwering laat sommige mineralen onaangetast: de *resistente mineralen*. Zij vormen de hoofdbestanddelen van de klastische sedimenten. De niet door chemische verwering aangetaste mineralen worden in de meeste gevallen door *transporterende agentia*, zoals stromend water, wind of ijs naar elders vervoerd en daar afgezet.

Daarnaast zijn er mineralen, die in oplossing gaan en daarbij omgezet kunnen worden in nieuwe, aan het aardoppervlak stabiele mineralen. Zo kunnen Al en Si in oplossing, onder opname van water, omgezet worden in kleimineralen (zie ook hoofdstuk 6). Daarnaast kunnen Na, K en Ca afgevoerd worden naar zee en daar onder bepaalde omstandigheden neerslaan. Veel zouten en kalken zijn op deze wijze ontstaan. Er worden bij de afzettingsgesteenten derhalve drie groepen onderscheiden (tabel 2.3c).

De deeltjes van *klastische sedimenten* zijn door verwering aan het oppervlak ontstaan en onder invloed van de zwaartekracht door stromend water, ijs en wind afgevoerd. Hierbij werd het meegevoerde erosiemateriaal soms tijdelijk, soms definitief, ergens op weg naar de oceanen afgezet.

De af te voeren verweringsprodukten bestaan uit deeltjes met een zeer uiteenlopende korrelgrootte en korrelvorm. Dat leidt ertoe, dat bij bezinking vaak slechts een deel afgezet wordt, terwijl de rest verder getransporteerd wordt. Er treedt dus sortering op.

2.4 *Vraag*
Verklaar het verschijnsel sortering bij klastische sedimenten. Kan erbij stollingsgesteenten ook sprake zijn van sortering?

Naar plaats van ontstaan wordt onderscheid gemaakt tussen *terrestrische* (op het land gevormde) en *mariene* (in zee gevormde) sedimenten. Bij de terrestrische afzettingen zijn de sedimenten qua afzetting te splitsen in *aquatische* (met behulp van water afgezet, b.v. in rivierbeddingen of meerbodems) en *eolische* (uit de lucht bezonken) sedimenten.
Bij de mariene sedimenten wordt afhankelijk van de plaats in zee, waar het sediment tot afzetting komt, gesproken over strand-, randzee (shelf)- en diepafzettingen. Een verdere indeling naar afzettingsomstandigheden wordt weergegeven in figuur 2.38.
Binnen de klastische sedimenten is een verdere onderverdeling mogelijk op grond van de korrelgrootteverdeling van het sediment (zie § 5.6).

Er dient nog te worden opgemerkt, dat de term grind eigenlijk alleen betrekking heeft op afgeronde componenten; zijn deze door kitting (cementatie) verhard tot een gesteente, dan is het een conglomeraat. Wanneer hoekig 'grind' verkit tot een gesteente dan is er sprake van een breccie.

Chemische sedimenten zijn neergeslagen uit een (meestal waterige) oplossing. De belangrijkste groepsvormen zijn de *evaporieten*. Dit zijn sedimenten, die gevormd zijn door indamping van water met een hoge concentratie aan opgeloste zouten. Hoewel in de meeste gevallen evaporieten gevormd worden uit zeewater, kunnen ook zouten neerslaan bij het indampen van zoetwatermeren en door het capillaire opstijgen van grondwater en verdampen aan de oppervlakte. In alle gevallen moet het klimaat droog en bij voorkeur warm zijn.

Het normale zoutgehalte van zeewater bedraagt ongeveer 3,5%. Onder gewone omstandigheden is de hoeveelheid zeewater zo groot, dat ondanks verdamping het zoutgehalte nauwelijks varieert. Aan de oppervlakte ontstaat door verdamping wel zoutrijker water, maar dit zakt naar beneden, omdat het dichter is (zie 4.4.2). Hierbij wordt het gemengd met normaal zeewater, zodat het zoutgehalte weer afneemt. In binnenzeeën en lagunes gebeurt dit ook, maar de hoeveelheid water is veel kleiner, zodat de zoutconcentratie in zijn geheel toeneemt (als er tenminste geen toevoer van rivierwater plaatsvindt). Het zoutere en dus dichtere water stroomt langs de bodem en verdwijnt uit het bekken. Kan het water met een hoog zoutgehalte niet of slecht worden afgevoerd, bijvoorbeeld door de aanwezigheid van een drempel op de overgang binnenzee-oceaan, dan kan de zoutconcentratie zo hoog oplopen, dat het zout neerslaat. Bij een zoutconcentratie van ongeveer 12% slaat gips ($CaSO_4.2\,H_2O$) het eerste neer. Bij een zoutconcentratie van ongeveer 31% slaat haliet (steenzout, NaCl, zie ook kader 23.10) neer. Wordt door verdere indamping het zoutgehalte nog hoger, dan slaan ook kalium- en magnesiumzouten neer. Dit laatste stadium wordt maar zelden bereikt. Afzettingen van zout worden op dit moment nergens ter wereld op grote schaal gevormd. Ze zijn wel bekend uit de geologische geschiedenis. In hoofdstuk 23 wordt hier nader op ingegaan.

2.5 *Vraag*
Verklaar het verschil in chemische samenstelling tussen evaporieten, die in meren en in binnenzeeën gevormd worden.

Organogene sedimenten bestaan uit resten van planten en dieren, die leefden op de plaats, waar de afzetting gevormd werd (autochtoon materiaal). Strikt genomen is dat geen sediment maar een sedendaat. Allochtoon materiaal, zoals verspoeld veen, is wel een sediment, maar zou in de in dit hoofdstuk gegeven indeling een klastisch sediment zijn.
De belangrijkste vertegenwoordiger van de organogene sedimenten is kalksteen, hoewel juist bij de kalkstenen veel overgangen naar de klastische en chemische sedimenten voorkomen. Organogene kalksteen is opgebouwd uit kalkskeletten van dieren (schelpen, koralen) en/of uit planten (kalkalgen). Worden de skeletten vervoerd en vergruisd, bijvoorbeeld aan een strand, dan rekenen we de afzetting tot de klastische sedimenten. In dat geval is ook bijmenging met zand en klei mogelijk. Op deze wijze worden b.v. *mergels* gevormd (bijmenging van klei). Zuivere kalken kennen we onder de naam *krijtkalken*.
Een deel van de organogene afzettingen is opgebouwd uit kiezel-skeletten van planten en dieren. Hiertoe behoren *diatomeeënaarde*, een sediment, dat is opgebouwd uit kiezelskeletjes van eencellige wieren, die zowel in zoet als zout water leven en *radiolariënslik*, dat is opgebouwd uit kiezelskeletten van eencellige diertjes, die in zee leven.
Organogene afzettingen kunnen ook gevormd worden uit resten van planten, die niet in zee leven. Hiertoe rekenen we *veen*, *gyttja* en *dy*. Veen bestaat uit weinig of niet vergane resten van grotere planten. Gyttja (spreek uit: juutje) bestaat uit in water bezonken zeer kleine resten van planten (en vaak ook van kleine dieren), dikwijls met wat klei en soms met kalk. Dy (spreek uit: duu) bestaat uit in water neergeslagen humuszuren en is een zwart amorf sediment, dat in oligotrofe milieus gevormd wordt. Het vormt een overgang naar de chemische sedimenten.

Een merkwaardig voorbeeld van een organogeen sediment is guano, dat bestaat uit een natuurlijke accumulatie van dierlijke uitwerpselen, vooral van zeevogels. Guano heeft een hoog gehalte aan fosfor en wordt gebruikt als meststof.

Metamorfe gesteenten
Veranderingen in een gesteente, die plaatsvinden onder invloed van hoge druk en temperatuur, noemen we metamorfose (= gedaantewisseling).
Enkele voorbeelden van metamorfe gesteenten zijn: marmer, gevormd uit kalksteen; kwartsiet, gevormd uit zandsteen; lei, gevormd uit klei; en gneis, gevormd uit stollingsgesteenten.

Metamorfose kan zowel een gevolg zijn van fysische als van chemische factoren. Bij de eerste zijn voornamelijk druk en temperatuur belangrijk. Bij de chemische factoren moeten we voornamelijk denken aan de aan- en afvoer van stoffen. Metamorfose kan in alle soorten gesteenten optreden, zowel in sedimenten als in stollingsgesteenten. Naarmate het gesteente dieper ligt, neemt de temperatuur toe, *geothermische gradiënt* (2.1.2). Evenredig met het gewicht van de bedekkende gesteenten neemt ook de druk toe. Door de hogere druk en temperatuur kan het gesteente instabiel worden en treden er veranderingen op. Hierbij worden nieuwe, onder deze omstandigheden stabiele mineralen uit de oorspronkelijke gevormd. Is de metamorfose alleen een gevolg van door bedekking onder andere gesteenten toenemende druk en temperatuur, dan spreken we van *regionale metamorfose*.
Metamorfose kan ook optreden door lokale verhitting zonder grote drukverhoging. Dit komt voor in gebieden, waar magma in de gesteenten kan doordringen en heet *thermometamorfose*. Hierbij treden ook vaak chemische veranderingen in het gesteente op door toevoer van materiaal uit het magma.
Wordt tijdens de metamorfose het gesteente aan een niet alzijdige druk blootgesteld, dan ontwikkelen de nieuw gevormde mineralen zich in vlakken loodrecht op de richting van de sterkste druk. Er ontstaan dan vlakken, waarlangs het gesteente makkelijk te splijten is (b.v. leisteen, gneis). In dat geval spreken we van *dynamometamorfose*.

2.2.4 Delfstoffen
Een delfstof is een natuurlijke concentratie van een of meer mineraalsoorten. Er wordt onderscheid gemaakt tussen oppervlaktedelfstoffen, die in open groeven ontgonnen kunnen worden en diepere delfstoffen, die met behulp van een mijnschachtenstelsel, tunnels of boorgaten bereikbaar en ontgin-

baar zijn. De belangrijkste oppervlaktedelfstoffen in Nederland zijn: grind, zand, zandsteen (o.a. Twente en Zuid-Limburg), klei, keileem, mergel, ijzeroer, veen en bruinkool (thans vindt er in Nederland geen bruinkoolwinning op grote plaats meer plaats; in Duitsland daarentegen worden nog elektriciteitscentrales op bruinkool gestookt). Economisch winbare, diepere delfstoffen in Nederland zijn de zgn. 'zouten', steenkool, aardolie en aardgas. Deze delfstoffen worden kort besproken in 23.6.11.

2.3 PROCESSEN DIE EEN ROL SPELEN BIJ DE OPBOUW VAN DE AARDKORST

2.3.1 Afzetting en tektoniek

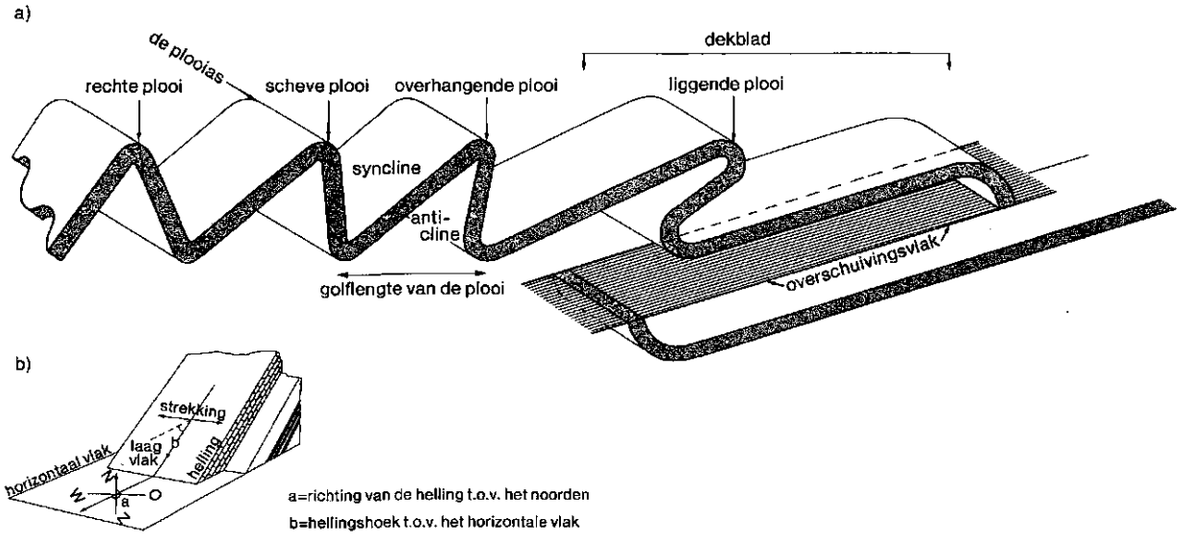
Sedimenten worden onder normale omstandigheden afgezet in lagen. Een laag is een gesteentelichaam, waarvan de samenstelling over grotere afstanden hetzelfde is (in geval van beperkt voorkomen spreken we liever van lenzen). Lagen worden begrensd door laagvlakken (figuur 2.27), dit zijn vlakken, die tijdens de afzetting de basis van het sedimentatiebekken vormden. Aangezien de ruimte, waarin sedimentatie plaatsvindt, begrenzingen heeft, wiggen lagen uit. In veel gevallen vinden we een stapeling van tientallen lagen boven elkaar, doordat de afzetting niet altijd even continu verlopen is. Er is dan sprake van *laagpakketten* (figuur 2.27). Deze laagpakketten laten vaak herhalingen van een bepaald gelaagdheidspatroon zien (*repetitiegelaagdheid*, b.v. afwisselend kalk-mergel-kalk-mergel).
Gelaagdheid beperkt zich niet tot afzettingsgesteenten, maar komt ook bij uitvloeiingsgesteenten voor: herhaalde uitvloeiingen van lava's, vaak met tussenschakelingen van tuffen (aslagen).
Verder dringt vulkanisch materiaal nogal eens tussen sedimenten en vormt daar een *intrusieplaat (sill)*, evenwijdig aan de bestaande gelaagdheid. Wordt de sedimentaire gelaagdheid doorsneden, dan is er sprake van gangen. Vulkanische dieptegesteenten als graniet kunnen in de korst voorkomen als koepelvormige lichamen, batholieten en als kleinere lichamen, laccolieten (figuur 2.15).

Naast deze bij hun afzetting ontstane vormen, kennen we vormen, die onder invloed van verplaatsingen (dislokaties) in de korst tot stand komen. De verplaatsingen hangen samen met zwaartekrachtverschillen en stromingen in de mantel, waardoor druk- en rekkrachten ontstaan. Deze krachten kunnen zowel horizontaal als verticaal werken en kunnen in een gesteente worden opgevangen door volumevermindering, door vervorming of door breuk. Het eerste is maar zeer beperkt mogelijk. Vervorming en breuk daarentegen komen algemeen voor: *tektonische deformatie*. De hoofdvormen van tektonische deformatie zijn:
- plastische vervorming of plooiing
- niet plastische vervorming of breuk.

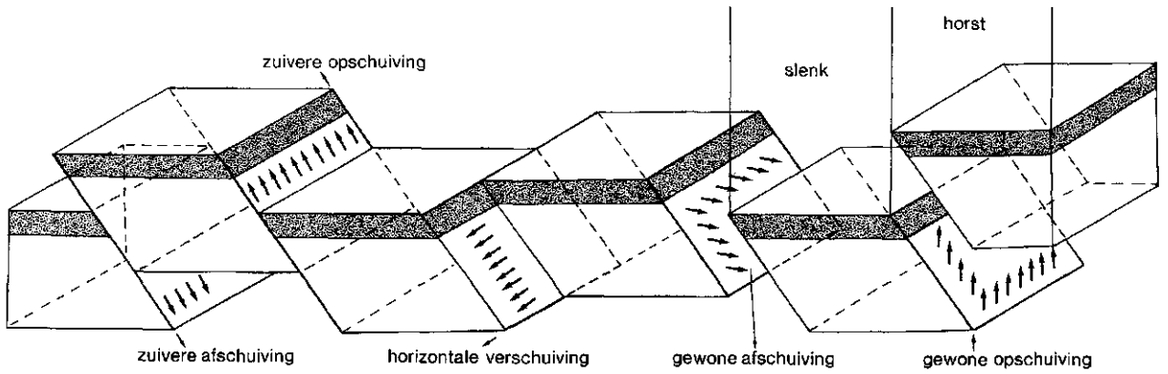
Grootschalige vervorming door opheffing, daling of verschuiving wordt uitvoeriger besproken in 2.4.6 (Gebergtevorming).

Plastische vervorming of plooiing
Of een gesteente door druk zal plooien of breken, hangt af van de eigenschappen van het gesteente, van de temperatuur en de druk. Plastische vervorming (*flexuren*) wordt bevorderd door hoge druk, hoge temperatuur en een langzaam verloop. Er ontstaan dan plooien, die zeer verschillend van vorm kunnen zijn (figuur 2.6). Plooiing kan op iedere denkbare schaal plaatsvinden: van plooiing op microschaal tot *dekbladvorming*, waarbij pakketten van honderden meters dikte in liggende plooien uitvloeien in een tientallen kilometers lange golving. Een dergelijke beweging vindt plaats over een zogenaamd *overschuivingsvlak* (figuur 2.6a).

Bij plooiing verandert de positie van horizontaal liggende lagen. Hun ruimtelijke positie wordt bepaald door twee gegevens: 1. door hun *helling*, d.w.z. door de hoek, die zij met een horizontaalvlak maken (laaghelling); 2. door de richting van de laag. Met een kompas is de richting van de snijlijn tussen de laag en een haar snijdend horizontaal vlak te bepalen: de *strekking* van een laag (figuur 2.6b). Met behulp van hellings- en strekkingsmetingen worden geplooide gebieden geologisch in kaart gebracht.



2.6 *Figuur*
a. Een serie plooivormen die eindigt met een plooi afgesneden door een overschuivingsvlak en zo een dekblad vormt.
b. Helling en strekking.



2.7 *Figuur*
De vijf principieel verschillende bewegingsrichtingen langs een breukvlak en het daarbij ontstane horst- en slenkpatroon.

Niet-plastische vervormingen of breuk
Als gesteente zich niet door plastische deformatie (flexuren) kan aanpassen aan druk- of vervormingsverschillen, breekt het. Er vindt dan verplaatsing langs het breukvlak plaats, waardoor de spanningen worden opgeheven. De twee gesteentemassa's, die langs het breukvlak ten opzichte van elkaar zijn verschoven, noemt men *schollen.*
Breken wordt bevorderd door lage temperatuur, lage druk en een snel verlopend proces. Breukvorming is daarom het meest algemeen in de bovenste zone van de aardkorst. Dieper zullen eerder *plooien* gevormd worden. Grote breuken kunnen echter tot in de aardmantel reiken.
Bij de breuken onderscheiden we: *diaklazen*, waarbij niet of nauwelijks verplaatsing optreedt, en *verschuivingen*, waarbij een duidelijke verplaatsing langs breuken plaatsvindt. Bij de verschuivingen onderscheiden we *opschuivingen*, *afschuivingen* en *horizontale verschuivingen* (figuur 2.7).

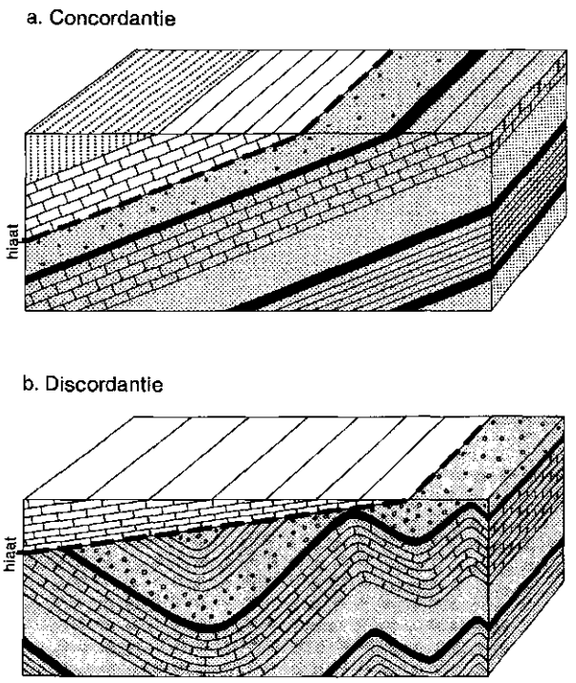
De verplaatsing van schollen aan weerszijden van de breuk kan varieren van enkele centimeters tot vele kilometers. Het is daarbij vaak moeilijk te bepalen, welke van de schollen bewogen heeft. We kunnen alleen vaststellen, wat de beweging van de schollen ten opzichte van elkaar is. Staan de breukvlakken min of meer verticaal, en is ook de beweging verticaal, dan heet het deel, dat tussen twee breuken omhoog gekomen is, ofwel hoog gebleven is tussen twee dalende schollen, een *horst*. Het relatief lagere deel heet een *slenk* (figuur 2.7).

Breukvorming leidt, geologisch gesproken, altijd tot problematische situaties, die in het veld zichtbaar kunnen zijn in de vorm van zgn. 'abnormale' contacten. Zo zal een horst aan verwering blootgesteld worden (*denudatie*), terwijl de omringende lager gelegen slenken opgehoogd kunnen worden door het van de horst afkomstige erosiemateriaal. In dit geval vindt er een onderbreking in de sedimentatie op de hoger gelegen schol plaats en spreken we van een *hiaat*. Er komen oudere afzettingen aan het oppervlak te liggen (*dagzomen*). Bij hernieuwde sedimentatie kan in veel gevallen de gelaagdheid afwijkend zijn t.o.v. het onderliggend pakket en is er sprake van *discordantie*. *Concordant* zijn die situaties, waarbij de gelaagdheid niet afwijkt. Het zal duidelijk zijn, dat in gebieden met veel breuken, de diepteligging van de verschillende afzettingen sterk kan varieren (figuur 2.8). Tussentijdse bewegingen van horsten en slenken kunnen het beeld nog compliceren. Dit heeft onder andere gespeeld bij de oudere afzettingen uit het Tertiair en Kwartair in Zuid-Nederland (hoofdstuk 23).

2.3.2 Diagenese

Onder *diagenese* wordt verstaan het proces dat in sedimenten plaatsvindt vanaf het moment van afzetten. Het verandert de samenstelling en het karakter van het sediment. Diagenese omvat de herverdeling van stoffen, de vorming van nieuwe mineralen, biologische activiteiten, consolidatie, dehydratie en rekristallisatie in een sediment.

De grens tussen diagenese en metamorfose is niet altijd scherp te trekken. Bij de diagenese zijn twee factoren van overheersend belang: de druk, die op het sediment uitgeoefend wordt, en de samenstelling van het in het sediment aanwezige water. De eerste factor veroorzaakt een volumevermindering (compactie of klink), de tweede chemische veranderingen. Door bedekking met andere afzettingen neemt de druk toe. Het sediment reageert hierop door een kleiner volume in te nemen. Dit kan door afname van het poriënvolume. In grofkorrelige sedimenten (b.v. zand) rusten de korrels direct na de sedimentatie al op elkaar. De contactpunten tussen de korrels nemen de druk op en compactie treedt nauwelijks op. Bij fijnkorrelige sedimenten en veel organogene afzettingen (b.v. klei en veen) raken de deeltjes elkaar in het begin nauwelijks, maar is een spons-



2.8 *Figuur*
Schematische weergave van een hiaat waarbij in het ene geval de lagen concordant (a) en in het andere geval discordant (b) liggen. Uit deze figuur valt tevens af te leiden dat aan het oppervlak lagen met een verschillende geologische ouderdom dagzomen.

achtige structuur aanwezig met zeer veel water (kader 20.61). Dit soort sedimenten reageert zeer sterk op druk. Het water wordt uit de structuur geperst, waardoor een belangrijke volumevermindering optreedt, klink of compactie genoemd.
In principe gaat de volumevermindering door, naarmate de druk verder toeneemt, maar in het begin is het effect het grootst. Neemt de druk nog verder toe, doordat het sediment op een diepte van enkele duizenden meters komt, dan gaan ook andere veranderingen een rol spelen. Bij deze druk is het water in de poriën al voor een groot deel verdwenen. Maar nu gaat ook een deel van het kristalwater ontwijken. Gips ($CaSO_4.2\ H_2O$) gaat dan over in anhydriet ($CaSO_4$); van de kleimineralen verdwijnen montmorilloniet en kaoliniet. Op deze diepten kunnen ook mineralen door druk in oplossing gaan. Kwarts lost b.v. op waar de druk het hoogst is: op de raakpunten van de korrels. De opgeloste kwarts wordt weer afgezet in de poriën, waardoor het volume van het gesteente afneemt en tegelijk verkitting optreedt.
Het water in de poriën van een sediment heeft al snel een andere samenstelling, dan het water waaruit het materiaal gesedimenteerd werd. Zo neemt het zuurstofgehalte af, omdat de zuurstof gebruikt wordt voor het omzetten van organische stof (rotting). In fijnkorrelige sedimenten neemt door de geringe watercirculatie en het grote contactoppervlak de ionenconcentratie sterk toe.
Door deze veranderingen in de samenstelling van het water in de poriën kunnen bestaande mineralen opgelost of veranderd worden en kunnen nieuwe mineralen ontstaan. De nieuwe mineralen worden bij voorkeur in de poriën gevormd, waardoor het sediment verkit (cementeert). Als cement treden vaak op: kalk, kiezelzuur, ijzeroxyden en soms glauconiet en pyriet.
Een voorbeeld van de invloed van het water in de poriën van het sediment, vinden we bij de diagenese van kalkstenen. Plaatselijk wordt de kalk opgelost en op andere plaatsen wordt het als grote calcietkristallen weer afgezet. Is het water in de poriën erg zout, dan wordt een deel van de Ca-ionen uit de kalk uitgewisseld tegen Mg-ionen uit het water. Er ontstaat dan dolomiet.

Bij de diagenese kunnen de nieuw gevormde mineralen op bepaalde plaatsen in het gesteente geconcentreerd worden. We spreken dan van *concreties*. Zo kan ijzer in gereduceerde toestand uit het sediment in oplossing gaan en ergens anders weer worden neergeslagen door oxydatie. We zien dit gebeuren in bodems, maar het neerslaan kan ook op veel grotere diepte gebeuren. Zo komen in zanden, die boven de grondwaterspiegel liggen, soms grote aantallen ronde concentraties limoniet, het zgn. ijzeroer, voor. Ze worden gevormd op plaatsen, waar dunne kleilagen in zanden voorkomen en hebben dan ook vaak een kern van klei. Als de ijzeroerconcretie opdroogt, krimpt de kleikern en gaat los zitten. Zo ontstaat een *klappersteen*, genoemd naar het rammelende geluid, dat de concretie maakt, als we hem heen en weer schudden. Ook in dikke kleilagen kan ijzer zich concentreren en wel in de vorm van ijzercarbonaat (sideriet). Deze concreties worden ook wel klei-ijzersteen genoemd.
Moerasijzererts is een opeenhoping van ijzerhydroxyden en ontstaat als ijzerrijk grondwater door kwel in een oxyderend milieu komt. Het kan vooral in het oosten van ons land in zeer grote hoeveelheden in beekdalen voorkomen.
Kalkconcreties kennen we in verschillende vormen. Septariën zijn grote concreties van zeer fijnkorrelige kalk in klei. Opvallend zijn de vele radiaire barsten in de concreties, die later soms opgevuld zijn met calciet- of pyrietkristallen. Lösspoppetjes zijn kalkconcreties, die gevormd zijn door kalk, die in löss is neergeslagen. De vreemde vormen ontstaan door opvulling met kalk van wortel- of graafgangen.
Dichte concreties van kiezel (SiO_2) noemen we vuursteen. Vooral uit de kalkafzettingen uit het Krijt kennen we veel van deze concreties in de vorm van onregelmatig gevormde knollen en platen. Deze vuursteen breekt langs schelpvormige breukvlakken. Ook in oudere afzettingen komt wel vuursteen voor. Deze heeft vlakke breukvlakken en wordt vaak hoornsteen of *chert* genoemd.
In kleien, die rijk zijn aan organische stof, vinden we concreties van pyriet. Vallen deze concreties door oxydatie uiteen, dan kunnen uit het daarbij vrijkomende zwavelzuur en de kalk uit de klei gipskristallen of concreties gevormd worden. Kleien, die diagenetisch verhard zijn, vertonen een zekere splijting; ze worden schalies genoemd.

2.9 *Vraag*
Wat is de overeenkomst en wat is het verschil tussen een schalie en een leisteen?

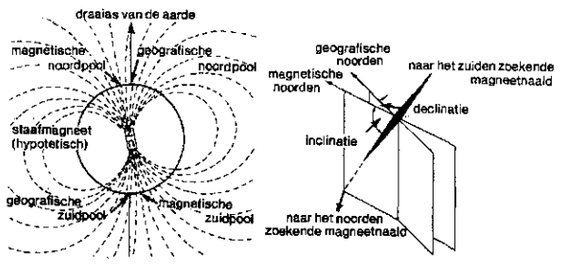
2.10 *Repeteervragen*
a. Verklaar de begrippen actualiteitsprincipe en geothermische gradiënt.
b. Hoe is de aarde opgebouwd?
c. Noem de zeven hoofdvormen van het kristalstelsel.
d. Welke 3 hoofdgroepen van gesteenten zijn naar hun ontstaanswijze te onderscheiden?
e. Naar diepte van vorming worden de stollingsgesteenten onderverdeeld in diepte-, gang- en uitvloeilingsgesteenten. Verklaar de karakteristieke eigenschappen van deze gesteenten.
f. De afzettingsgesteenten zijn naar wijze van ontstaan onder te verdelen. Waarop is deze onderverdeling gebaseerd en geef enige voorbeelden van karakteristieke gesteenten van iedere groep.
g. Geef het verschil aan tussen gyttja, dy en veen.
h. Wat zijn de uitgangsgesteenten van de volgende door metamorfose ontstane gesteenten: leisteen, marmer, kwartsiet en gneis.
i. Noem de hoofdvormen van tektonische deformatie.
j. Noem de 3 typen verschuiving, die bij breukvorming te onderscheiden zijn.
k. Verklaar de begrippen dagzomen, hiaat, discordant en concordant.
l. Noem enige voorbeelden van door diagenese ontstane concreties.

2.4 INWENDIGE GEOLOGISCHE KRACHTEN

2.4.1 Inleiding
De term inwendige (*endogene*) krachten wordt gebruikt om de tegenstelling met de aan het aardoppervlak hoofdzakelijk erosief werkzame krachten (uitwendige, d.i. *exogene*) aan te geven. Hoewel hieruit afgeleid zou kunnen worden, dat we in het ene geval met opbouwende krachten en in het andere geval met afbrekende krachten te maken hebben, blijkt, geologisch gezien, dat beide zowel opbouwend als afbrekend werkzaam zijn. In 2.5.1 wordt dit toegelicht.
In de komende paragrafen worden de inwendige krachten (vulkanisme, aardbevingen en gebergtevorming) nader besproken. De figuren 2.20 (ligging aardbevingscentra) en 2.22 (gebieden met subrecente gebergtevorming) vertonen op het eerste gezicht een zekere onderlinge samenhang. Om deze samenhang duidelijk te maken, verdient het magneetveld van de aarde eerst onze aandacht.

2.4.2 Geomagnetisme
Op elk willekeurig punt van het aardoppervlak zal een gemagnetiseerde naald, die vrij om haar zwaartepunt kan draaien, zich altijd oriënteren in de richting, die het geografische noorden benadert. Hieruit blijkt, dat de aarde zich gedraagt als een magneet. De as van het magnetisch veld van de aarde, heet *geomagnetische as* en de punten, waar deze het aardoppervlak snijdt, worden *magnetische polen* genoemd. Deze liggen dicht bij de geografische polen. De aarde heeft een magneetveld met een noord-zuid richting, die ongeveer gelijk is aan die van de draaiingsas. De afwijking tussen de richting van de draaiingsas (het ware noorden) en de richting van het magneetveld (magnetisch noorden) op een bepaalde plaats heet *declinatie*. De hoek tussen het magneetveld en een horizontaal vlak op een bepaalde plaats heet de *inclinatie*. De inclinatie bij de evenaar is 0° en aan de magnetische pool 90° (figuur 2.11).

Het magneetveld vindt waarschijnlijk zijn oorsprong in de vloeibare buitenste zone van de aardkern. Hier treden door temperatuurverschillen stromingen op. Deze zgn. *convectiestromen* wekken elektrische stromen op, die op hun beurt het magnetische veld doen ontstaan. Door veranderingen in het



2.11 *Figuur*

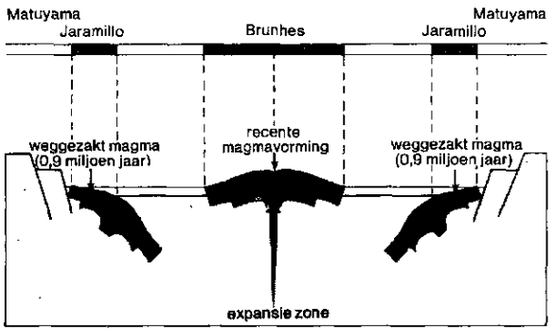
a. Schematische doorsnede door de aarde met ligging van de geografische en geomagnetische noord- en zuidpolen.
b. Declinatie en inclinatie.

stromingspatroon wordt het magnetisch veld geregeld omgepoold. Noord- en zuidpool wisselen van positie.
In het magnetisch veld van de aarde zullen de zgn. *ferrimagnetische deeltjes* (ijzermineralen zoals magnetiet en ilmeniet) tijdens het langzame stollingsproces van een magma of een langzaam sedimentatieproces zich orienteren. De richting blijft na kristallisatie van het magma of bezinking van het sediment gehandhaafd (fossiliseert). *Paleomagnetisch onderzoek* richt aandacht op dit fossiele of *remanente magnetisme*.
Meting van 'fossiele' magneetvelden heeft de door Wegener ontwikkelde theorie van drijvende continenten (*'continental drift'*) bevestigd. Wegener leidde zijn continentverschuivingen af uit de verbreiding van bepaalde fossielen, de ligging en stroomrichting van landijsmassa's in oudere geologische perioden en de huidige vorm van de continenten. Zijn veronderstelling, dat de continenten over de plastische 'sima-massa's' bewegen, bleek, zoals in de volgende subparagraaf zal blijken, onjuist.

2.4.3 Plaattektoniek

De in de jaren vijftig begonnen paleomagnetische metingen van de korst onder de oceaanbodems leverden een lineair patroon op van afwisselend positief en negatief magnetisme en daarmee een duidelijke symmetrie (figuur 2.12). De afwisseling van magnetische banen in het middengedeelte van de Atlantische Oceaan, de zgn. Mid-Atlantische Rug, waar ook IJsland op ligt, werd verklaard uit een opwelling van magma in een uiteenwijkende rek-breukzone (figuur 2.13). In tijden van normaal magnetisme richten de ferrimagnetische deeltjes zich naar het noorden, na omslag van het magnetisme naar het zuiden.
Door deze toevallige vondst werd ook vastgesteld, dat zich min of meer continu nieuwe oceanische korst bij de Mid-Atlantische ruggen vormt, die zich geleidelijk naar weerskanten verplaatst ('seafloor spreading'). Het werd duidelijk, dat niet alleen de continenten, maar ook de oceanen bij bewegingen betrokken zijn. Beide drijven als het ware op bewegende delen van korst- en mantelmateriaal. Deze van positie veranderde delen worden *platen* of *schollen* genoemd en het proces van verschuiving, *plaattektoniek*. De aardkorst kan in zes platen worden onderverdeeld (figuur 2.13).

Op plaatsen, waar platen van elkaar af bewegen (*spreidingszones of mid-oceanische ruggen*), vormt zich uit het magma van de mantel nieuwe korst. Op plaatsen, waar platen naar elkaar toe bewegen (*subductiezone*), verdwijnt korstmateriaal. In het laatste geval wordt aangenomen, dat de oceanische korst van de ene plaat onder de korst van de andere schuift en uiteindelijk opgenomen wordt in de mantel.



2.12 *Figuur*

Schematische weergave van episodische vorming, zijwaartse verplaatsing en wegzakking van magma's in de slenkzone van de Mid-Atlantische rug. In tabel 2.48 wordt de Paleomagnetische tijdschaal weergegeven.

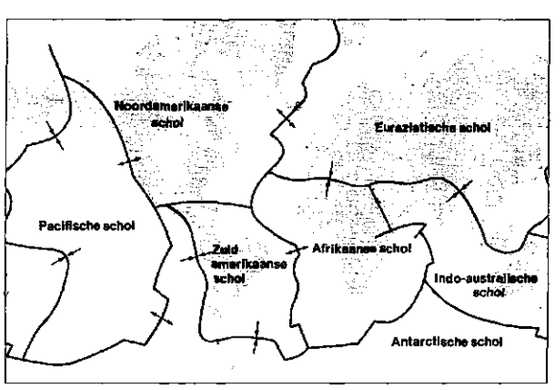
Twee platen kunnen ook langs elkaar schuiven. Een bekend voorbeeld is de San-Andreasbreuk in het westen van Noord-Amerika, waarbij een verschuiving van vele honderden kilometers is opgetreden. Vroeger was de plaatconfiguratie anders dan in figuur 2.13. Zo is uit paleomagnetisch onderzoek aannemelijk gemaakt, dat door het breken van een grote plaat, ongeveer 90 miljoen jaar geleden, de Euraziatische en de Noordamerikaanse schol ontstaan zijn.

2.14 *Vraag*

Wat is het elementaire verschil tussen de 'continental drifttheorie' van Wegener (zie 2.4.2) en moderne, op plaattektoniek gebaseerde, opvattingen omtrent verschuivende continenten?

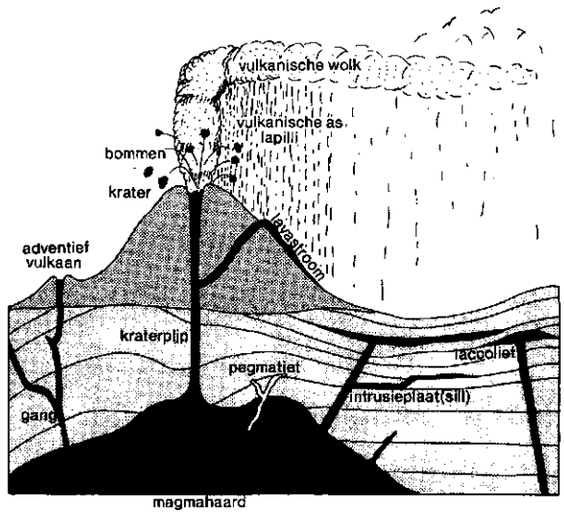
2.4.4 Vulkanisme

Vloeibare gesteenten in de aardkorst kennen we uit § 2.1 reeds als magma. Via spleetsystemen in de korst kan dit magma aan het oppervlak komen. Tijdens het kristallisatieproces worden de in het magma opgeloste gassen niet in de kristallen opgenomen, waardoor het gas in een steeds kleiner wordende ruimte wordt samengeperst. Als gevolg van de oplopende gasdruk doen zich uitbarstingen voor. De aard van de vulkanische uitbarstingen hangt af van de gasdruk en wordt ook bepaald door de tegendruk, die de dikte en sterkte van de korst boven het uitbarstingspunt biedt. Bij uitbarstingen treedt niet alleen het magma naar buiten, maar worden ook gassen, vulkanische as (*tefra's*) en vulkanische gesteenten (*efflata*) in de vorm van grote brokstukken (*bommen*) of kleine fragmenten (*lapilli*) uitgeworpen. Afhankelijk van de gasdruk kan het uitgestoten materiaal zich dichtbij het toevoersysteem ophopen en zo een vulkaan vormen, bestaande uit aslagen, verkitte aslagen (*tuffen*) en uitgestroomd magma, de zgn. *lava's*. Bij zeer hoog op-



2.13 *Figuur*

Kaart met de huidige ligging van de buitenste schollen van de aarde.



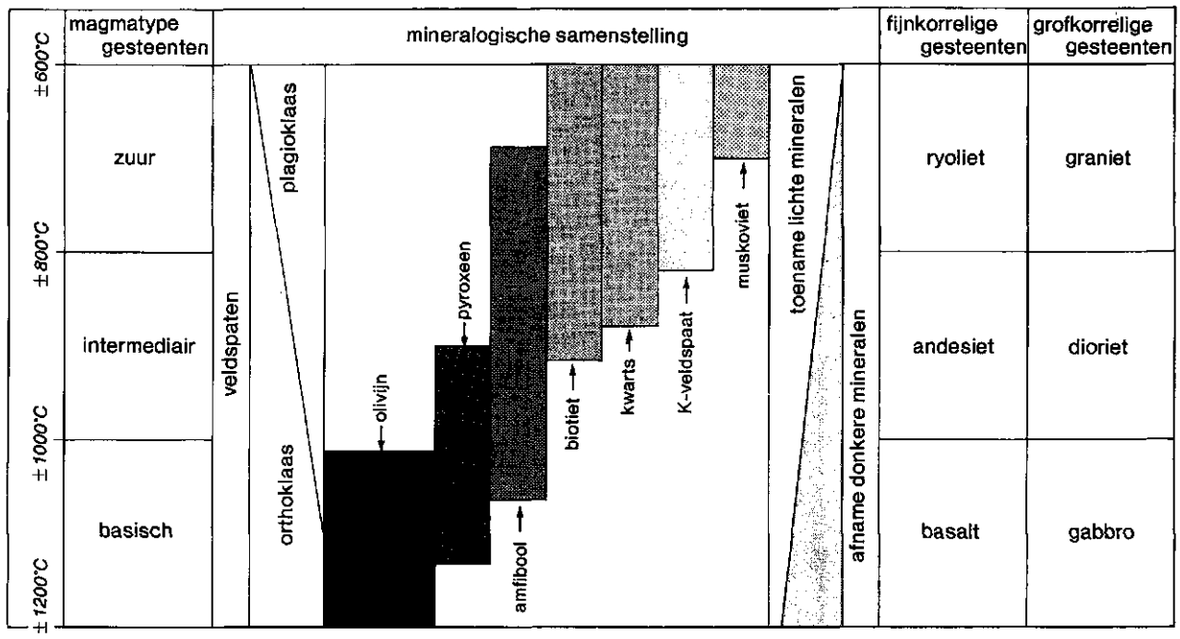
2.15 *Figuur*
Opbouw van een vulkaan.

lopende gasdruk tijdens de uitbarstingen kunnen grote hoeveelheden asdeeltjes in de stratosfeer terechtkomen, hetgeen tot tijdelijke zonsverduisteringsverschijnselen aanleiding kan geven. De invloed van deze 'stofregens' op het klimaat zijn nog niet duidelijk.

Een vulkaan bestaat uit een *magmahaard*, een *toevoerkanaal* (of -kanalen) en de *vulkaankegel* met daarin de *krater* (einde van het toevoerkanaal) (figuur 2.15). Er worden verschillende vulkaantypen onderscheiden. Het type wordt bepaald door de diepte van de magmahaard en de vloeibaarheid van het magma.

De vloeibaarheid (viscositeit) van magma is vooral afhankelijk van de samenstelling, dit varieert met de diepteligging van de magmahaard en de weg, die het magma af moet leggen om de aardkorst te bereiken. In het geval van een oppervlakkige ligging van de magmahaard en een korte transportweg treedt er magma uit, die nog niet aan kristallisatie toe en dus zeer vloeibaar is. Een magma, die lange tijd 'onderweg' is, heeft alle tijd om te kristalliseren, waardoor Mg- en Fe-rijke en Si-arme mineralen uitzakken. Afhankelijk van een herhaling van processen en de diepteligging van de magmahaard resulteert dit in magma's met een verschillende chemische samenstelling (*magmatische differentiatie*). Restmagma's zijn relatief rijk aan Na, K, Ca en Si en worden zure magma's genoemd. De basische magma's zijn rijk aan Mg en Fe (tabel 2.16). Naarmate het magma dichter bij de oppervlakte komt, vermindert de druk en komen gassen vrij. Deze gassen verlagen de viscositeit van het magma en spelen ook een belangrijke rol bij het maken van de kanalen in het gesteente, waardoor het magma sneller kan opstijgen. Het is vooral het SiO_2-gehalte, dat de viscositeit bepaald, omdat reeds in het magma Si en O lange ketens maken.

Naar samenstelling en viscositeit worden de volgende magma's onderscheiden:
Basisch magma geeft dun vloeibare lava, die daardoor grote vlakke vulkanen (schildvulkanen) of zelfs zeer grote dekken van basalt vormt. Meestal is het gasgehalte laag. Een bekend voorbeeld van een *schildvulkaan* is het eiland Hawai. Grote basaltdekken zijn b.v. bekend van IJsland. In het laatste geval is sprake van zgn. *spleetvulkanen*, nl. geen centraal eruptiepunt, maar meerdere op ongeveer een lijn liggende eruptiepunten.
Intermediair magma is minder vloeibaar. De ontgassing gaat moeilijker en verloopt vaak explosief. Een deel van de lava wordt als as, lapilli en blokken uit de vulkaan geblazen, de rest stroomt er als een dikke vloeistof uit. Er worden hoge steile vulkanen (*stratovulkanen*) gevormd. Voorbeelden van dit soort vulkanen zijn de Etna en de Vesuvius in Italie. De in de toevoerpijp gestolde lava (vulkaanprop), kan als een kurk gaan werken. De druk in de magmahaard loopt dan steeds verder op. Het gas kan soms langs de prop ontwijken (kurk met ventiel) of bij een nog verder oplopende druk de hele prop wegblazen. Als de mag-



2.16 *Tabel*
De kristallisatievolgorde van mineralen in magmatische gesteenten. Zie voor begrippen 'lichte en donkere mineralen' tabel 2.3. In dezelfde tabel is ook de chemische samenstelling van de belangrijkste gesteentevormende mineralen weergegeven.

mahaard bij een uitbarsting van de vulkaan gedeeltelijk geleegd wordt, kan een deel van de vulkaan in de aldus gevormde ruimte zakken. De rand van de vulkaan, die blijft staan, wordt een *caldera* genoemd.
Zuur magma geeft een nauwelijks vloeibare lava. Het magma komt dan ook meestal niet aan de oppervlakte. De ontgassing verloopt meestal explosief. Hierbij wordt de in de kraterpijp aanwezige lava verpulverd en samen met een mengsel van gas en lavadeeltjes uit de krater geblazen. Dit mengsel kan zich als een vloeistof gedragen en over grote gebieden afgezet worden.

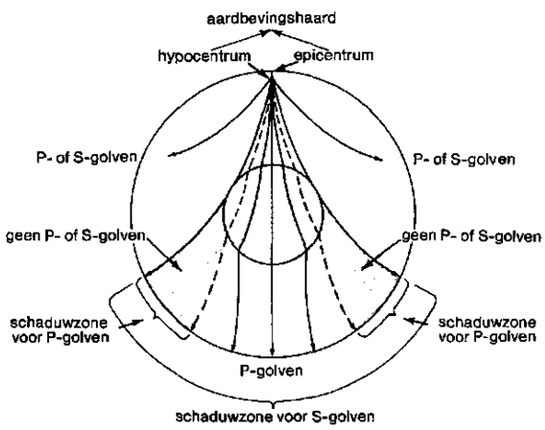
Een belangrijk aspect van de reeds genoemde magmatische differentiatie is het gegeven, dat de restmagma's steeds gas- en waterrijker worden. Deze waterige en gasrijke oplossingen (*hydrothermale oplossingen*) kristalliseren ver verwijderd van de magmahaard in spleten, gangen etc. Hierbij worden o.a. zeldzame wolfraam- en uraniumertsen gevormd. Deze gangopvullingen worden *pegmatieten* genoemd. Ook lang nadat de vulkaan uitgewerkt is, kunnen in de omgeving nog bronnen (*fumarolen*) voorkomen. Deze leveren naast vulkanische gassen, b.v. met zwavel of koolzuur, grote hoeveelheden waterdamp. Als grondwater in aanraking komt met hete gesteenten en aan de oppervlakte uittreedt, spreken we van *hete bronnen*, en in het geval van onder druk staand grondwater van geysers.

2.17 *Vraag*
Verklaar, waarom een vulkaan zowel basische als intermediaire lava's kan geven.

2.18 Vraag
Zure magma's blijken zeer viskeus te zijn. Geef hiervoor een verklaring.

2.4.5 Aardbevingen

Bewegingen in de aardkorst, soms zelfs in de mantel, b.v. als gevolg van vulkanische activiteit en gebergtevorming (zie volgende paragraaf), leiden tot spanningen. Worden deze spanningen plotseling opgeheven, doordat de *elasticiteitsgrens* van het gesteente overschreden wordt en er breukvorming optreedt, dan wordt de korst in trilling gebracht en is er sprake van een *aardbeving*. De plaats van de beweging van de aardkorst noemen we het *hypocentrum*. De plaats aan het aardoppervlak direct boven het hypocentrum heet het *epicentrum*. Hier wordt de aardbeving ook het sterkst gevoeld. Vanuit het hypocentrum plant de schok van de beving zich als een golfbeweging in alle richtingen voort, waarbij de energie van de beweging met de afstand afneemt.
Bij de door een aardbeving opgewekte trillingen zijn twee soorten te onderscheiden, die verschillende eigenschappen hebben en dan ook verschillende informatie geven over de inwendige opbouw van de aarde (2.1.2). De *longitudinale trillingen* (aangeduid als *P-golven*; P = primaire) planten zich in gassen, vloeistoffen en vaste stoffen voort. De *transversale trillingen* doorlopen alleen vaste stoffen en worden aangeduid als *S-golven* (S = secundaire). De eerst genoemde golven



2.19 *Figuur*
Dwarsdoorsnede door de aarde, met het verloop van de seismische P- en S-golven in mantel en kern.



2.20 *Figuur*
Gebieden waarbinnen verreweg de meeste epicentra vallen van de aardbevingen van de laatste eeuw.

planten zich sneller door de aarde voort dan de tweede. Meetstations registreren het verschil in aankomsttijd tussen de P- en S-golven; dit verschil is een maat voor de afstand tussen meetstation en hypocentrum. Door deze afstand voor meerdere meetstations uit te zetten op een wereldbol kan de plaats van het epicentrum bepaald worden (figuur 2.19).

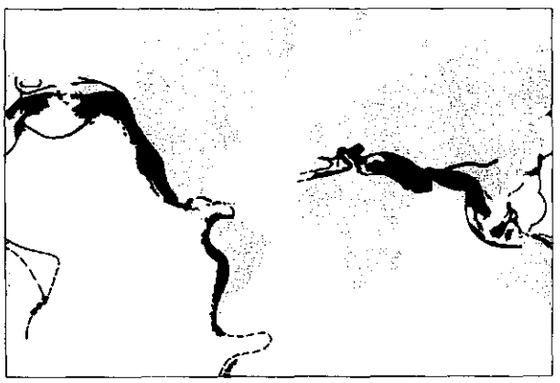
De sterkte van een aardbeving wordt opgegeven, zoals die in het epicentrum zou zijn gemeten, als daar een *seismograaf* had gestaan. Seismografen zijn speciale instrumenten voor het registreren van aardbevingen (in Nederland staan deze opgesteld bij het KNMI in De Bilt). De aardbevingssterkte wordt uitgedrukt volgens de schaal van Mercalli/Richter. De grafische weergave van aardbevingstrillingen zoals deze door de seismograaf geregistreerd zijn, heet een *seismogram*. Men onderscheidt ondiepe bevingen, met een hypocentrum tot 70 km diepte, matig diepe (70-300 km) en diepe bevingen (dieper dan 300 km).

Uit figuur 2.20 blijkt een duidelijk zonaal voorkomen van aardbevingscentra. Het zonale karakter hangt samen met de bewegingen in de aardkorst. Op die plaatsen in de aardkorst, waar platen in beweging zijn, lopen de spanningen op. 'Ontlading' in de vorm van aardbevingen is een van de manieren om de spanningen te verminderen.

2.21 *Vraag*
In figuur 2.19 is sprake van zgn. schaduwzijden. Geef een verklaring van dit verschijnsel.

2.4.6 Gebergtevorming

De aardbevingsleer en de toegenomen kennis van het vulkanisme, maar vooral de vlucht van het paleomagnetisch onderzoek, maken duidelijk, dat de contractietheorie (door afkoeling van de aarde krimpt deze in en treedt er plooiing op) geen verklaring geeft voor het fossiel en aktueel zonaal voorkomen van gebergten (figuur 2.22). De kennis van de plaattektoniek (2.4.3) heeft het inzicht in het gebergtevormingsproces (grootschalige vervormingen van de aardkorst en het bovenste deel van de mantel), vergroot en levert de verklaring van het zonale voorkomen van gebergteketens op.
Op plaatsen, waar schollen onder elkaar schuiven (*subductiezone*), wordt de oceaanbodem naar beneden gedrukt. Hier vinden we de diepste delen van de oceanen, de zgn. *diepzeetroggen*. Deze troggen raken opgevuld met afbraakmateriaal van het continent of met afzettingen, die ter plekke gevormd worden (b.v. opeenhoping van kiezelskeletjes van eencelligen, o.a. Radiolariën).



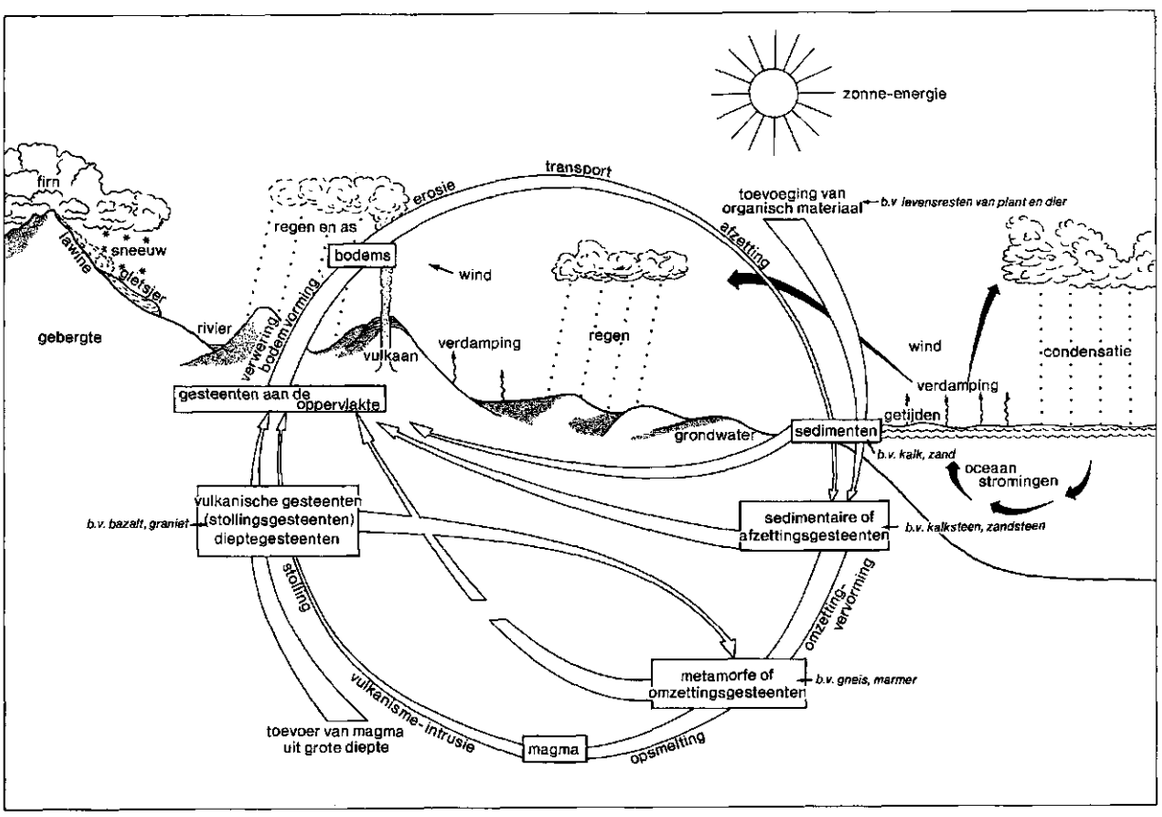
2.22 *Figuur*
De jonge, tertiaire plooiketengordels op aarde.

Botsen twee continentale delen van verschillende platen met elkaar, dan worden de afzettingen door ruimtegebrek samengedrukt, waarbij deze afzettingen gedeeltelijk naar boven, onder of zijdelings uitwijken. De gesteenten worden daarbij intensief geplooid en gebroken. Deze processen worden samengevat onder de term *orogenese*. In de laatste fase van de orogenese wordt het geplooide gesteente verticaal opgeheven (*epirogenese*). Op deze wijze zijn de Alpen en de Himalaya gevormd. De zones waar gesteenten intensief geplooid zijn, de zgn. *orogenen*, zijn relatief smal. De zijdelingse samendrukking van een orogeen kan groot zijn. Voor de Alpen wordt geschat, dat de zone voor deformatie ongeveer 500 km breed was, terwijl de huidige breedte van de Alpen 150 km is.

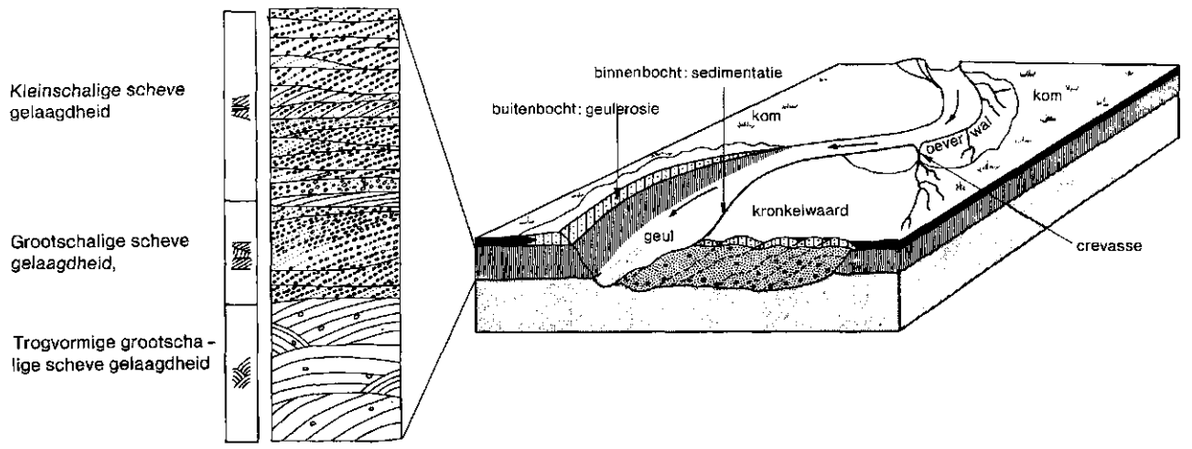
Gebergtevorming kan zich ook voordoen, als de ene plaat onder de ander schuift, waardoor deze opgeheven wordt. Langs de rand ontstaat een gebergte. Op deze wijze zou de Andes ontstaan zijn.
De jongste orogenen zijn duidelijk herkenbaar als hooggebergte. Sommige oudere orogenen zijn alleen nog in de ondergrond herkenbaar, andere als restgebergten. Het reliëf van de hooggebergten is niet het gevolg van plooiing. Het ontstaat door erosie tijdens de opheffing. De huidige hooggebergten zijn (geologisch) jong, waardoor het reliëf nog groot is. Door erosie nemen de hoogteverschillen af, tot het gebergte verdwenen is. Reliëfrestanten staan bekend als massief (veelal restanten van gebergten), *hoog* (erosierest van een structureel hoog gelegen gebied b.v. geplooide gebieden) en *rug* (erosierest van b.v. een plooi).

2.23 *Vraag*
In de plooiingsgebergten worden nogal eens stollingsgesteenten aangetroffen. Geef hiervoor een verklaring.

2.24 *Repeteervragen*
a. Wat zijn convectiestromen en verklaar hun ontstaan.
b. Geef een korte toelichting bij het gegeven, dat de 'drijvende continenten'-theorie van Wegener pas tientallen jaren later wetenschappelijk bevestigd kon worden door het 'mechanisme van de plaattektoniek'.
c. Bij vulkaanuitbarstingen zijn twee oorzaken aan te wijzen, die bepalen welk materiaal uit de mantel (korst) uitgestoten wordt. Noem deze twee oorzaken.
d. Verklaar het begrip magmatische differentiatie.
e. Hoe verhouden zich de begrippen aardbeving, hypocentrum en epicentrum tot elkaar. Idem voor de begrippen seismograaf en seismogram.
f. Leg uit, waarom als verklaring voor het ontstaan van geplooide gebergten de contractietheorie onhoudbaar is gebleken.
g. Verklaar de begrippen orogenese, epirogenese, orogenen en dekbladen.



2.25 *Figuur*
De kringloop van het water en van de gesteenten.



2.27 *Figuur*

a. Een uit drie laagpakketten bestaande opvulling van een zich in de loop van de tijd verplaatsende geul.

b. Blokdiagram met een beeld van het milieu en de belangrijkste reliëfelementen van en rond een meanderende rivier.

2.5 UITWENDIGE GEOLOGISCHE KRACHTEN

2.5.1 Inleiding

Onmiddelijk na de vorming van de gesteenten begint, met behulp van ijs, water, wind, fauna en flora, de erosie. De afbraak vindt langs *mechanische* en *chemische* weg plaats. De erosieprodukten worden, onder invloed van de zwaartekracht zelf, maar ook door wind, water en ijs naar elders verplaatst, waar ze opnieuw worden afgezet. Zowel tijdens het transport als na de sedimentatie kunnen deze afbraakprodukten veranderingen ondergaan. Zo kan tijdens het transport verdere fragmentatie, afronding, sortering en oplossing van het afbraakmateriaal plaatsvinden, terwijl na sedimentatie, diagenese en metamorfose ook nog voor de nodige veranderingen kunnen zorgen.

De hierboven beschreven kringloop is weergegeven in de figuren 6.7 en 2.25. In de laatste figuur is goed zichtbaar, dat de inwendige en uitwendige geologische krachten zowel opbouwend als afbrekend werkzaam kunnen zijn. Sommige krachten werken overwegend afbrekend, de meeste echter werken op de ene plaats opbouwend, maar op andere plaatsen afbrekend.

De uitwendige krachten, die in deze paragraaf behandeld worden, omvatten krachten in de *hydrosfeer*, de *atmosfeer* en de *biosfeer*. Op basis hiervan is de paragraaf in drie subparagrafen onderverdeeld. In elk van de subparagrafen worden de transportmedia en de daaraan gekoppelde milieus behandeld, alsmede de reliëfvormen, die specifiek zijn voor die milieus.

2.5.2 De hydrosfeer

Onder de krachten, die van buitenaf inwerken op de aardkorst, is water de belangrijkste. Ook water kent, samenhangend met de verschillende aggregatietoestanden, waarin het zich kan bevinden (water, waterdamp, sneeuw en ijs), een kringloop (figuur 2.25, zie ook figuur 10.1). Aan het oppervlak van rivieren, meren, zeeën en oceanen, maar ook aan het aardoppervlak zelf verdampt het water. In de atmosfeer verdicht de waterdamp zich weer tot water of sneeuw en valt terug op de aarde. Sneeuw kan zich op sommige plaatsen ophopen en gletsjers vormen, die zich kunnen verplaatsen of weer afsmelten. Naast de zwaartekracht is het vooral de zonnewarmte, die de hydrologische kringloop in stand houdt.

Overal op aarde zal de neerslag onder invloed van de zwaartekracht zijn weg zoeken naar de laagste plekken in de korst: *meren, zeeën en oceanen*. Afhankelijk van klimaat, reliëf, aard van het gesteente en begroeiing zal de neerslag deels aan het oppervlak afgevoerd worden en deels in de bodem verdwijnen (*infiltratie*), waar hij zich bij het reeds aanwezige water voegt. In het eerste geval is sprake van *oppervlaktewater*, in het tweede van *grondwater*. In gebieden, waar regenwater als oppervlaktewater naar zee afgevoerd wordt, zal het de laagste delen in het landschap volgen en insnijdingen veroorzaken en zo rivieren vormen. Rivieren worden echter niet alleen door het oppervlaktewater gevoed, maar ook door grondwater, dat zich op plaatsen waar de rivier zich in de ondergrond ingesneden heeft, aan de oppervlakte komt. Zo zal het water na een zekere verblijftijd, waarin het als grondwater allerlei gesteenten en mineralen kan oplossen, uiteindelijk toch zijn weg vervolgen als oppervlaktewater.

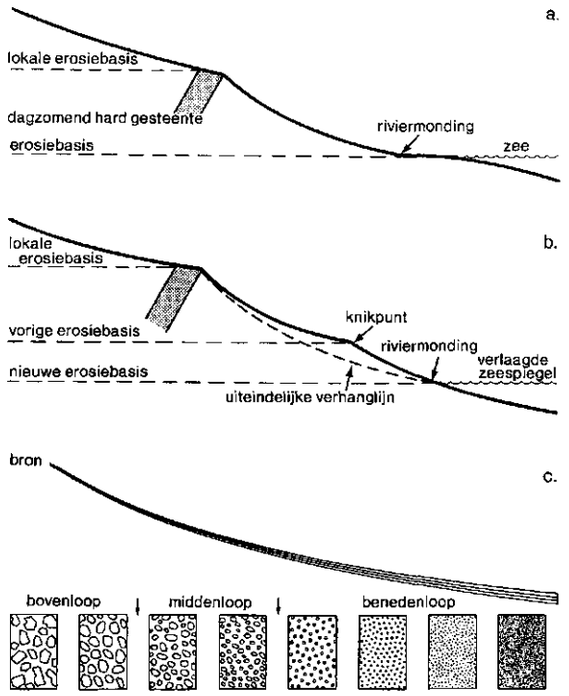
Uit bovenstaande blijkt, dat water enerzijds een transporterend medium is en anderzijds een oplossend. Dit is belangrijk in verband met de sedimentatieprocessen en de reliëfvormen, die in de komende subparagrafen aan de orde komen. In de laatste subparagraaf wordt de oplossende werking van het water aan de hand van een aantal voorbeelden toegelicht.

2.26 *Vraag*

In figuur 2.25 zijn een korte en een lange kringloop te onderscheiden. Welke twee kringlopen worden bedoeld? Geef een korte beschrijving.

Rivieren en rivierafzettingen (zie ook hoofdstuk 35)

Rivieren vinden langs hun loop een verscheidenheid aan gesteenten en afzettingen. Sommige bevinden zich nog *in situ* (gebergten), andere bevinden zich, o.i.v. mechanische en chemische verwering van het moedergesteente, als klastische afzettingen op *secundaire ligplaatsen*. Het transport van deze klastische sedimenten door b.v. water en ijs verloopt over het algemeen langzaam en wordt gekenmerkt door een veelvuldige afwisseling van sedimentatie en erosie. De fijne lutum- en siltdeeltjes van het klastische materiaal zullen in suspensie sneller de zee bereiken dan de grovere zanden en grinden, die als bodemmateriaal (dus o.i.v. de zwaartekracht) grote kans lopen om tijdens de lange transportweg naar de zee gesorteerd te worden en te bezinken. Het herkennen van rivier- of fluviatiele afzettingen geschiedt dan ook op grond van zowel de horizontale als de verticale opbouw van het sedimentpakket. Tevens wordt gelet op de opeenvolging van de sedimenten (grinden, zanden, lemen, kleien enz.) en de daarin zichtbare sedimentaire structuren (figuur 2.27). Het blijkt, dat de sedimentatie van rivieren afhankelijk is van de afvoer, de stroom-



2.28 *Figuur*
Het effect van een zich wijzigende zeespiegel op de verhanglijn van een rivier (a en b). Een steeds flauwer wordende verhanglijn van een rivier komt in het ideale geval overeen met de korrelgrootte van de sedimenten (c).

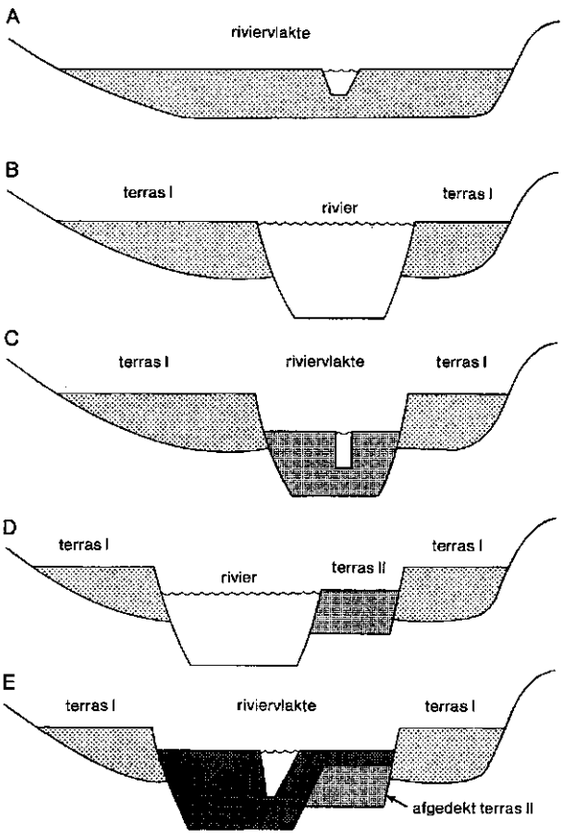
snelheid, het verhang en de hoeveelheid en het soort sediment dat voorhanden is. Het *verhang* van een rivier is het verval per km. Doordat het verval het absolute hoogteverschil tussen twee punten oplevert, is het verhang van een rivier gemakkelijk te berekenen. Naarmate van meerdere punten langs een rivier de hoogteligging bekend is, kan een betere verhanglijn geconstrueerd worden (figuur 2.28; zie ook 35.4.1).

Bij groter wordend verval nemen de stroomsnelheid en het transporterend vermogen toe. Meestal leidt dit tot hernieuwde insnijding (*terugschrijdende erosie*), waarbij materiaal uit boven-, midden- en benedenloop nog verder afgevoerd wordt, mogelijk tot in de zee of de oceaan. Veelal zullen er echter restanten in de oude riviervlakte achterblijven, de *terrassen* (figuren 2.28 en 2.29). Een toenemend hoogteverschil tussen achterland en mondingsgebied, waarbij niet alleen aan tektonische oorzaken gedacht hoeft te worden, maar ook aan veranderingen van de erosiebasis (het niveau, waarop een rivier in zee of een meer uitstroomt), leidt tot een nieuw evenwichtsprofiel met de daarbij behorende verhanglijn. Deze nieuwe verhanglijn kan over een bepaald traject hoger liggen dan de oude. In zo'n geval worden riviersedimenten *op* de oudere sedimenten in de riviervlakte afgezet. Herhaling van deze processen leidt tot het ontstaan van meerdere terrassen boven elkaar.

Qua sedimentatie en morfologie wordt er onderscheid gemaakt tussen *rechte, meanderende* en *vlechtende* of *verwilderde* riviersystemen. Tussenvormen van deze typen zijn ook mogelijk. Een meanderende rivier ontstaat bij regelmatige afvoer, gering verhang en betrekkelijk weinig sedimentaanbod, een vlechtende rivier bij onregelmatige afvoer, veel sedimentaanbod en sterker verhang. Een vlechtende rivier heeft in tegenstelling tot een meanderende en rechte rivier meerdere geulen. De loop van meanderende rivieren vertoont op min of meer regelmatige afstanden bochten (*meanders*), die zich in de loop van de tijd verplaatsen en zelfs afgesneden raken. In het laatste geval is sprake van een rechte rivier. Meestal hebben meanderende rivieren (figuur 2.27) hoge oevers, de zgn. oeverwallen. Deze worden gevormd tijdens hoog water, waarbij het grove materiaal, dat door het water vervoerd wordt, eerder bezinkt dan de fijne in suspensie verkerende kleideeltjes. Deze kleideeltjes bezinken in de achter de oeverwallen gelegen lagere kommen. Soms breekt de rivier door de oeverwal heen en ontstaan overslaggronden (crevasses), ook door dijkdoorbraken kunnen overslaggronden ontstaan. De huidige beken en rivieren in Nederland behoren tot het meanderende type. In het geologisch verleden is dit niet altijd het geval geweest.

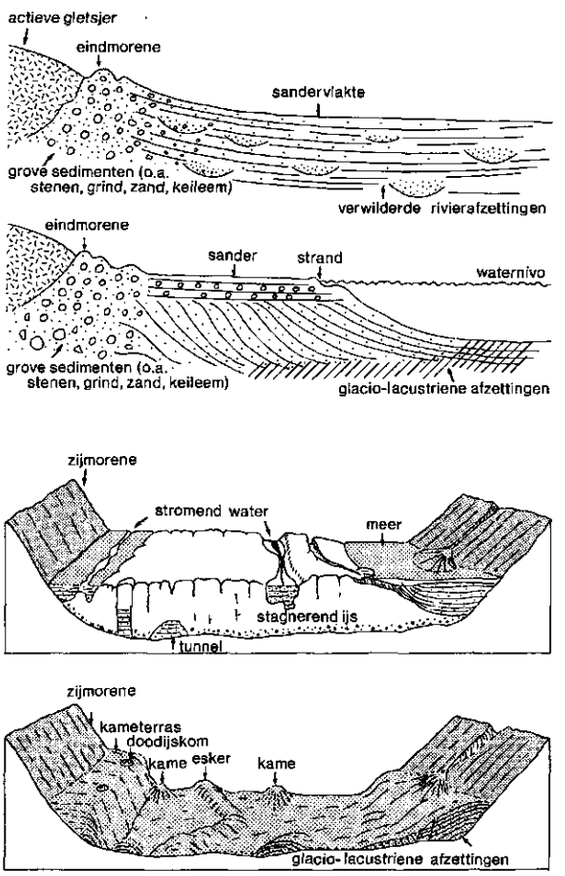
2.30 *Vraag*
Hoe zijn oeverwal-, kom- en overslagafzettingen van elkaar te onderscheiden?

Het landijs en glacigene afzettingen
Uit figuur 2.25 blijkt, dat het verhaal van de landijsmassa's in het hooggebergte begint, de plaats waar de sneeuw zich ophoopt en door de toenemende druk overgaat in een vaste ijsmassa. Omdat ijs een kristallijne vaste stof is met een geringe cohesie, vinden langs glijvlakken in de kristallen bewegingen in de ijsmassa plaats. Dit resulteert, afhankelijk van de temperatuur in het ijslichaam, in een plastische vloeibeweging. Een gletsjer is daarom in staat te stromen.
Recent glaciologisch onderzoek heeft het bestaan van twee



2.29 *Figuur*
Terrasontwikkeling door zowel rivierverlegging als hernieuwde insnijding en opvulling.

typen gletsjers aangetoond, nl. warme en koude. In warme gletsjers heeft ieder punt in de stromende ijsmassa een temperatuur die, onder de daar heersende druk, dicht bij het smeltpunt ligt. In koude gletsjers ligt deze ver onder het vriespunt. De uiteinden (gletsjerfront) van de koude gletsjers, in het hooggebergte of op hoge geografische breedte, kunnen gedurende lange perioden op dezelfde plaats blijven liggen, terwijl in het brongebied (*firnbekken*) nog steeds ophoping van sneeuw (ijs) plaatsvindt. De ijsmassa's in het brongebied kunnen zich plotseling naar de randzone van de gletsjer verplaatsen, vervolgens komt het gletsjerfront op sommige plaatsen in beweging en schuiven er tongvormige ijslobben (*glacial surges*) naar voren. Deze hebben een sterk eroderende en vervormende werking. Op deze manier ontstaan b.v. *tongbekkens* (figuur 23.30 in 23.6.3).
Gletsjers zijn in staat materiaal uit het brongebied naar het afsmeltingsgebied te verplaatsen. Dat wil zeggen, dat ze eroderen, transporteren en sedimenteren. In het brongebied wordt door de gletsjers zelf materiaal uit de wanden van de dalen losgemaakt, elders wordt materiaal uit de ondergrond opgenomen door bijvoorbeeld opvriezing. Ook valt door vorstwerking materiaal uit het hooggebergte op het gletsjeroppervlak.
Al het puin door gletsjers of landijs vervoerd, wordt morene genoemd. Het morenemateriaal kan onder druk van het eigen gewicht door het ijs zakken en zich bij de grondmorene voegen, die vooral naar het gletsjerfront toe afgezet wordt. Hier zijn namelijk aanvoer en afsmelting van ijs met elkaar in evenwicht. In de randzone worden de grondmorene en het nog op het ijs aanwezige morenemateriaal in een wal, de zgn. eindmorene, afgezet (figuur 2.31). Niet al het morenemateriaal wordt als eindmorene afgezet, er wordt ook materiaal naar de randzone verplaatst en daar als zijmorene afgezet. Tijdens de ijsbewegingen wordt het onderliggende gesteente, voor zover niet opgenomen in het landijs, 'bijgeslepen' en ontstaan karakteristieke landschapsvormen, o.a. bultrotsen (*roche moutonnée*). Op het harde gesteente blijven vaak *gletsjerkrassen* achter.



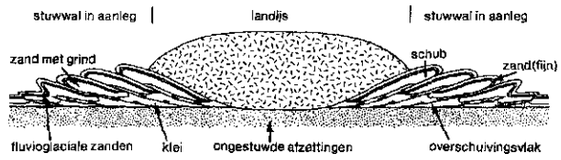
2.31 *Figuur*
Schematische weergave van de vorming van eindmorene (a, b), sandervlakte (a, b), esker, kame, kameterras en glaciolacustriene afzetting (b en d).

Het ongesorteerde grondmorenemateriaal, dat na een ijsbedekking achterblijft, wordt *keileem* genoemd en bevat gesteenten uit het brongebied van de gletsjers (*zwerfstenen*).
Stroomt het van de gletsjers afkomstige smeltwater door een tongbekken, dan worden deze meestal opgevuld met materiaal afkomstig uit het smeltwater (*fluvio-glaciale afzettingen*). Smeltwaterafzettingen in meren (bijvoorbeeld een afgesloten tongbekken) kennen we onder de naam lacustro-glaciaal. Deze laatste afzettingen, die een afwisseling van grove, lichtgekleurde en dunne, fijnkorrelige donkergekleurde laagjes laten zien, staan bekend als *warven*. De grove sedimenten zijn in de zomermaanden afgezet, de fijne in de wintermaanden, toen de meren dichtgevroren waren. Deze jaargelaagdheid biedt een mogelijkheid om de ouderdom van afzettingen in glaciale bekkens te bepalen.
Andere smeltwaterafzettingen worden gekenmerkt door hun morfologie. Zo ontstaan *kames*, doordat er bij afsmeltend ijs ruimten in en onder het ijs aanwezig zijn, waarin klastisch materiaal afgezet wordt (figuur 2.31 en figuur 23.33). *Kameterrassen* bestaan uit materiaal, dat wordt afgezet tussen de rand van de gletsjers en een reeds aanwezige terreinvorm (b.v. eindmorene of dalwand van een rivier). *Eskers* of åsar zijn, als smeltwatertunnels waarin zich zand en grind ophoopte, onder het ijs gevormd. Het zijn lange, kronkelige dijkvormige lichamen, waarvan de lengte enkele tientallen kilometers kan bedragen. *Sandur* (enk. *sandar*) (spoelzandvlaktes) ontstaan, als het met sediment verzadigde smeltwater door een morene breekt en het water zich in de breedte kan uitspreiden.

2.32 *Vraag*
Geef een verklaring voor de overeenkomsten tussen sandar- en crevasseafzettingen.

Vanuit tongbekkens stuwt het landijs voor het landijsfront gevormde afzettingen of reeds bestaande afzettingen omhoog en worden *stuwwallen* gevormd. Vooral het reeds beschreven mechanisme van de *glacial surge* is verantwoordelijk voor de opstuwing. Gelet op de inwendige bouw zijn er twee vormen van stuwwallen te onderscheiden, nl. die, waarbij de gestuwde afzettingen hoofdzakelijk bestaat uit sedimenten, die al vóór de ijsbedekking afgezet waren en die, waarbij ook keileem bij de stuwing wordt betrokken. In Nederland behoren de stuwwallen van Twente en de Veluwe tot het eerste type.

Over het algemeen zijn ze hoog (50 tot 100 m) en opvallend breed. De stuwwallenrij Steenwijk-Gaasterland-Wieringen-Texel en de grotendeels in de ondergrond verborgen liggende reeks Vollenhove-Urk zijn voorbeelden van het tweede type.
Voor alle stuwwallen geldt, dat er overschuivingen en breuken in voorkomen. Dit bewijst, dat de sedimenten tijdens de stuwing bevroren waren. Veelal heeft de stuwing tot verschubbing geleid (figuur 2.33). Een kleilaag in de ondergrond diende, naar men veronderstelt, als overschuivingslaag. Niet altijd vond verschubbing plaats, soms werden ook afzettingen door het ijs geplooid. Uit de dikte van de gestuwde pakketten is



2.33 *Figuur*
Stuwwalvorming en daarmee samenhangende verschubbing van bestaande afzettingen.

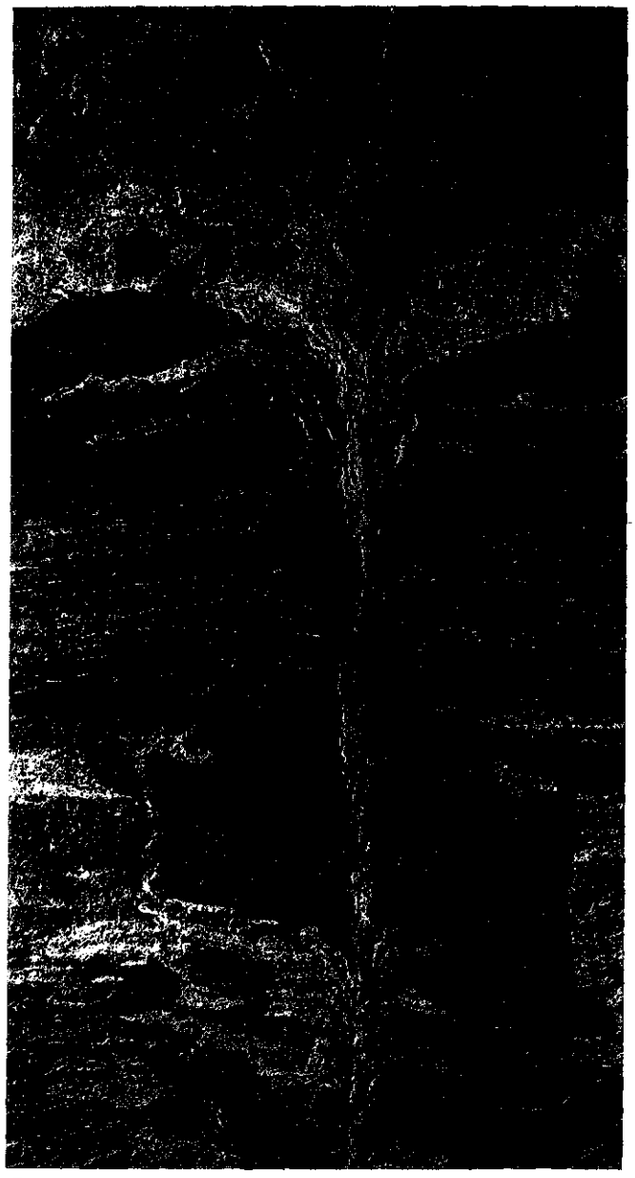
afgeleid, dat de ondergrond tot dieptes van 80 à 100 m bevroren moet zijn geweest.

2.34 *Vraag*
Wat is het wezenlijk verschil in ontstaanswijze tussen een eindmorene en een stuwwal?

Voor actieve, maar lange tijd op dezelfde plaats liggende ijsfronten, ontstaan *oerstroomdalen*. Naast afstromend smeltwater van het landijs verzamelt zich voor het ijsfront meestal ook het water van de uit het zuiden komende rivieren. In de vorm van oerstroomdalen wordt een nieuwe afvoerweg gezocht en gevonden.
Bij het afsmelten van landijsmassa's raken allerlei stukken ijs los van de hoofdmassa en verdwijnen grotendeels onder het morenepuin. Dit zogenaamde 'dood ijs' laat bij afsmelting min of meer ronde depressies achter, zgn. doodijskommen. Enkele depressies in de kameterrassen van de Veluwe zijn mogelijk doodijsgaten.

2.35 *Vraag*
a. De Rijn en de Maas lopen zuid-noord tot Nijmegen. Waarom veranderen ze daarna van richting?
b. Waarom worden doodijskommen bij voorkeur in kameterrassen aangetroffen?

Periglaciale afzettingen en reliëfvormen
Periglaciale afzettingen en vormen hangen samen met processen, die onder koude klimaatsomstandigheden optreden. Karakteristiek voor deze omstandigheden is, dat er een blijvend bevroren ondergrond (*permafrost*) aanwezig is. Tijdens de dooi in voorjaar en zomer blijft de ondergrond bevroren, terwijl de bovenste 1 à 2 meter tijdelijk ontdooit. (*opdooilaag/active layer*). Het optreden van afwisselende vries- en dooiomstandigheden heeft gevolgen voor de afzetting van sediment in deze periglaciale gebieden. Door de 'koude' klimaatsomstandigheden, de relatieve droogte in het zomerseizoen en de aanwezigheid van een geringe vegetatie zijn de in deze gebieden aanwezige sedimenten zeer gevoelig voor verstuiving. Deze sedimenten worden door de wind over kortere of langere afstand vervoerd en vervolgens afgezet.
Hoewel de afzettingen (zanden en lössj op grond van hun korrelgrootte, resp. gemiddeld 105-150 µm en 2-50 µm tot de groep van de eolische sedimenten gerekend worden, is de wind niet het enige transporterend medium. De sedimentaire structuren in deze afzettingen wijzen ook op transport door water. Van het zand en de lössj wordt aangenomen, dat het uit de riviervlakten opgewaaid is. Onder andere door hellingprocessen (*solifluctie* en *gelifluctie*) komt in riviervlakten sediment terecht. In het periglaciale milieu zijn de condities hiervoor optimaal. In het geval van gelifluctie glijdt bij een lichte opdooi van de bovengrond het bodemmateriaal gemakkelijk over de bevroren ondergrond van de dalhellingen naar beneden. In het geval van solifluctie ontbreekt de bevroren ondergrond. Het verplaatste hellingmateriaal is over het algemeen slecht gesorteerd. Na uitblazing door de wind resteert in veel gevallen een grindlaagje (keienvloer of desert pavement), terwijl het zand en de lössj elders worden afgezet. In het periglaciale milieu worden allerlei structuren gevormd die onder gunstige omstandigheden fossiliseren. De belangrijkste zijn ijswiggen (foto 2.36) en kryoturbate structuren (foto 2.37). IJswiggen ontstaan door thermische contractie. Hierbij ontstaan bij plotselinge zeer lage temperaturen scheuren in de *active layer* en de permafrost. Deze raken met water gevuld, dat vervolgens bevriest. Vanwege het volumeverschil tussen water en ijs worden deze scheuren wijder. Herhaling van processen leidt tot verdere aangroei van de wigvormige ijslichamen. Deze wigvormige lichamen kunnen onderling met elkaar verbonden zijn en vormen dan een netwerk: *polygonen*. Na afsmelting van het ijs raken de wiggen gevuld met erop liggend sediment.



2.36 *Foto*
Fossiele ijswig.



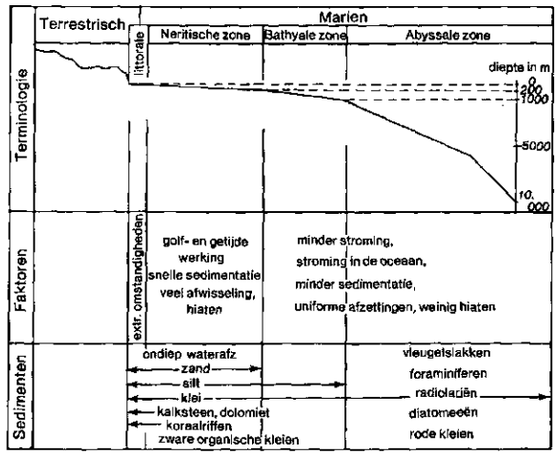
2.37 *Foto*
Kryoturbate structuren.

Kryoturbate structuren ontstaan, doordat bij herbevriezing van de actieve laag de vorst van bovenaf in de met water verzadigde bodem binnendringt. Hierdoor ontstaan drukverschillen, waardoor verknedingen en plooiingen optreden. Geringe verschillen in dichtheid van de diverse sedimenten spelen bovendien een rol bij deze vervormingen.
Bij het verdwijnen van de permafrost uit de ondergrond blijft soms een niet meer functionerend dalstelsel als opvallend reliëfelement in het landschap achter. Dit dalstelsel heeft zich grotendeels boven de bevroren ondergrond ontwikkeld en komt bij daling van de permafrost droog te liggen. Vandaar, dat hiervoor de term *droge dalen* gebruikt wordt. In Nederland zijn dergelijke dalsystemen bekend uit de laatste ijstijd (o.a. in Zuid-Limburg, vgl. figuur 36.15 en op de stuwwallen op de Veluwe en die van Twente).
Andere opvallende reliëfelementen uit het periglaciale milieu zoals *pingoruïnes* en *thermokarstmeren* worden in § 23.6 besproken.

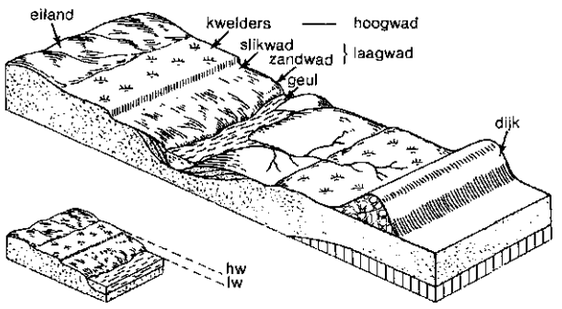
Mariene afzettingen
De afzettingen van de zee worden als *mariene* sedimenten aangeduid. Sedimentaire structuren en de samenstelling van de fossielinhoud van het sediment worden gebruikt om, in vergelijking met actuele mariene milieus, de fossiele afzettingen in hun juiste milieu te plaatsen. De sedimentatie in zeeën en oceanen wordt grotendeels bepaald door de diepte. Het diepste deel van de oceanen staat bekend als *abyssale zone*, de overgang van het continentale plat naar de abyssale zone als *bathyale zone*, terwijl het continentale plat (diepte tot 200 m) *neritische zone* heet. De zone vlak onder de kust wordt als *littoraal* geduid (figuur 2.38).

Uit o.a. de dieptes waarop afzettingen, die in een ondiep marien milieu afgezet zijn, thans aangetroffen worden, is afgeleid, dat de zeespiegel rijst en daalt. *Deze zeespiegelveranderingen* zijn het resultaat van een combinatie van elkaar versterkende of tegenwerkende factoren. Deze factoren zijn:
a. Absolute stijging van de zeespiegel door het vrijkomen van water, dat op het land in de vorm van landijs of in de permafrostgebieden als grondijs opgeslagen is. Klimaatsveranderingen spelen hierbij een belangrijke rol.
b. Isostatische effecten. Door het verdwijnen van de landijsmassa's in Scandinavie wordt het gebied ontlast en rijst het langzaam weer op. Elders leidt dit tot daling, omdat vandaar uit deze gebieden het plastische materiaal van de aardmantel terugvloeit. Nederland bevindt zich aan de dalende kant.
c. Bewegingen van oceaanbodem. Door verschuivingen langs breukvlakken in de oceaanbodems zou de zeespiegelstand veranderingen ondergaan. De meest recente onderzoeken (satelietopnamen) maken aannemelijk, dat wijzigingen in de zwaartekrachtsverschillen reliëfveranderingen aan het oceaanoppervlak tot gevolg hebben. Dit leidt uiteindelijk tot zeespiegelveranderingen.
d. Tektonische bewegingen. Sommige gebieden liggen aan de randen van langzaam dalende bekkens (zoals Nederland). In andere gebieden is sprake van opheffing.
e. Klink. Door het verdwijnen van water uit venen en kleien onder het gewicht van jongere sedimenten treedt er inklinking (compactie) op. Het gevolg is een langzaam dalend oppervlak.

De zeespiegelbeweging van de laatste 10000 jaar is voor ons land goed bekend (figuur 23.44 in 23.6.6). Uit deze kennis is afgeleid, dat de snelle zeespiegelstijging in de eerste 5000 jaar na de laatste ijstijd grotendeels moet worden toegeschreven aan het afsmelten van het landijs (factor a), terwijl de factoren b t/m e het verloop van de curve over de laatste 5000



2.38 *Figuur*
De mariene afzettingsmilieus.



2.39 *Figuur*
Schematische doorsnede door een waddengebied.

jaar bepalen. Voor een goed inzicht in de geologische ontwikkeling in een kustgebied en de daarbij behorende afzettingsmilieu's kan het huidige (Nederlandse) kustgebied van de Noordzee als model dienen. De belangrijkste milieus zijn die in de *waddengebieden* en die in de *riviermondingen* of zgn. *estuaria*. Kenmerkend voor beide milieu's is de eb-vloedbeweging, die verantwoordelijk is voor sedimenttransport, sortering en afzetting. In een open kustgebied ontstaan door de getijdenbeweging wadgebieden met als belangrijkste morfologische eenheden en milieu's: *laagwad, hoogwad* en *kwelder* (figuur 2.39).

2.40 *Vraag*
Uit figuur 2.39 kan afgeleid worden, dat in het gebied tussen de geulen en aan de landzijde van het waddengebied de sedimentatie het grootst is.
Geef hiervoor een verklaring.

In door strandwallen of duinen afgesloten kustgebieden met alleen nog maar doorgangen voor de rivieren ontstaan *lagunes*. Hierin sedimenteert zowel materiaal, dat door de rivieren aangevoerd wordt, als materiaal dat door de vloed vanuit de zee naar binnen getransporteerd wordt. Het Nederlandse kustgebied blijkt, onder invloed van de rijzende zeespiegel, gedurende de laatste 10000 jaar een ontwikkeling doorgemaakt te hebben van een open naar een gesloten kust. Dit heeft voor wat betreft de geologie zowel qua tijd als qua ruimte variaties aan milieus opgeleverd. In 23.6.6 komt dit uitvoeriger ter sprake, evenals de strandwal- en duinvorming.

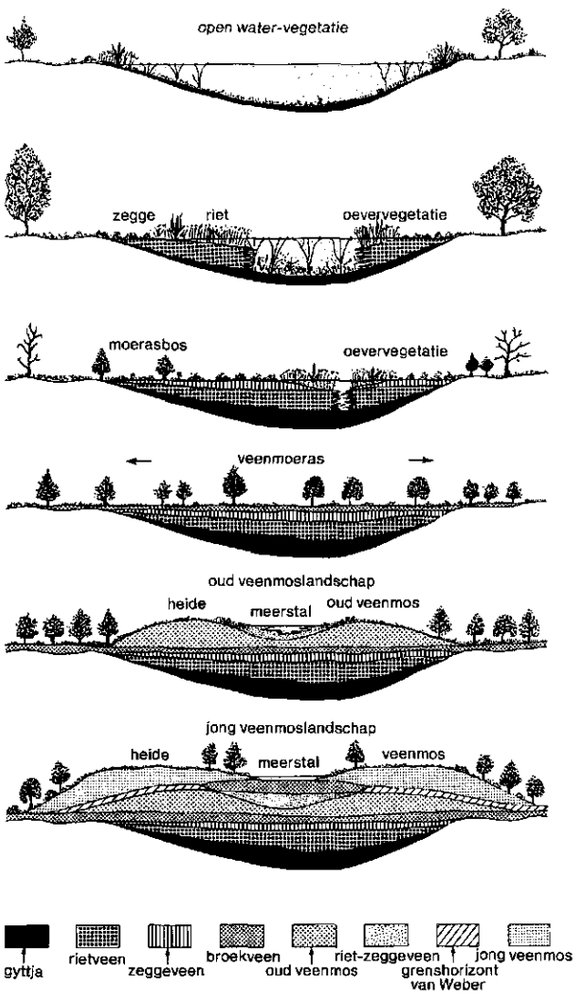
Karstverschijnselen
Zoals in de inleiding vermeld, is water naast transporterend medium ook als oplossend medium zeer belangrijk. Dit is het duidelijkst te illustreren in gebieden, waar kalken direkt onder of aan het oppervlak voorkomen (o.a. Zuid-Limburg).

Uit de formule $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$ blijkt, dat water, waarin koolzuur opgelost is, in contact met kalk deze voor een deel omzet in calcium-bicarbonaat, dat oplosbaar is in water. Via grondwaterstroming wordt dit afgevoerd. Aangezien het een chemische evenwichtsreactie is, zal duidelijk zijn, dat bij afvoer, de reactie naar rechts verloopt, d.w.z.: er wordt steeds kalk opgelost. Ontsnapt het koolzuur, dan zal de in het water opgeloste kalk neerslaan. In beide gevallen is er sprake van karstverschijnselen. Voorbeelden van oplossingsverschijnselen zijn: *dolines* (aan het oppervlak zichtbare 'kommen', door plaatselijke oplossing van kalken, zie figuur 23.16) en *geologische orgelpijpen* (door verticale grondwaterbewegingen ontstane trechtervormige depressies, die opgevuld zijn met jongere sedimenten). Voorbeelden van nieuwvorming door neerslag van kalk zijn: *druipsteen* (*stalagmiet* staand en *stalactiet* hangend) en *travertijnafzettingen* (kalkneerslag op plantenresten, o.a. mossen).

2.5.3 De atmosfeer
Van de dampkring is de onderste 12 km (de troposfeer) van direct belang voor de geologische processen, die van buitenaf op de aarde inwerken. De algehele luchtcirculatie is bepalend voor de verdeling van de neerslaghoeveelheden over de aarde en daarmee voor de zonering van de vegetaties en de verwerings- en bodemprocessen (zie kader 26.7). In extreem warme droge gebieden (aride) treden andere verweringsprocessen op dan in de vochtiger gebieden van de gematigde klimaatszone, terwijl in de periglaciale gebieden nog weer andere processen optreden. Zowel in de aride als in de periglaciale gebieden, blijkt de wind als geologische factor belangrijk. Extreme koude leidt nl., evenals extreme warmte, tot droogte. In beide gevallen, blijkt, dat de wind veel zand verplaatst (*deflatie*) met als resultaat: duinen en uitblazingsniveau's (2.5.2 periglaciale afzettingen en reliëfvormen). De duinen en de keienvloeren van de periglaciale of *arctische* gebieden kennen we als poolwoestijnen. De stenen van het desert-pavement hebben meestal gepolijste zijkanten (*windkanters*) en zijn glimmend gepolijst, lijkend op lak aan de buitenkant (*windlak*).
Bij het transport van sediment in arctische gebieden kan sneeuw ook een belangrijke rol spelen. Er is dan sprake van *niveo-eolische* afzettingen.

2.41 *Vraag*
Verklaar waarom de periglaciale afzettingen behandeld zijn in de paragraaf hydrosfeer.

2.5.4 De biosfeer
Er bestaat een nauwe samenhang tussen de atmosfeer en de biosfeer. De verdeling van de neerslaghoeveelheden, de temperaturen, de overheersende windrichting etc. zijn van invloed op het dierlijk en plantaardig leven aan het aardoppervlak. Dit dierlijk en plantaardig leven is niet alleen van groot belang voor de bodemvormende processen (§ 26.3), maar ook voor de sedimentatie van kalken in depressies. Voor wat de plantengroei betreft kan gezegd worden, dat deze enerzijds vertragend werkt op de erosie van het onderliggende gesteente, anderzijds actief deelneemt aan de afbraak van het gesteente. Dit laatste gebeurt door mechanische verwering met behulp van het wortelstelsel en door chemische verwering, namelijk de oplossing van gesteente door o.a. het ingebrachte koolzuur. Toch is het plantendek in de gematigde zone ook zeer opbouwend bezig. Door onvolledige afbraak hoopt zich in een zuurstofarm en waterrijk milieu het plantenmateriaal op (sedenteert) en vormt aldus veen (figuur 2.42). Afhankelijk van de vorming beneden of ter hoogte van en boven de oorspronkelijke grondwaterspiegel is er sprake van respectievelijk laag- en hoogveen. Over het algemeen zijn hoogvenen voedselarm (oligotroof), omdat de voedingszouten voor de planten slechts door het regenwater geleverd worden. Laagvenen zijn meestal voedselrijk (eutroof). Een aantal venen neemt qua voedselrijkdom een tussenpositie in, de zgn. mesotrofe venen. Venen worden veelal geclassificeerd naar hun botanische samenstelling. Er is b.v. sprake van veenmosveen, elzenbroekveen, zeggeveen, rietveen etc.



2.42 *Figuur*
Schematische weergave van de veenontwikkeling.

2.43 *Vraag*
Geef een verklaring voor de relatieve voedselrijkdom van de laagveengebieden.

2.44 *Repeteervragen*
a. Op welke twee manieren vindt afbraak van gesteenten plaats? Noem voorbeelden van beide afbraakprocessen.
b. Leg de begrippen in situ en secundaire ligplaats uit. Vindt U het begrip secundair wel een juist gekozen benaming?
c. Van welke vier factoren is de sedimentatie van een rivier afhankelijk?
d. Maak de onderlinge samenhang tussen de begrippen verhang, verval, erosiebasis en terrassen duidelijk.
e. Naar sedimentatiepatroon kunnen drie typen rivieren onderscheiden worden. Geef een korte beschrijving van deze drie typen.
f. Maak aan de hand van voorbeelden duidelijk, dat water een zowel transporterend als oplossend medium is.
g. Leg het verschil tussen een 'warme' en een 'koude' gletsjer uit. Wat zijn 'glacial surges'?
h. Op welke manier komt een grondmorene aan zijn sediment?
i. Leg het verschil uit tussen zijmorene, eindmorene, kameterras en esker.
j. Waardoor onderscheiden de stuwwallen van Texel zich van die van Ootmarsum?
k. Geef een korte, karakteristieke beschrijving van het periglaciale milieu. Noem enige voor dat milieu typische geomorfologische verschijnselen.
l. Noem vijf factoren, die de (relatieve) zeespiegelstand beïnvloeden.
m. Wat is het principiële verschil tussen een lagune en een laagwad?
n. Op welke twee manieren vindt verwering van gesteenten door planten plaats? Leg dit uit.
o. Waardoor worden de verschillen in vegetatie tussen hoogveen en laagveen veroorzaakt?

2.6 DE GEOLOGISCHE TIJD

2.6.1 Inleiding
Bij de beschrijving van de ontwikkelingsgeschiedenis (geogenese) van de aarde wordt gebruikt gemaakt van de informatie, die in de gesteenten van de aardkorst ligt opgeslagen. Bij de beschrijving van die gesteenten (*stratigrafie*) worden drie soorten bronnenmateriaal gebruikt:
- de eigenschappen van de verschillende gesteenten in de aardkorst;
- veranderingen in flora en fauna;
- absolute tijdmeting met behulp van radioactieve elementen in het gesteente.

Uit het voorgaande valt af te leiden, dat er drie belangrijke stratigrafische classificatiesystemen zijn:
- lithostratigrafie (gebaseerd op de materiaaleigenschappen van de gesteenten);
- biostratigrafie (op basis van fossielinhoud);
- chronostratigrafie (op basis van de tijd van vorming of van de ouderdom).

In de komende paragrafen worden de hiervoor genoemde classificatiesystemen nader toegelicht. In de slotparagraaf wordt de stratigrafie van het Kwartair (ca. laatste 2,5 miljoen jaar) besproken, omdat Nederland voor het grootste deel in die periode ontstaan is (hoofdstuk 23).

2.6.2 De lithostratigrafie
De Deen Nicolaus Steno heeft in 1669 als eerste zich gewaagd aan datering van aardlagen door het principe van de *superpositie* te formuleren. De regel van de superpositie komt er op neer, dat bij normaal op elkaar liggende aardlagen de hogere laag jonger is, dan de daaronder liggende laag. Op deze wijze is het mogelijk de *relatieve ouderdom* van de lagen in een gesteentepakket vast te stellen.
Hierbij geldt, dat een lithostratigrafische eenheid een gesteentepakket (dit kan een laag zijn) is, dat op grond van zijn materiaaleigenschappen een begrenzing heeft en onderscheiden kan worden van aangrenzende pakketten (lagen). Meestal worden in het veld goed herkenbare materiaaleigenschappen als onderscheidingscriteria gebruikt. Dit geldt met name voor sedimentaire gesteenten, die in de loop van de geologische geschiedenis telkens opnieuw worden afgezet. Ze zijn dus duidelijk niet tijdgebonden en hebben in het algemeen geen tijdgebonden karakteristieke materiaaleigenschappen.
Evenals thans het geval is, hebben in het verleden op elk tijdstip geheel verschillende afzettingsmilieus naast elkaar bestaan (zie figuur 2.39). Om deze lokale verschillen in sedimentatieomstandigheden aan te geven wordt in de geologie het begrip *facies* gehanteerd. Hiermee wordt uitdrukking gegeven aan de relatie tussen de materiaaleigenschappen (inclusief flora- en faunaresten) en het ter plaatse heersende milieu (= afzettingsomstandigheden). De wisselingen in facies bemoeilijken lithostratigrafische correlaties over grote afstanden. Lithostratigrafische correlatie wordt ook lastig, wanneer door tektonische bewegingen, vulkanische activiteit en/of gebergtevorming laagpakketten in de aardkorst van positie zijn veranderd.

2.6.3 Biostratigrafie
In het geologische verleden zijn voortdurend nieuwe soorten dieren en planten verschenen en andere verdwenen door de geleidelijke verandering van levensvormen in vele opeenvol-

gende generaties. Als deze levensvormen een beperkte tijd van bestaan hebben gehad, dan is het mogelijk om de aardlagen, waarin ze voorkomen, een zelfde ouderdom toe te kennen (*biostratigrafie*).
Op deze wijze kunnen sedimentaire gesteenten over grote afstand gecorreleerd worden, ondanks verschil in facies (*lithostratigrafie*). Het omgekeerde is natuurlijk ook mogelijk. Zo kunnen bijvoorbeeld kalkstenen, die qua facies op elkaar lijken, op grond van hun fossielinhoud, een verschillende ouderdom hebben.

Omstreeks 1800 ontdekte William Smith bij de aanleg van kanalen in Engeland, dat in bepaalde lagen van gesteentepakketten fossielen voorkwamen, die in de boven- en onderliggende lagen niet aanwezig waren. Bovendien merkte hij op, dat de fossielinhoud van de lagen in verschillende, soms ver uit elkaar liggende ontsluitingen dezelfde was en dat daardoor correlatie mogelijk was. Hij publiceerde in 1815 een geologische kaart van Engeland, Wales en delen van Schotland, gebaseerd op zijn waarneming, dat de fossiele fauna's (en ook flora's) elkaar op een karakteristieke en herkenbare wijze opvolgen. De wet van biologische successie vormt nog steeds de grondslag waarop de Geologische Tijdschaal is gebaseerd. Met de ontdekkingen van Darwin is duidelijk geworden, dat de door Smith toegepaste principes berusten op de evolutie-theorie.

Sedert de ontdekking hiervan zijn in opeenvolgende aardlagen over de gehele aarde de veranderingen in de fossiele fauna's en flora's bestudeerd. Door de opeenvolgingen in planten- en dierfossielen onderling te vergelijken en te correleren, is het mogelijk gebleken een gedetailleerde geologische tijdschaal te construeren (zie tabel 23.3). Elk interval in deze tijdschaal heeft zijn karakteristieke fossielen (*gidsfossielen*) of combinatie van fossielen en elk gesteente kan, mits deze kenmerkende fossielen (of associaties daarvan) aanwezig zijn, in deze tijdschaal worden ingepast.
In de beginperiode van het geologisch onderzoek waren het de resten van de grotere dieren, die de tijdsindeling bepaalden, thans zijn het vooral de microfossielen (foraminiferen en nannoplankton), die een rol gaan spelen bij de indeling. Microfossielen zijn uitermate geschikt, omdat er tijdens de evolutie van deze diergroepen sprake is van een verscheidenheid aan vormen en ze in groten getale fossiliseerden. Ze lenen zich uitermate goed voor statistische bewerking.

De Geologische Tijdschaal wordt verdeeld in een aantal hoofdtijdperken, die op hun beurt weer onderverdeeld zijn in periodes, waarvan de namen ontleend zijn aan de landstreek, waar aardlagen uit de betreffende periode goed zijn ontsloten en voor het eerst bestudeerd. Een uitzondering hierop vormen de twee periodes van het jongste hoofdtijdperk (Kenozoicum): het Tertiair en het Kwartair. Deze hebben hun benoeming te danken aan een in de 18e eeuw toegepaste lithostratigrafische indeling.
Deze laatste twee periodes worden onderverdeeld in tijdvakken. De nomenclatuur van deze tijdvakken berust op het feit, dat de fossiele fauna's in opeenvolgende lagen een steeds hoger percentage fossielen bevatten aan dieren en planten, die ook nu nog leven.
Gezien de duur van het Kwartair is er nauwelijks sprake van evolutie, vandaar, dat de indeling van het Kwartair hoofdzakelijk gebaseerd is op 'koude'- en 'warmte'- indicatoren, zoals die bij het onderzoek van flora- en faunaresten gevonden worden (zie verder 2.6.6). De begrippen 'koude' en 'warmte' berusten op vergelijking met recente flora's en fauna's (*actualiteitsprincipe*).

2.45 *Vragen*
a. Hoe kan met behulp van de fossielinhoud van gesteenten de aanwezigheid van een breuk vastgesteld worden?
b. Voor een beter begrip van de fossiele situaties van het Kwartair baseert men zich op thans nog levende plant- en diersoorten. Noem enkele beperkingen, die aan dit gebruik kleven.

2.6.4 Chronostratigrafie

Chronostratigrafie gaat uit van de ouderdom van het gesteente of de afzetting. Met behulp van deze systematische benadering kan zowel een *relatieve* als *absolute tijdschaal* opgesteld worden. Bij deze laatste tijdschaal wordt aan gebeurtenissen een ouderdom in gemeten jaren gegeven. Dit is mogelijk, omdat in de natuur een aantal processen voorkomen, die met een constante snelheid verlopen en onomkeerbaar zijn. Zulke processen zijn de veranderingen in de kern van radioactieve isotopen, waarvan Ur-238/235, Ru-87, K-40, O-16 (diepzee) en C-14 voor datering de belangrijkste zijn (*isotopen-geochronologie: radioactieve ouderdomsbepaling*).
Het principe berust op de constante snelheid, waarmee deze radioactieve stoffen muteren tot andere elementen. Elk radioactief element heeft een kenmerkende halveringstijd: de tijd, die verstrijkt tot de radioactiviteit met de helft verminderd is.

Element	*Halveringstijd*
Rubidium-87	48,8 miljard jaar
Uranium-238	4,468 miljard jaar
Kalium-40	1,25 miljard jaar
Uranium-235	704 miljoen jaar
Koolstof-14	5568 jaar

Sinds de jaren vijftig wordt de methode van de isotopengeochronologie op grote schaal toegepast. Een van de eerste doeleinden was, om de op biostratigrafische gegevens gebaseerde (*relatieve*) geologische tijdschaal te correleren met *absolute jaartallen*. Isotopen-geochronologie is met uitzondering van de C14-methode uitsluitend toepasbaar op stollingsgesteenten, metamorfe gesteenten en een aantal mineralen. Bij een stollingsgesteente bepaalt men, hoeveel jaren er verstreken zijn, sinds het gesteente kristalliseerde uit een hete, vloeibare gesteentemassa. Slechts als directe correlatie tussen sedimentaire gesteenten en stollingsgesteenten enz. mogelijk is, kan deze dateringsmethode ook gebruikt worden om oudere sedimentaire sequenties (opeenvolgingen) te dateren (bijvoorbeeld uitgevloeide lava). Ook wanneer er nieuwvorming van een mineraal optreedt (*authigeen*) in het sediment, is datering mogelijk. Een voorbeeld is glauconiet (kalium-ijzer-aluminiumsilicaat), dat in het bodemslib op de zeebodem gevormd wordt. Hierdoor zijn sommige sedimenten met behulp van de K-40-methode goed dateerbaar. Hetzelfde principe wordt toegepast bij het sediment ingeschakelde vulkanische aslaagjes (tefrochronologie). Door toepassing van directe en indirecte dateringsmethoden op fossielhoudende, biostratigrafisch goed gedefinieerde aardlagen over de gehele aarde, is de op fossielen gebaseerde Geologische Tijdschaal thans van absolute jaartallen voorzien.

2.46 *Vraag*
Een K/Ar-datering aan glauconiet uit een mariene afzetting levert als ouderdom 30 miljoen jaar op. Op grond van fossielinhoud wordt van dezelfde afzetting een ouderdom tussen de 23 en 25 miljoen jaar geleden afgeleid. Geef een verklaring voor de fout in de datering met behulp van glauconiet.

2.47 *Kader*

C_{14}-METHODE

Vanwege het belang voor de stratigrafie van het Kwartair verdient de C_{14}-methode een aparte toelichting. Door kosmische straling (neutronenstroom) wordt de in de hogere lagen van de atmosfeer aanwezige stikstof gedeeltelijk omgezet in de radioactieve koolstofisotoop C_{14}. Het in de atmosfeer aanwezige CO_2 bevat naast de normale isotoop C_{12} een vaste hoeveelheid van deze radioactieve koolstofisotoop. Door uitwisseling aan het wateroppervlak komen deze radioactieve koolstofisotopen in de hydrologische kringloop terecht en via het assimilatieproces ook in het weefsel van planten. Na het sterven van de plant wordt geen koolstof meer opgenomen en neemt de hoeveelheid C_{14} door het radioactieve vervalproces voortdurend af. Hierdoor wijzigt zich de verhouding C_{12}/C_{14} in afgestorven plantenresten. Hieruit valt de ouderdom van het gefossiliseerde materiaal te berekenen.

Met name houtskool, hout en veen zijn geschikt als dateringsmateriaal; daarnaast zijn, zij het onder bepaalde voorwaarden, schelpen en botten ook bruikbaar.

Omdat pollenanalyse (zie kader 26.15 en 2.6.6) ook gebeurt aan humushoudend materiaal, leent de C_{14}-methode er zich uitstekend toe deze relatieve ouderdomsbepaling van absolute waarden te voorzien.

2.6.5 Paleomagnetische dateringen

In de 2.4.2 en 2.4.3 is het verschijnsel van het (paleo)magnetisme uitvoerig besproken. We kunnen hier volstaan met de opmerking, dat de richting van het aardmagnetisch veld (*polariteit*) soms omgekeerd verliep aan het huidige, m.a.w. de magnetische polen verwisselden van plaats. Hiervan kan gebruik gemaakt worden om bepaalde afzettingen absoluut te dateren. Immers, van bepaalde vulkanische gesteenten kunnen zowel de absolute ouderdom met K/Ar als de richting van het magnetisch veld ten tijde van stolling bepaald worden. Door een groot aantal van dergelijke bepalingen in tijdsvolgorde te plaatsen heeft men een paleomagnetische tijdschaal verkregen (tabel 2.48).

2.6.6 Stratigrafie van het kwartair en de daarbij gehanteerde onderzoeksmethode

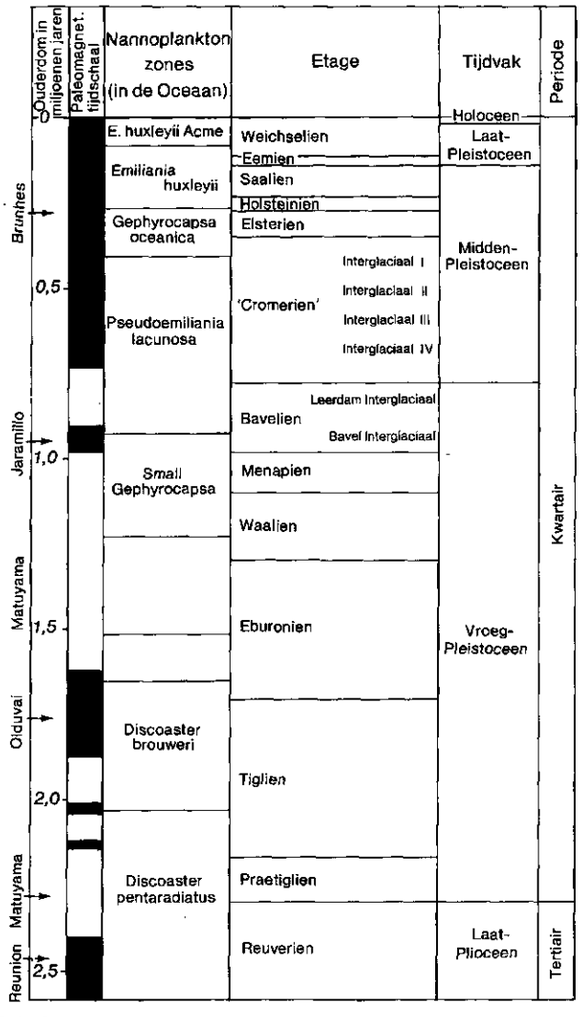
Voor wat het Kwartair (2,5 miljoen jaar) betreft, is het mogelijk gebleken, de belangrijkste geologische gebeurtenissen in een tijdstratigrafisch kader te plaatsen, ondanks het feit, dat het tijdsbestek te kort is voor een evolutie van organismen. Uit de vondsten aan fossielen uit kwartaire afzettingen was, in het begin van deze eeuw, reeds duidelijk geworden, dat het klimaat via de exogene krachten (§ 2.5) doorgewerkt heeft in het afzettingsmechanisme en indirecter in de vegetaties en fauna's.

Voor wat het eerste betreft kunnen de sporen, die het landijs heeft nagelaten in de vorm van karakteristieke afzettingen (b.v. keileem) en/of structuren c.q. reliëfvormen (b.v. stuwwallen) genoemd worden. Daarnaast kan gedacht worden aan afzettingen (niveo-eolische zanden) en verschijnselen (vorstwiggen), die karakteristiek zijn voor een milieu met een permanent bevroren ondergrond. Het zijn zichtbare getuigen van een koud klimaat. Uit de tussenliggende warmere fasen kennen we situaties, waarbij, onder invloed van de beschermende werking van een dichte vegetatie, weinig materiaalverplaatsing optrad, zodat, b.v. in sommige 'hoger liggende' gebieden bodemvorming optrad, terwijl in de laagten de rivieren hun sediment uit het achterland afzetten.

Uit al deze voorbeelden zal duidelijk zijn, dat niet alleen de afzettingen (*lithostratigrafie*), maar ook reliëfvormen (*morfostratigrafie*) en de daarmee veelal samenhangende bodems (*stratigrafie met behulp van paleobodem*, zie ook kader 26.14) bruikbare elementen zijn om de geologische wordingsgeschiedenis van het Kwartair te ontrafelen, omdat ook in beide laatstgenoemde gevallen de factor tijd een belangrijke rol speelt. Bij het onderzoek aan paleobodems blijkt de *micromorfologie* een belangrijk hulpmiddel (bestudering van fossiele bodems met behulp van slijpplaten, zie kleine letters na tabel 3.31).

Gevarieerdheid in de afzettingen, zowel horizontaal als verticaal, maken geologisch onderzoek (boringen en ontsluitingen) noodzakelijk als men wil komen tot de reconstructie van de opeenvolging van gebeurtenissen in het Kwartair. Daarbij maakt men gebruik van lithologische criteria, die zowel op veld- als op laboratoriumgegevens gebaseerd zijn.

De laboratoriumonderzoeken hebben met elkaar gemeen, dat bepaalde deeltjes uit het monster worden afgescheiden en



2.48 *Tabel*

Paleomagnetische tijdschaal met daarnaast een op nannoplankton van de oceanen gebaseerde (bio)stratigrafische indeling en de indeling van het Kwartair.

daarna geconcentreerd. Dit gebeurt door zeven, slibben, centrifugeren of scheikundige bewerking. De afgescheiden deeltjes worden veelal microscopisch onderzocht en gedetermineerd. De belangrijkste methoden worden kort besproken.

De *zware mineralenanalyse* wordt toegepast op zanden. Met behulp van bromoform worden mineraalkorrels met een dichtheid groter dan 2800 kg/m³ afgescheiden van de andere korrels, hoofdzakelijk kwarts en (soms) veldspaat. Deze methode geeft inzicht in de herkomst van het zand.
De *grindanalyse* wordt toegepast op de grove afzettingen. Ook hier gaat het om de herkomstgebieden van het grind.
Gesteenten-analysen hebben veelal ook betrekking op grove afzettingen, gewoonlijk samenhangend met een vroegere landijsbedekking. Hierbij wordt een zgn. Hesemann-telling toegepast, d.w.z. het Fennoscandinavische materiaal wordt verder opgesplitst naar een aantal bekende herkomstgebieden (o.a. Oslo, Midden-Zweden en Finland). Fauna-analyse is in veel gevallen mogelijk aan de hand van een groot aantal gefossiliseerde diergroepen. Gangbare onderzoeksgroepen zijn: foraminiferen (eencellige in zee levende organismen), mollusken (schelpen), diatomeeën en coleoptera (insekten). Fauna-analyse is vooral bedoeld om inzicht te krijgen in het milieu van afzettingen.

De *pollenanalyse (palynologie*, zie ook kader 26.15) maakt gebruik van het feit, dat de buitenste wand van stuifmeel (= pollen) in zuurstofarme condities goed bewaard blijft. Daar planten meestal stuifmeel in grote hoeveelheden produceren, komt een deel in de lucht terecht, waarvan vervolgens weer een deel in meren, venen of kleiige afzettingen. Uit de aanwezigheid en de samenstelling van stuifmeel in zulke lagen kunnen conclusies worden getrokken over het plantendek, dat in de omgeving aanwezig was, toen de afzetting gevormd werd. Daar veranderingen in het plantendek het gevolg kunnen zijn van zowel milieu- als klimaatsveranderingen, biedt de pollenanalyse een mogelijkheid om het een, zowel als het ander vast te stellen. Doordat bepaalde veranderingen in het plantendek tijdgebonden waren (b.v. tijdelijk of definitief verdwijnen van warmteminnende soorten in ijstijden), leent pollenanalyse zich ook goed voor relatieve ouderdomsbepalingen. De geochronologie van het Kwartair is dan ook voornamelijk gebaseerd op de resultaten van het pollenanalytisch onderzoek.
In het verlengde van het pollenanalytisch onderzoek ligt het macrorestenonderzoek, waarbij resten (o.a. zaden etc.) van fossiele planten gedetermineerd worden.
Voor Nederland, waar kwartaire afzettingen een wezenlijk deel uitmaken van de te kaarteren eenheden, geldt in het bijzonder, dat bij de classificatie van de lithostratigrafische eenheden gebruik wordt gemaakt van de ontstaanswijze. Naast de indeling naar genese is bij de classificatie, met name bij de fluviatiele afzettingen, uitgegaan van korrelgrootte van de afzettingen en de herkomst ervan. Dit laatste vooral op de inhoud aan zware mineralen en de samenstelling van het eventueel aanwezige grind.
Zoals in de systematiek van planten en dieren een hiërarchie van eenheden wordt gebruikt (Klassen, Orden, Families, Geslachten, Soorten) is ook in de lithostratigrafie een systeem van elkaar hiërarchisch opvolgende eenheden in gebruik. Deze is als volgt (van hoog naar laag): groep, formatie, laagpakket of afzetting, laag. De *formatie* is de fundamentele eenheid van de lithostratigrafische classificatie. 'Gesteenten', die tot een bepaalde formatie behoren, hebben een of meer eigenschappen gemeen, waardoor zij zich onderscheiden van de gesteenten in de formaties direct erboven, eronder en ernaast. Een *groep* bestaat uit twee of meer formaties. Binnen een formatie kunnen desgewenst laagpakketten of *afzettingen* ('members') onderscheiden en benoemd worden. Laagpakketten bestaan in de regel uit een aantal *lagen* ('bed').
De chronostratigrafie van het Kwartair is tot stand gekomen met behulp van C_{14}-dateringen, de K_{40}-methode en met paleomagnetische dateringen. De gedetailleerde kennis van het jongste deel van het Kwartair (o.a. het Holoceen) is vooral te danken aan talloze C_{14}-dateringen, waarover beschikt kon worden.

2.49 *Vraag*
Geef een verklaring voor het grote aantal dateringen uit het jongste deel van het Kwartair (zie 2.6.4).

2.50 *Repeteervragen*
a. Verklaar de begrippen bio-, litho- en chronostratigrafie.
b. Geef het verschil aan tussen relatieve- en absolute ouderdomsbepalingen.
c. De radioactieve ouderdomsbepaling en de in de jaren vijftig ontwikkelde theorie van de plaattektoniek betekenden een grote stap voorwaarts voor de geologische wetenschap. Verklaar dit.
d. Leg aan de hand van een voorbeeld uit, waarom er met behulp van nieuw gevormde mineralen chronostratigrafie bedreven kan worden.
e. Wat is tefrochronologie?
f. Verklaar de term morfostratigrafie.
g. Leg het principe uit van de zware mineralen, grindanalyse en pollenanalyse.

2.7 LITERATUUR

Ager, D.V., 1973. The nature of the stratigraphical record. New York, Wiley. 114 p.
Betechtin, A.G., 1953. Lehrbuch der Mineralogie. Berlin, V.E.B. Verlag Technik. 681 p.
Billings, M.P., 1972. Structural geology. 3. ed. Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall. 606 p.
Brouwer, A., 1959. Algemene paleontologie. Zeist, De Haan. 200 p.
Bullard, F.M., 1976. Volcanoes of the earth. Revised edition. University of Texas Press, Austin.
Chorley, R.J., ed., 1971. Introduction to fluvial processes. London. 218 p.
Cox, A., ed., 1973. Plate tectonics and geomagnetic reversals. W.H. Freeman & Co., San Francisco.
Frakes, L.A., 1979. Climates throughout geologic time. Elsevier, Amsterdam.
French, H.M., 1976. The periglacial environment. New York, Longman Inc. 309 p.
Gierloff-Emden, H.G., 1980. Geographie des Meeres. Ozeane und Küsten. Teil I-II, Berlin, W. de Gruyter. 1310 p.
Gregory, K.J. ed. 1977. River channel changes. Chicester, Wiley. 448 p.
Holmes, A., 1965. Principles of physical geology. London, Nelson. 1288 p.
Janssen, C.R., 1974. Verkenningen in de palynologie. Utrecht. 176 p.
King, C.A.M., 1972. Beaches and coasts. Second edition. St. Martin's Press, New York.
Koster, E.A., 1978. De stuifzanden van de Veluwe; een fysisch-geografische studie. Diss. Amsterdam.
Leopold, L.B., M.G. Wollman, J.P. Miller, 1964. Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman & Co, San Francisco. 522 p.
Lowe, J.J., M.J.C. Walker, 1984. Reconstructing Quaternary environments. Longman, London and New York. 389 p.
Maarleveld, G.C., 1956. Grindhoudende midden-pleistocene sedimenten. Meded. Geol. Stichting, Serie C-VI, 6.
Milner, H.B., 1962. Sedimentary Petrography. 4th ed. London, Allen & Unwin. I, II. 1358 p.
Mook, W.G., 1975. Absoluut dateren met koolstof 14. Nederlands Tijdschr. voor Natuurkunde, Jrg. 41, afl. 2: 17-22.
Overbeck, F., 1975. Botanisch-geologische Moorkunde. Karl Wachholtz Verlag, Neumünster. 719 p.
Pannekoek, A.J., L.M.J.U. van Straaten, 1982, 3e dr. Algemene geologie. Wolters-Noordhoff, Groningen. 598 p.
Priem, H.N.A., 1970. Radio-actieve chronometers. Natuur en Techniek, 38: 2-14.
Priem, H.N.A., 1974. In de greep van de tijd. Geologie en Mijnbouw, 53: 133-139.
Priem, H.N.A., 1979. De geologische tijdschaal. Natuur en Techniek, 47: 446-467.
Ramdohr, P., H. Struntz, 1967. Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie, 15e Aufl. Stuttgart, Enke. 820 p.
Reading, H.G., 1986. Sedimentary environments and facies. Second edition. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 615 p.
Reineck, H.E., I.B. Singh, 1973. Depositional sedimentary environments. Berlin, Springer. 439 p.
Riehl, H., 1972. Introduction to the atmosphere. Second edition. McGraw-Hill Book Co., New York.
Runcorn, S.K., e.d., 1967. International dictionary of geophysics. Oxford, Pergamon. 1728 p.

Rutten, M.G., 1965. De oorsprong van het leven op aarde. Amsterdam, Agon-Elsevier. 228 p.
Sagan, C. et al., 1975. The solar system. A scientific American book. San Francisco, Freeman & Co. 145 p.
Schuddebeurs, A.P., 1980/1981. Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande. Der Geschiebesammler (zeven nummers).
Schuiling, R.D., 1980. De aarde – een voortdurend veranderende planeet. Natuur en Techniek 48: 424-447.
Schumm, S.A., 1977. The fluvial system. John Wiley & Sons, New York. 338 p.
Shepard, F.P., 1973. Submarine geology. Third edition. Harper & Row, New York.
Sitter, L.U. de, 1964. Structural Geology. 2d. ed. New York, McGraw-Hill. 551 p.
Straaten, L.M.J.U. van, ed. 1964. Deltaic and shallow marine deposits. Amsterdam, Elsevier. 464 p.
Straaten, L.M.J.U. van, 1964. De bodem der Waddenzee. Het Waddenboek, Zutphen, Thieme. p. 75-151.
Strahler, A.N. & A.H. Strahler, 1983. Modern physical geography. Second edition. John Wiley & Sons, New York. 532 p.
Sugden, D.E. & B.S. John, 1976. Glaciers and landscape: a geomorphological approach. Helsted Press. John Wiley & Sons, New York. 376 p.
Thornbury, W.D., 1969. Principles of geomorphology. Second edition. John Wiley & Sons, New York.
Veldkamp, J., 1974. Geofysica. Het Spectrum, Utrecht. 328 p.
Visscher, J., 1949. Veenvorming. Noorduijn's Wetenschappelijke reeks no. 33. Gorinchem. 115 p.
Washburn, A.L. 1980. Geochronology: A survey of periglacial processes and environments. Halsted Press, John Wiley & Sons, New York. 320 p.
Wegener, A., 1915. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, Vieweg. 94 p.
Wilson, J.T., ed., 1976. Continents adrift and continents aground. Readings from Scientific American. San Francisco, Freeman. 230 p.
Zagwijn, W.H., 1975. De paleogeografische ontwikkeling van Nederland in de laatste drie miljoen jaar. KNAG Geografisch Tijdschr. IX, 3: 181-201.
Zagwijn, W.H. & C.J. van Staalduinen, ed. 1975. Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland. Rijks Geologische Dienst, Haarlem. 134 p.
Zandstra, J.G., 1978. Einführung in die Feinkiesanalyse. Der Geschiebesammler 12, 2/3: 21-38.
Zandstra, J.G., 1983. Fine gravel, heavy mineral and grain-size analyses of Pleistocene, mainly glacigenic deposits in The Netherlands. J. Ehlers ed.: Glacigenic deposits in North-West Europe: 361-377. Balkema, Rotterdam.
Zandstra, J.G., 1986. Tellingen van noordelijke kristallijne gidsgesteenten in de Achterhoek en zuidelijk Overijssel en opmerkingen over de depositiegebieden van het landijs tijdens het Saalien in Nederland. Grondboor en Hamer 40, 3/4: 76-96.

3

HOOFDSTUK 3: HET BODEMPROFIEL

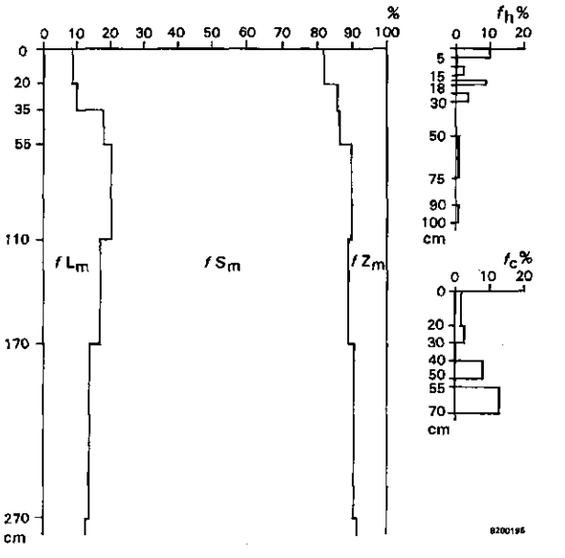
door H. de Bakker

3.1 INLEIDING

Aan de wand van b.v. een pas gegraven sloot of van een speciaal daarvoor gegraven kuil (profielkuil) kan men zien dat gronden een zekere gelaagdheid hebben. De gelaagdheid van het bodemprofiel kan blijken uit verschillen in humusgehalte (meestal gepaard gaande met kleurverschillen), in textuur, koolzure kalk en structuur.

De verandering van dit soort eigenschappen met de diepte wordt *profiel* genoemd: humusprofiel, textuurprofiel, kalkprofiel en structuurprofiel. Ook het verloop van andere eigenschappen noemt men zo, b.v. pH-profiel, fosfaatprofiel etc. De legenda van de Bodemkaart van Nederland, 1:50000 spreekt van *verlopen* omdat verschillende profielen tot verlopen gegroepeerd worden: kalkverloop en profielverloop.

Gelaagdheid wordt in de eerste plaats veroorzaakt door verschillen in afzettingsomstandigheden, de zgn. *geogene gelaagdheid*. Voorbeelden hiervan uit De Nederlandse Bodem in Kleur zijn: klei-op-veen-op-zand (profiel 6) en zavel-op-zand (profielen 24 en 25). Deze gelaagdheid wordt nader besproken in § 3.2).
Er is ook een gelaagdheid die door bodemvorming is veroorzaakt, de *pedogene gelaagdheid*. Voorbeelden hiervan uit De Nederlandse Bodem in Kleur vinden we in de podzolgronden (profielen 11 en 12) en de brikgronden (profielen 13 en 14). In een op zichzelf homogeen profiel (voor de eerste twee zand en voor de beide andere löss) is een gelaagdheid ontstaan, zich uitend in resp. een uitgesproken humusprofiel en een textuurprofiel.
Lagen, door bodemvorming ontstaan, heten *horizonten*, zij hebben een afzonderlijke codering, die in § 3.3 wordt besproken.
Verschillen in kalkgehalte en structuur kunnen beide zowel geogeen als pedogeen veroorzaakt zijn. Voorbeelden van kalkprofielen uit De Nederlandse Bodem in Kleur vinden we in de profielen 21 en 32, van structuurprofielen in de profielen 28 en 32. De indelingen in kalkverlopen en structuurverlopen worden besproken in de paragrafen 3.4 en 3.5.



3.1 *Figuur*
Textuurprofiel van profiel 13 (a), humusprofiel van profiel 12 (b), en kalkprofiel van profiel 21 (c) uit De Nederlandse Bodem in Kleur. Profiel 13 is aaneensluitend bemonsterd, de beide andere niet.

3.2 *Vraag*
Teken het textuurprofiel, het humusprofiel en het kalkprofiel van resp. de profielen 28, 6 en 17 uit De Nederlandse Bodem in Kleur; de betreffende gegevens staan in onderstaande tabel.

profiel 28				profiel 6		profiel 17	
diepte (cm)	f_m (%)			diepte (cm)	humus (%)	diepte (cm)	$CaCO_3$ (%)
	<2	2-50	>50 µm				
0- 5	52	41	6,5	0- 8	23,7	0-20	0
8- 20	59	36	5,5	8-16	16,2	40-60	4,0
30- 40	68	31	0,8	23-33	86,4	80-90	7,1
96-106	54	40	6,0	47-56	0,6	110-90	11,8
				60-70	0,9		

3.2 PROFIELVERLOPEN

3.2.1 Inleiding
Textuurprofielen in onze alluviale gronden kunnen zeer verschillend zijn. Een grond kan een nagenoeg gelijke textuur houden: *homogene profielen*; hij kan naar onderen geleidelijk lichter of zwaarder worden, resp. *aflopend* en *oplopend* genoemd. Ook kunnen er grote textuurverschillen voorkomen: profielen met *storende lagen* of *storende ondergrond* genoemd, b.v. zware klei of zand onder zavel.
Voor de textuurklassen geldt de indeling uit § 5.5. Op de Bodemkaart van Nederland 1:50000 worden de meeste kleigronden onderverdeeld in vijf zgn. profielverlopen; een daarvan is een humusprofiel, de overige vier zijn verschillende textuurprofielen die tot klassen (= profielverlopen) zijn samengevat.

3.2.2 Indeling
Voor de indeling in profielverlopen worden de gronden beschouwd tot 120 cm diepte, voor de determinatie dient de volgorde 1 t/m 5 aangehouden te worden.
De vijf profielverlopen zijn als volgt omschreven:
Profielverloop 1 – 'zavel of klei op veen'
Zavel- en kleigronden met meer dan 40 cm moerig materiaal (humusklasse veen of venig), beginnend tussen 40 en 80 cm diepte;
Profielverloop 2 – 'zavel of klei op zand'
Zavel- en kleigronden met een zandlaag van meer dan 20 cm dikte, beginnend tussen 25 en 80 cm diepte.
Uitgezonderd gronden met
– kleiig, uiterst fijn zand (5-8% lutum, M_Z <105 µm),
– boven het zand een niet-kalkrijke, zware kleilaag, die voldoet aan de eisen gesteld bij profielverloop 3.
Profielverloop 3 – 'zavel of klei op een tussenlaag van niet-kalkrijke zware klei'
Zavel- en kleigronden met een niet-kalkrijke zware kleilaag (>35% lutum) die
– òf begint binnen 25 cm diepte en doorloopt tot ten minste 40 cm diepte,
– òf begint tussen 25 en 80 cm diepte en ten minste 15 cm dik is,
in beide gevallen rustend op een lichtere of kalkrijke ondergrond die
– òf binnen 80 cm diepte begint en ten minste 40 cm dik is,
– òf dieper dan 80 cm begint en doorloopt tot dieper dan 120 cm.
Profielverloop 4 – 'zavel of klei op een ondergrond van niet-kalkrijke zware klei'
Zavel- en kleigronden met een niet-kalkrijke, zware kleilaag (>35% lutum) die binnen 80 cm diepte begint en die
– òf doorloopt tot dieper dan 120 cm,
– òf ten minste 15 cm dik is en aansluitend tussen 80 en 120 cm diepte overgaat in moerig materiaal dat doorloopt tot dieper dan 120 cm.
Profielverloop 5 – 'overige zavel of klei met homogene, aflopende en oplopende profielen'
Zavel- en kleigronden die niet vallen onder de definities van de profielverlopen 1, 2, 3 of 4. Hiertoe behoren o.a.:
– Homogene profielen; tot 80 cm diepte weinig variatie in textuur (zie vraag 3.4).
– Aflopende profielen; tussen 0 en 80 cm diepte neemt het lutumgehalte af zonder de textuurklasse zand te bereiken (zie vraag 3.5).
– Oplopende profielen; tussen 0 en 80 cm neemt het lutumgehalte toe (zie vraag 3.6).
– Alle profielen met dunne moerige lagen, zandlagen of niet-kalkrijke zware kleilagen binnen 80 cm diepte.

In figuur 3.3 staan geschematiseerde textuurprofielen als voorbeelden van de vijf profielverlopen.

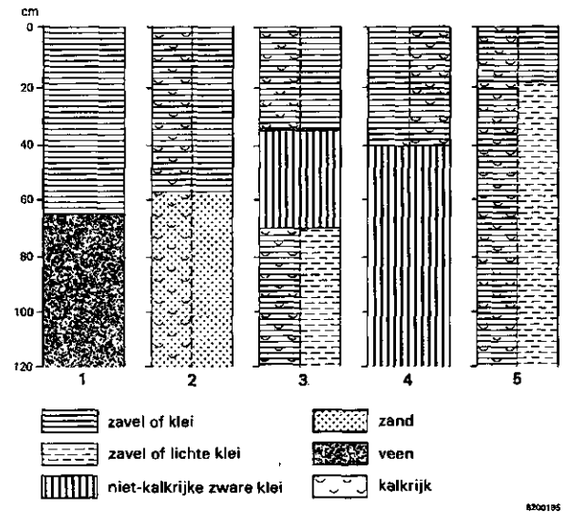
3.4 *Vraag*
De poldervaaggrond in kalkloze rivierklei (profiel 28 uit De Nederlandse Bodem in Kleur) heeft een vrij homogeen textuurprofiel (voor textuurgegevens, zie vraag 3.2). Welk profielverloop is dit?

3.5 *Vraag*
In de Noordoostpolder komt een poldervaaggrond voor, waarvan de volgende textuurgegevens bekend zijn:

diepte (cm)	f_m (%)			
	<2	2–50	50–105	>105 µm
0–20	12	32	53	3
20–45	22	39	36	3
>45	6	47	41	6

Welk profielverloop heeft deze grond?

3.6 *Vraag*
De tuineerdgrond op kalkrijke jonge zeeklei (profiel 17 uit De Nederlandse Bodem in Kleur) heeft een lutumgehalte dat oploopt van 6% in de bovengrond via 16% naar 23% in de ondergrond. Welk profielverloop is dit?



3.3 *Figuur*
Voorbeelden van de profielverlopen 1 tot en met 5, schematisch voorgesteld (uit: Steur & Heijink, 1983: 17).

3.2.3 Betekenis van de profielverlopen

De onderscheiding van wat in de legenda van de Bodemkaart van Nederland 1:50000 profielverloop heet, dateert al vanaf het begin van de bodemkartering (1943). In eerste opzet waren dit onderscheidingen met een geologisch-sedimentologische achtergrond die een landbouwkundige betekenis hadden. Edelman geeft in zijn publikaties (1947, fig. 23 en 24, en 1950, fig. 17, 20, 42, 46, 51 en 57) al voorbeelden van dergelijke 'voorlopers van het profielverloop'.
Hoewel dit nergens expliciet is gepubliceerd, hebben behalve deze geogenetische achtergronden, ook fysische, cultuurtechnische en andere landbouwkundige achtergronden een rol gespeeld bij de invoering van de profielverlopen:

Profielverloop 1
Gronden met veen in de ondergrond hebben bij voortschrijdende ontwatering voortschrijdende zakking van het maaiveld (zie hoofdstuk 20), problemen met buisdrainage, meestal geen beworteling in het veen en geen mogelijkheden tot grondverbetering door diepploegen (zie b.v. De Smet, 1962, hoofdstuk XII, 2.2 en 3).

Profielverloop 2
Deze gronden liggen meestal hoog boven het polderpeil, waardoor de kritieke stijgafstand (z_k) van het grondwater (zie 18.4.2) meestal beneden de onderkant van de effectieve worteldiepte ligt. Deze gronden hebben (uiteraard!) weinig behoefte aan buisdrainage, verbetering is mogelijk door verhoging van de grondwaterstand of door mengwoelen; door dit laatste wordt de effectieve worteldiepte vergroot.

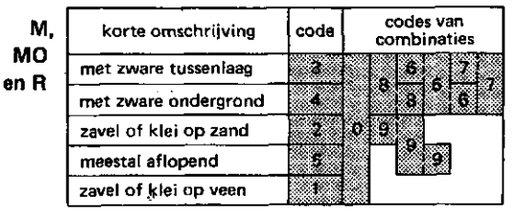
Profielverlopen 3 en 4
Lange tijd is gedacht dat 'niet-kalkrijke zware klei' in alle gevallen slecht doorlatend is. Deze gronden zouden daarom grote behoefte hebben aan kunstmatige drainage; buisdrainage zou minder effectief zijn dan oppervlaktedrainage door middel van greppels (de meeste gronden met deze profielverlopen zijn begreppeld). Door de lichte ondergrond zouden de gronden met profielverloop 3 deze bezwaren minder hebben dan die met profielverloop 4. Ook zou grondverbetering bij gronden met profielverloop 3 beter mogelijk zijn om dezelfde reden. In de jaren zestig is er inderdaad gediepploegd in het Friese knipkleigebied (gronden als profiel 29 in De Nederlandse Bodem in Kleur met een ondergrond van kalkrijke zavel) en in de oudste Dollardpolders (De Smet, 1962, hoofdstuk XII), overigens met tegenvallend resultaat: de fijnzandige ondergrond bleek sterk slempgevoelig.
Recent onderzoek heeft aangetoond dat het verband tussen doorlatendheid en 'niet-kalkrijke zware klei' genuanceerder ligt (zie o.a. Dekker & Bouma, 1981 en rekenvoorbeeld 10.20).

Profielverloop 5
Vooral de geleidelijk aflopende variant van profielverloop 5 wordt beschouwd als het ideale textuurprofiel: goed en diep bewortelbaar, niet grondverbeteringsbehoeftig en weinig problemen met de interne drainage. Ook dit is niet geheel waar, met name hebben uiterst fijnzandige ondergronden een gering waterbergingsvermogen (d_b) en daardoor een steile stijgende tak in een tijdstijghoogtediagram (zie De Bakker & Marsman, 1981, fig. 6). Verder blijkt uit de formule voor het berekenen van drainafstanden (hoofdstuk 19) dat ook de doorlatendheid van de ondergrond beneden 80 cm diepte van groot belang is.
Samenvattend kan worden gezegd dat de profielverlopen 1 en 2 een duidelijke landbouwkundige betekenis hebben en dat de overige op bodemfysisch gebied een zekere (gedeeltelijk nog onbekende) overlap vertonen.

3.2.4 Combinaties van profielverlopen

In de codering voor de kleigronden op de Bodemkaart van Nederland 1:50000 worden de profielverlopen gecodeerd met hun nummer; soms zijn echter enkele profielverlopen gecombineerd (figuur 3.7 en tabel 3.8).

Profielverlopen en combinaties van profielverlopen bij de zavel- en kleigronden (tweede cijfer na M, MO en R)



3.7 *Figuur*
Profielverlopen en combinaties van profielverlopen.

Combinaties van profielverlopen vormen in feite associaties (samengestelde legenda-eenheden, zie hoofdstuk 27) van twee of meer profielverlopen. De oorzaak van deze samenvoegingen is niet landbouwkundig, maar ligt in de kaartschaal. Bij een aantal onderscheidingen bleek het niet mogelijk kaartvlakken met de afzonderlijke profielverlopen op de schaal 1:50000 af te beelden.

3.8 *Tabel*
Combinaties van profielverlopen (uit Steur & Heijink, 1983: 18).

Code[1]	Combinatie van de profielverlopen	Opmerkingen
.6	3, of 3+4, of 4	3 en 4 niet afzonderlijk onderscheiden
.7	3, of 3+4	4 afzonderlijk onderscheiden[2]
.8	4, of 4+3	3 afzonderlijk onderscheiden[3]
.9	2, of 2+5, of 5	2 en 5 niet afzonderlijk onderscheiden[2]
.0	1, 2, 3, 4 en/of 5	d.w.z. geen indeling

1 Dit codecijfer wordt steeds voorafgegaan door een cijfer voor de bouwvoorzwaarte.
2 Komt alleen bij de rivierkleigronden (R) voor.
3 Komt alleen bij de zeekleigronden (M) voor.

3.9 *Voorbeelden*
a. Op kaartfragment 13, Bemmel, komt een kaartvlak voor met de code Rn46A VII. De betekenis van de onderdelen van deze en andere codes wordt uitgelegd op de achterkant van de fragmentenkaart, hier gaat het alleen om de betekenis van het cijfer zes. Volgens tabel 3.8 betekent dit: het betreffende kaartvlak heeft overal profielverloop 3, of er komt zowel 3 als 4 voor, of alleen 4. Uit de code 6 kan dus alleen worden afgelezen of er een 'niet-kalkrijke zware kleilaag van ten minste 15 cm dikte' voorkomt (het gemeenschappelijke in de definities van de profielverlopen 3 en 4). Informatie of de ondergrond zwaar blijft of lichter of kalkrijk wordt, blijft achterwege.
b. Op kaartfragment 15, Oeffelt, komen in de uiterwaarden van de Maas kaartvlakken voor met de code Rd90C. De code nul betekent hier: geen indeling naar profielverloop.

Uit tabel 3.8 en ook uit figuur 3.7 blijkt dat de profielverlopen 3 en 4 op drie manieren gecombineerd kunnen worden, nl. tot 6, 7 en 8. Uit de noten onder de tabel blijkt dat de 7 alleen bij de rivierkleigronden voorkomt (b.v. de Rn67C op de kaartfragmenten 13, Bemmel, en 14, Diefdijk) en de 8 alleen bij de zeekleigronden (b.v. de samengestelde eenheid gMn58C/gMn88C op kaartfragment 8, Heinkenszand en de kMn48C*v* op kaartfragment 12, Ferwerd). Het is gebleken dat in de rivierkleigronden profielverloop 4 wel goed 'uit te karteren' is (Rn44C, de klassieke grond uit de kommen, b.v. profiel 28 uit De Nederlandse Bodem in Kleur) en de 3 niet; in de zeekleigebieden ligt dit andersom: 4 komt wel voor maar 3 is afzonderlijk uit te karteren (kMn43C, de klassieke knip-opkwelder van profiel 29 uit De Nederlandse Bodem in Kleur).

3.3 HORIZONTCODERING

3.3.1 Inleiding

Gelaagdheid in een bodemprofiel, die ontstaan is door bodemvormende processen (zie hoofdstuk 26) wordt *pedogene* gelaagdheid genoemd. Deze lagen worden, naar reeds lang bestaand internationaal gebruik, horizonten genoemd en met letters en cijfers gecodeerd. Deze hebben een bepaalde omschreven betekenis. De omschrijvingen zijn geen scherpe definities, zoals bij de differentiërende kenmerken van het systeem voor bodemclassificatie of bij de profielverlopen en de kalkverlopen. De horizontcodering *geeft de ideeën weer, die de beschrijver heeft* over de pedogenetische veranderingen die in het uitgangsmateriaal zouden zijn opgetreden.
De codering is opgebouwd uit een combinatie van letters en cijfers. Een volledige code kan bestaan uit een cijfer, één of twee hoofdletters, één of meer kleine letters met daarachter weer een cijfer, b.v. 2Cr2. De hoofdletters vormen de code voor de *hoofdhorizonten*, de letter- en cijfertoevoegingen hierachter geven een nadere onderverdeling en het cijfer vóór de hoofdletter wordt gebruikt om geogene gelaagdheid aan te geven.

Het systeem van horizontcodering dat hier wordt gegeven*), is voor een groot deel in overeenstemming met het systeem van de Internationale Bodemkundige Vereniging (FAO, 1974: 20-23). Er zijn aanvullingen en weglatingen voor resp. wel en niet typisch Nederlandse bodemkundige kenmerken. Dit systeem *wijkt af van het systeem dat gepubliceerd is in het Systeem van Bodemclassificatie voor Nederland* (De Bakker & Schelling, 1966: 62-64) en dat in de publikaties van de Stichting voor Bodemkartering wordt gebruikt. Aan het slot van par. 3.3 wordt een vergelijking gegeven tussen het oude en het nieuwe systeem (tabel 3.14) en wordt de nieuwe horizontcodering gegeven van de profielen uit De Nederlandse Bodem in Kleur (tabel 3.15).

Het systeem van de *Internationale Bodemkundige Vereniging* is gepubliceerd in de toelichtende tekst bij de Bodemkaart van de Wereld, schaal 1:5000000 (FAO, 1974). Hierdoor wordt het ten onrechte wel het FAO-systeem genoemd. Uit de tekst blijkt echter dat een eerste ontwerp ervan gepubliceerd is in Bulletin 31 van de Internationale Bodemkundige Vereniging in 1967 en besproken op het negende Internationale Bodemkundige Congres in Australië in 1968.
Jammer genoeg is dit systeem niet algemeen aanvaard en vertonen alle (mij bekende) systemen kleinere of grotere afwijkingen hiervan. Dit geldt vooral voor de letter- en cijfertoevoegingen. Zo is in de Bondsrepubliek Duitsland in 1982 een herziening van het aldaar bestaande systeem ingevoerd dat het midden houdt tussen een genetische duiding en een morfometrische definitie. Ook de horizontnomenclatuur die in het Amerikaanse systeem voor bodemclassificatie (Soil Taxonomy) is gepubliceerd en de veranderingen hierin in de nieuwe (alleen nog in concept bekende) Soil Survey Manual zijn niet gelijk aan het systeem van de Internationale Bodemkundige Vereniging.

Een voorbeeld van een grond met zeer duidelijke horizonten is profiel 12 uit De Nederlandse Bodem in Kleur. Deze haarpodzolgrond is in één materiaal ontwikkeld, nl. leemarm, matig fijn zand, dekzand van de Formatie van Twente. Er komt een dunne, zeer donkergrijze, humusrijke bovengrond voor, liggend op grijs humusarm zand, vervolgens op zwart humusrijk zand, waaronder donker roodbruin matig humeus zand voorkomt dat tussen 50 en 90 cm diepte overgaat in licht geelbruin uiterst humusarm zand. Deze gelaagdheid is uitsluitend door bodemvormende processen ontstaan. In deze paragraaf zullen we zien hoe deze horizonten gecodeerd dienen te worden en in hoofdstuk 26 door welke processen ze ontstaan zijn.

3.3.2 Hoofdhorizonten

De hoofdletters zijn de codes voor de *hoofdhorizonten*, zij vormen de basis van de horizontcodering. De letters O, A, E en B worden gebruikt om de duidelijkste gevolgen van sommige bodemvormende processen aan te duiden. De letters C en R worden gebruikt voor lagen waarin deze processen geen of minder duidelijke gevolgen gehad hebben.

Veel bodemkundigen maken onderscheid tussen lagen en horizonten. Een *laag* heeft andere kenmerken dan de bovenliggende en/of onderliggende laag ten gevolge van haar andere geologische ontstaanswijze (b.v. klei op veen); een *horizont* heeft andere kenmerken dan de bovenliggende en/of onderliggende horizont ten gevolge van zijn andere pedologische ontstaanswijze (b.v. de bovengenoemde humusarme uitspoelingshorizont op de humusrijke inspoelingshorizont). In deze zin zijn eerstgenoemde vier hoofdhorizonten inderdaad horizonten, maar de laatstgenoemde twee zijn dan lagen.

Hieronder volgen de omschrijvingen van de hoofdhorizonten met de aanduiding van de processen die verondersteld worden zich af te spelen of afgespeeld hebben. Alle horizonten kunnen *begraven* zijn, dat wil zeggen *na* hun ontstaan bedekt geraakt met een afzetting (overslibd of overstoven) of overgroeid met veen (toevoeging b, zie 3.3.3). De kleine letters onder de omschrijvingen van de hoofdhorizonten geven wat nadere informatie over de processen, uitzonderingen, voorbeelden en praktijktermen (de laatste steeds gecursiveerd).

O *Een moerige horizont, liggend boven een A- of een E-horizont en bestaande uit in aëroob milieu opgehoopte resten van voornamelijk bovengrondse plantedelen in verschillende stadia van omzetting.*
Bovenop ligt het verse *strooisel* van het afgelopen jaar, op de overgang naar de A- of de E-horizont komt het oudste strooisel voor dat meestal al vrij ver is omgezet. Hierdoor neemt de verteringsgraad van boven naar beneden geleidelijk toe. Een O-horizont komt vrijwel alleen onder bos voor. In profielbeschrijvingen is de onderkant van de O-horizont het referentieniveau voor de diepte-aanduiding.

A *Een minerale of moerige horizont waarin de organische stof geheel of vrijwel geheel is omgezet. In 'natuurlijke' situaties ligt een A-horizont direct onder de O-horizont, in cultuurgronden is het de bovenste horizont.*
Een A-horizont kan zowel mineraal als moerig zijn. Het materiaal kan van origine al organische stof bevatten of na de afzetting ermee zijn verrijkt. Het eerste is het geval bij veen en *meermolm* (de bovenste laag in droogmakerijen, zoals profiel 19 uit De Nederlandse Bodem in Kleur). In nog niet of pas ingepolderde kleigronden (zoals resp. de profielen 23 en 27 in De Nederlandse Bodem in Kleur) komt organische stof voor die gelijk met de minerale delen is gesedimenteerd (synsedimentair). Verrijking met organische stof *na* de afzetting en dan nog vrijwel uitsluitend in de bovengrond is het meer normale geval, zij is dan afkomstig van planteresten en organische mest.
Verrijking met amorfe humus door inspoeling wordt uitgesloten, deze is bepalend voor sommige B- horizonten.
Ophoping en omzetting van organische stof worden in cultuurgronden veroorzaakt, resp. sterk beïnvloed door de mens (bemesting, drainage), de omzetting zelf gebeurt door kleine organismen (zie ook par. 8.2 en hoofdstuk 15).
In de praktijk wordt de A-horizont *bovengrond, teelaarde* of *zwarte* grond genoemd.

E *Een minerale horizont die door verticale (soms laterale) uitspoeling is verarmd aan kleimineralen en/of sesquioxyden. Meestal heeft hij een lager humusgehalte dan de bovenliggende horizont en is daardoor lichter van kleur.*
Het proces van verarming heeft in de E-horizont een residuaire concentratie van moeilijk verweerbare mineralen als gevolg. Een E-horizont is *niet verarmd aan humus*, hij is bij podzolgronden de horizont waardoorheen disperse humus is gefiltreerd en waardoor o.a. verarming aan ijzer is opgetreden.
Deze *eluviale* horizont (vandaar de E) heet ook wel uitspoelings- of uitlogingshorizont. In de praktijk wordt zand uit een E-horizont van podzolgronden wel *loodzand* of *schierzand* genoemd.

3.10 *Vraag*
Kunt u deze praktijktermen verklaren?

B *Een minerale (soms moerige) horizont waarin een of meer van de volgende kenmerken voorkomen:*
1. *inspoeling van kleimineralen, sesquioxyden of humus uit hoger liggende horizonten, al dan niet in combinatie;*
2. *(bijna) volledige homogenisatie met bovendien zodanige veranderingen dat*
   a. *nieuwvorming van kleimineralen is opgetreden, en/of*

*) Dit is gebeurd in overleg met de vakgroep Bodemkunde en Geologie van de Landbouwhogeschool.

b. *sesquioxyden zijn vrijgekomen, of*
c. *een blokkige of prismatische structuur is ontstaan.*

De onder 1 genoemde inspoelingshorizont heeft in brikgronden geen praktijknaam, in podzolgronden wordt deze B-horizont wel *oerbank* genoemd. In ontwaterde veengronden kan ook humusinspoeling optreden, de inspoelingshorizont kan dan moerig zijn, zelfs kan dit het geval zijn in het bovenste gedeelte van een B-horizont in podzolgronden. Door de omschrijving 'inspoeling uit hoger liggende horizonten' vallen verrijkingen van onderen buiten dit begrip. Afzettingen vanuit het grondwater, zoals ijzeroer in lage zandgronden in oostelijk Nederland, worden niet als B-horizont, maar als Cgc gecodeerd (zie b.v. op kaartfragment 4, Westerbork, de kaarteenheden *f*aVz en *f*vWz).
De onder 2 genoemde B-horizont is ter plaatste (in situ) veranderd, hij is wel *kleur-B* en *structuur-B* genoemd. De gehomogeniseerde laag onder de bouwvoor van veel gronden van de stroomruggen in de rivierkleigebieden voldoet hieraan (profiel 32 uit De Nederlandse Bodem in Kleur).
Verwering, waarbij nieuwvorming van kleimineralen optreedt en o.a. ijzer vrijkomt, beperkt zich waarschijnlijk tot B-horizonten van pleistocene zandgronden.

C *Een moerige of minerale laag (uitgezonderd vast gesteente), die weinig of niet is veranderd door bodemvormende processen, die een O-, A-, E- en B-horizont zouden kunnen doen ontstaan.*

Processen waarvan de gevolgen wel zijn toegelaten zijn: rijping, reductie, wisselende reductie en oxydatie, ontkalking, structuurvorming en verrijking van onderen, zoals ijzeroer en kalk.

R *Vast gesteente*

Hiervoor is de R van rots gebruikt. Vast gesteente komt in Nederland zeer zelden binnen 120 cm voor, een voorbeeld is het krijt van de Formatie van Gulpen onder de krijteerdgrond, profiel 22 uit De Nederlandse Bodem in Kleur.

Overgangshorizonten

Een horizont die kenmerken vertoont van twee hoofdhorizonten, wordt overgangshorizont genoemd. Dit kan voorkomen als een geleidelijke overgang tussen twee hoofdhorizonten (1 BC in profiel 4), maar ook kan een hoofdhorizont ontbreken. Zo heeft datzelfde profiel 4 uit De Nederlandse Bodem in Kleur geen uitgesproken E-horizont, maar is wel een 1 AE en een 1 EB-horizont onderscheiden. Een overgangshorizont wordt gecodeerd door de betreffende hoofdletters naast elkaar te noteren in de volgorde waarin ze in het profiel voorkomen: AB, AE, AC, EB en BC.
Indien dit ter verduidelijking nodig is, kunnen overgangshorizonten ook lettertoevoegingen krijgen.
Lagen, die brokken bevatten van verschillende hoofdhorizonten *naast* elkaar, worden aangeduid door twee of meer hoofdletters gescheiden door een deelstreep. In de praktijk zal dit meestal voorkomen bij geploegde horizonten, b.v. de 1 A/Epb in profiel 16; ook gedeeltelijk gehomogeniseerde horizonten kunnen zo gecodeerd worden, b.v. de 1 B/Cg in profiel 32.

3.3.3 Lettertoevoegingen

Met kleine letters achter de hoofdletters wordt nadere informatie gegeven over het bodemvormend proces dat met de hoofdletter is gecodeerd, b.v. Bt, Ah; in andere gevallen om andere informatie te geven, b.v. Ahb, een begraven Ah-horizont.

In onderstaande lijst zijn de kleine letters alfabetisch gerangschikt; indien daarin b.v. staat 'zie profiel 6', dan wordt bedoeld *profiel 6 uit De Nederlandse Bodem in Kleur*. Tabel 3.11, bedoeld als geheugensteuntje, geeft de betekenis van de letters.

3.11 *Tabel*
Betekenis van de kleine letters in de horizontcodering.

a	antropogeen	h	humus	s	sesquioxyde
b	begraven	i	initiaal	t	textuur
c	concretie	p	ploeg	u	*unspecified*
e	eluviaal	r	reductie	w	*weathered*
g	gley				

a *Geeft aan dat een horizont of laag geheel of voor een groot deel bestaat uit door de mens van elders aangevoerd materiaal.*

Komt in de plaats van de oude toevoeging *an* (van antropogeen). In dit systeem komen geen lettertoevoegingen voor van twee letters om één fenomeen aan te geven.
Voorbeelden: het zgn. toemaakdek op koopveengronden in westelijk Nederland (profiel 1); de bouwvoor van gronden in de veenkoloniën (profielen 2, 7, 8 en 9); de matig dikke (profiel 10) en dikke dekken (profielen 15 en 16) van de oude bouwlanden van de zandgebieden, de opgevaren gronden in het Westland (profiel 17) en de grond die naar het midden van de kruinige percelen is gebracht in het noordelijk zeekleigebied (profiel 18, zie ook De Bakker & Marsman, 1981).

b *Aanduiding bij O-, A-, E- en B-horizonten, die na de bodemvorming met een sediment of een antropogeen dek zijn 'begraven'.*

Voorbeelden zijn: podzolgronden die overstoven zijn (profiel 31) of overgroeid zijn met veen (profiel 6), of overslibd zijn met rivier- of zeeklei. Om praktische reden is de volgende afspraak gemaakt: wel onder een Aa dikker dan 50 cm, en niet onder een Aa dunner dan 50 cm.

c *Aanduiding bij Ag- en Cg-horizonten die extreem ijzerrijk zijn.*

In sommige lage zandgronden, in moerige gronden en veengronden in oostelijk Nederland komen zeer ijzerrijke lagen voor. Op de Bodemkaart van Nederland 1:50000 blijkt dit uit een *f* voor de kaartvlakkencode (zie opmerking onder de omschrijving van de B-horizont). Dit materiaal wordt wel *moerasijzererts* genoemd; als het hard is spreekt men wel van *ijzeroer*, bij zacht materiaal van *rodoorn* of *rodolm*.

e *Aanduiding bij B- of C-horizonten met kenmerken van ontijzering.*

Sommige zandgronden, zoals veldpodzol- en gooreerdgronden hebben zo weinig ijzer dat de B- en C-horizonten geen roestvlekken en onderin geen reductiekleuren vertonen. In dergelijke gevallen worden deze horizonten gecodeerd als Be en Ce-horizont.

g *Aanduiding bij minerale horizonten met roestvlekken.*

Horizonten die homogeen ijzerrijk zijn en geen grijze vlekken vertonen, krijgen ook de code g, en bovendien de code c (zie aldaar).
Vergelijk verder de tekst bij de lettertoevoegingen e en r.

h *Bij A-horizonten de aanduiding voor de niet-verwerkte variant van deze horizont, bij de B-horizont aangevend dat humus is ingespoeld.*

Ah en Ap sluiten elkaar wederzijds uit, een Ah is een ongestoorde horizont, althans niet door grondbewerking beïnvloed (biologische activiteit daarentegen is zeer typisch voor een Ah); een Ap is een bewerkte A-horizont. Aan een Aa-horizont wordt geen h toegevoegd; als een Aa-horizont (zichtbaar) verwerkt is, wordt wel een p toegevoegd (zie profielen 15, 16 en 17).
Bij B-horizonten wordt de aard van het ingespoelde materiaal aangegeven; h en t sluiten elkaar meestal wederzijds uit, hs kan wel voorkomen.

i *Aanduiding bij C-horizonten voor half of minder gerijpt materiaal.*
Deze letter wordt gebruikt om aan te geven dat het oorspronkelijk hoge watergehalte van kort na de sedimentatie nog weinig is gedaald. Meestal zullen het Cri-horizonten zijn.

p *Aanduiding voor door de mens bewerkte horizonten.*
De p wordt gebruikt voor geploegde, gespitte, enz. horizonten; vrijwel steeds zullen dat bouwvoren zijn. Ap en Ah sluiten elkaar wederzijds uit. Ook gediepploegde, gemengwoelde enz. lagen zijn voorbeelden voor het gebruik van de p. Worden verschillende horizonten gemengd en zijn de componenten nog herkenbaar, dan worden de betreffende hoofdletters gebruikt, gescheiden door een deelstreep en aan het slot de p: A/B/Cp. Ook voor teruggestorte bolster wordt de toevoeging p gebruikt.

r *Aanduiding bij minerale en moerige horizonten, die geheel 'gereduceerd' zijn.*
Vergelijk ook de tekst bij e en g. De r wordt gebruikt bij minerale lagen die homogeen grijs ('blauw') van kleur zijn en voor gereduceerde veenlagen, die meestal bruin van kleur zijn en na zeer korte tijd zwarter worden. Een overgang van een laag met roestvlekken naar een geheel gereduceerde laag kan Cgr genoemd worden.

s *Aanduiding bij podzol-B-horizonten die sesquioxyden bevatten.*
Hydropodzolgronden (profiel 11) mogen per definitie 'geen ijzerhuidjes op de zandkorrels onmiddelijk onder de B' hebben, de andere podzolgronden hebben dat wel (profiel 12). De betreffende B-horizonten worden dan resp. gecodeerd als Bhe en Bhs.

t *Aanduiding bij B-horizonten waarin lutum is ingespoeld.*
Een Bt-horizont wordt textuur-B-horizont genoemd, een duidelijke textuur-B heet briklaag. Hij is typisch voor gronden in gedeelten van de lössgebieden en van het oude-rivierkleigebied.

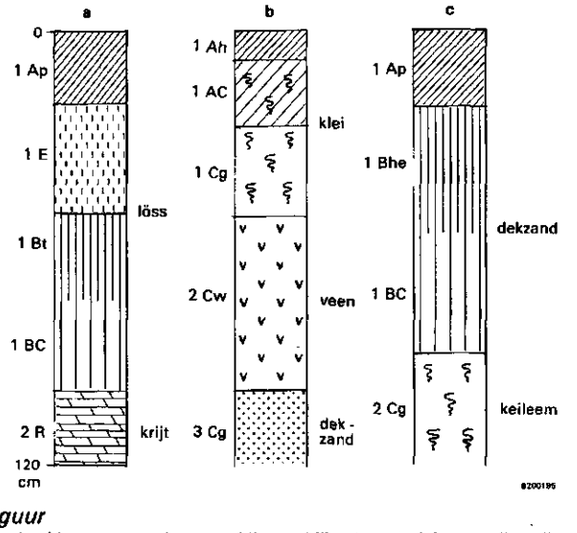
u *Toevoeging aan de code voor een hoofdhorizont die geen andere kleine-lettertoevoeging heeft, maar wel wordt onderverdeeld.*
De u (*unspecified*) is in het systeem van de Internationale Bodemkundige Vereniging ingevoerd om verwarring te voorkomen met het vroegere systeem, waarin zowel kleine letters als cijfers bodemgenetische betekenis hadden (zie o.a. De Bakker & Schelling, 1966, blz. 62 en 63). Voorbeelden: Bu1 en Bu2 in plaats van B1 en B2; Cu1 en Cu2 in plaats van C1 en C2.

w *Aanduiding bij:*
- *B-horizonten die gehomogeniseerd zijn en al dan niet een pedale bodemstructuur hebben;*
- *C-horizonten in zavel- en kleigronden met een blokkige structuur;*
- *voor verweerde moerige horizonten.*

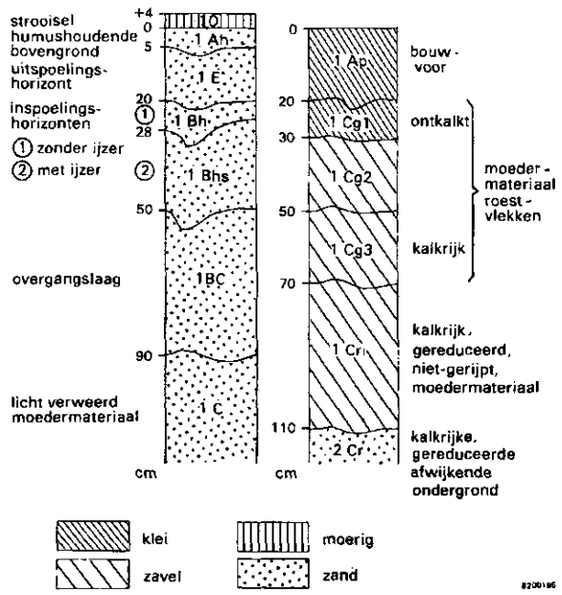
Voorheen werden in Nederland geen Bw-horizonten onderscheiden, zie ook de toelichtende tekst bij de B-horizont.

3.3.4 Cijfertoevoegingen
Cijfers kunnen worden toegevoegd vóór en na de letters, zij hebben in die posities verschillende betekenissen. Cijfers vóór de lettercode worden gebruikt om zgn. lithologische discontinuïteiten aan te geven (b.v. klei-op-veen). Cijfers achter de lettercode worden gebruikt voor verdere onderverdeling van horizonten.

Cijfers vóór de lettercode: sterk verschillend uitgangsmateriaal.
Vaak zijn A- en B-horizonten gevormd in soortgelijk materiaal als waaruit de C-horizont bestaat, of voorzichtiger gezegd: het is aannemelijk dat de bovenste horizonten alleen door de bodemvormende processen zijn gaan afwijken van de C-horizont. Bodemkundigen zeggen dan dat de C-horizont het *moedermateriaal* vertegenwoordigt van de erboven liggende horizont(en). Onze buren spreken van *parent material, roche mère,* resp. *Muttergestein.* In de horizontcodering geven we dit aan met het cijfer 1: 1A, 1B, 1C. Dieper kan afwijkend materiaal voorkomen: 2C; zijn er nog meer lagen, dan nummeren we verder: 3C, 4C, enz. (figuur 3.12). Het is ook mogelijk dat onveranderd moedermateriaal niet meer aanwezig is, men kan dan een codering krijgen als: 1A, 1E, 1B, 2C (vgl. de laarpodzolgrond, profiel 12 uit De Nederlandse Bodem in Kleur). Het cijfer 1 wordt nooit weggelaten, al zou het vanzelfsprekend zijn, zoals bij een bovenste horizont.
De cijfers vóór de lettercode hebben niet in eerste instantie een geologische betekenis, maar ze geven sprongen aan in de lithologie van het materiaal (lithologische discontinuïteit). Verschillen in lithologie kunnen zijn: verschillen in textuur (grindhoudend tegenover grindloos), in humositeit (b.v. veen-op-klei), in mineralogie, in petrologie, enz. Verschillen in geologische ouderdom *zonder* bovengenoemde verschillen vallen er niet onder.



3.12 *Figuur*
Voorbeelden van gronden, waarbij verschillende materialen op elkaar liggen. Löss op krijt, radebrikgrond (a); klei op veen op dekzand, waardveengrond (b); dekzand op keileem, veldpodzolgrond (c).



3.13 *Figuur*

Schematische bodemprofielen van een haarpodzolgrond (a) en van een nesvaaggrond (b).

3.14 *Tabel*

Vergelijking van de horizontcodering volgens De Bakker & Schelling, 1966: 62-64, met die uit dit boek.

oud	nieuw	oud	nieuw
A0	O	–	e
A1	A	g	g
A2	E	h	h (ged.)
B	B	v	h (ged.)
C (ged.)	Bw	–	h (ged.)
D	2C, 3C ..	–	i
G (ged.)	Cr	p	p
G (ged.)	C	r	–
Cr	R	–	r
an	a	–	s
b	b	t	t
–	c	–	u
		–	w

3.15 *Tabel*

Oude en nieuwe horizontcodering bij de profielen uit De Nederlandse Bodem in Kleur.

oud	nieuw
1 Aang	1Aag
A12g	1Ahg
ACG	1ACwg
C1	1Cw
G	1Cr
2 Aanp	1Aap
Dp	2Cp
D2	2Cu
DG1	2Cr1
DG2	2Cr2
Alb	3Ahb
Cb	3Ce
3 A1	1Ah
C21	1Cu1
C22	1Cu2
4	1Cr1
5	1Cr2
6	1Cr3
7	1Cr4
4 A0	1O
A1(2)	1AE
AB	1EB
B2	1Bw*
B3	1BC
C	1C
5 B3	1BC
C11	1Cu1
Bt1	1Bt1
C12	1Cu2
B2	1Bt2
C13	1Cu3
Bt3	1Bt3
C14	2Cu1
Bt4	2Bt1
C15	2Cu2
6 A1g	1Ahg
ACg	1ACg
D	2Cw
A1b	3Ahb
A2b	3Eb
B2b	3Bheb
B3b	3BC
7 Aanp	1Aap
D	2Cw
A0b	3Ob
B2b	3Bheb
B3b	3BC
10 Aan1	1Aa1
Aan2	1Aa2
AB	1EB
B2	1Bhe
B3	1BC
Dg	2Cg
11 A11	1Ah
Ap	1Ap
AB	1EB
B2	1Bhe
B3	1BC
12 A1	1Ah
A2	1E
B2h	1Bhe
B22	1Bhs*
B3	1BC
C	1C
13 Ap	1Ap
A2	1E
B1t	1EB
B2t	1Bt2
B3t	1BC
14 A0	1O
A1	1Ah
A2g	1Eg
B2tg	1Btg1
B3tg	1BCg
Dg	2Cg
15 Aanp	1Aap
Aan2	1Aa
A1pb	1Apb
Bb	1Bwb
16 Aanp	1Aap
Aan2	1Aa
(A1+A2)pb	1A/Epb
B2b	1Bheb
B3b	1BC
17 Aanp	1Aap
Aan2	1Aa
Apbg	1Apbg
C2bg	1Cg
18 Aan1	1Aa1
Aan2	1Aa2
C2g	1Cg
19 A11	1Ah1
A12	1Ah2
D	2Cw
C1g	3Cg
CG	3Cgri
G	3Cri
20 A11g	1Ahg
Apg	1Apg
C1g	1Cg
C2G	1Cgr
21 Ap1	1Ap1
Ap2	1Ap2
ACg	1ACg
C2g	1Cg
C2G	1Cgr
22 A11	1Ah1
A12	1Ah2
A13	1Ah3
Cr	1R
23 AG	1ACgr
G1	1Cri1
G2	1Cri2
DG	2Cr
24 A11	1Ah
Ap	1Ap
AD	1AC
Dg	2Cg
25 Ap	1Ap
ACg	1ACg
Dg	2Cg
26 A11g	1Ahg
Apg	1Apg
C2g	1Cg
G	1Cr
27 Ap	1Ap
C21g	1Cwg
C22g	1Cg1
C23g	1Cg2
C2G	1Cgri
DG	2Cr
28 A1g	1Ahg
ACg	1ABwg
C1g	1Cwg
A11b	1Ahb1
C11b	1Cg1
A12b	1Ahb2
C12bg	1Cg2
29 A1g	1Ahg
ACg	1ABwg
C11g	1Cwg1
A11b	1Ahb1
C12gb	1Cwg2
A12b	1Ahb2
C2gb	1Cwg3
30 Ap1	1Ap1
Ap2	1Ap2
C21g	1ABwg
C22g	1Cg1
C23g	1Cg2
31 1	1BC
C	1C
A2b	1Eb
B2b	1Bhsb
32 Ap	1Ap
C21	1Bw
C22g	1Bwg
C23g	1B/Cg

* De moderpodzol-B wordt gecodeerd als een Bw, de humuspodzol-B met ijzerhuidjes als een Bhs. Het twijfelachtige podzolkarakter van de moderpodzol-B wordt hierdoor benadrukt en de Stichting voor Bodemkartering en de Vakgroep Bodemkunde en Geologie van de Landbouwhogeschool trekken dan ook de consequentie hieruit, dat de moderpodzolgronden hierdoor gedeeltelijk als vorstvaaggronden en gedeeltelijk als xerozandeerdgronden geclassificeerd dienen te worden. Deze wijziging in het classificatiesysteem wordt in de kaartbladenkartering nog niet ingevoerd.

De Bakker & Schelling (1966: 63) gebruiken de cijfers 1 en 2 om een weinig en een onveranderde C-horizont van elkaar te onderscheiden. Dit verschil wordt niet meer aangegeven; in de praktijk werden deze codes alleen gebruikt om kalkloze ondergronden van kalkhoudende of kalkrijke te onderscheiden.

Dekzanden van verschillende ouderdom, kleien of zavels van verschillende Afzettingen van Duinkerke, of lössen van verschillende ouderdom boven elkaar, houden het cijfer 1 voor de code (als ze tenminste niet in belangrijke mate textureel van elkaar verschillen). Daarentegen krijgt zand onder zavel wel een 2 voor de hoofdletter. Dit wordt in de praktijk alleen gedaan als de overgang tussen de zavel en het zand scherp en contrastrijk is (zoals in profiel 25: binnen enige cm van 21% lutum naar 1,5% lutum), maar niet als zo'n overgang geleidelijk is en niet contrastrijk (b.v. van 20 via 15 en 10 naar 6% lutum).
Een lithologische discontinuïteit kan samengaan met een begraven profiel (profiel 6, de moerpodzolgrond), maar dat hoeft niet (profiel 10, de laarpodzolgrond); omgekeerd behoeft een begraven profiel niet samen te gaan met een lithologische discontinuïteit (profiel 31, de duinvaaggrond).

Cijfers achter de lettercode: onderverdeling van horizonten
Cijfers achter de lettercode worden gebruikt om verschillen in zwaarte, humus- en kalkgehalte, structuur, enz. binnen dezelfde pedogenetische horizonten aan te geven. Zo is de Cg-horizont van de kalkrijke poldervaaggrond uit De Nederlandse Bodem in Kleur (profiel 30) in tweeën verdeeld op grond van kleine verschillen in structuur, textuur en gelaagdheid. De Cg-horizont uit figuur 3.13b is op grond van verschillen in kalkgehalte in tweeën verdeeld.

3.16 *Vragen*

a. Zoek in De Nederlandse Bodem in Kleur vijf profielbeschrijvingen naar keuze op en geef de nieuwe horizontsymbolen. Controleer uw antwoord met tabel 3.15. Als u niet over dit boek beschikt, kunt u hetzelfde proberen door de kolom 'nieuw' in tabel 3.15 te bedekken. U zult er dan niet altijd geheel uitkomen (door toepassing van tabel 3.14), omdat bepaalde gegevens ontbreken. Dit schept wel inzicht in het volledige karakter van de nieuwe symbolen.
b. In de profielen 11, 20 en 26 komt een Ah (A1) boven een Ap (Ap) voor, verklaar dit.
c. Waarom wordt het krijt uit profiel 22 als een 1R (Cr) gecodeerd en in schematisch profiel a uit figuur 3.12 als 2R?

3.4 KALKVERLOPEN

3.4.1 Inleiding

Het kalkgehalte van de Nederlandse gronden, vooral dat van de bouwvoor, heeft al lang de aandacht van landbouwkundigen gehad. Uit de zeer vele literatuur die hierover bestaat noemen we Edelman & De Smet (1951), de reactie hierop van Maschaupt (1952), paragraaf 3.3 bij De Smet (1962), paragraaf 3.6 bij Stichting voor Bodemkartering (1964) en Van der Sluijs (1970), waarin o.a. figuren met kalk-, lutum- en humusprofielen voorkomen, en verder de in deze publikaties gerefereerde literatuur. Meestal handelt deze over ontkalking, een bodemvormend proces waarbij het kalkgehalte daalt (zie hoofdstuk 26).
Voor het vaststellen van de kalkverlopen, die analoog aan de profielverlopen, combinaties van zekere kalkprofielen zijn, dient eerst met verdund zoutzuur het kalkgehalte per grondmonster geschat te worden.

3.17 *Kader*

CARBONATEN
Met zoutzuur bruist niet alleen koolzure kalk maar ook andere carbonaten: dit geldt ook voor de laboratoriumbepaling. Gebruikelijk is de methode van Scheibler, waarbij het koolzuur wordt gemeten dat bij de inwerking van zoutzuur op een bekende hoeveelheid grond ontstaat. De bepaling berust op de reactie:

$$CO_3^{2-} + 2H^+ + 2Cl^- \rightarrow H_2O + CO_2\uparrow + 2Cl^-$$

Het ontstane volume koolzuurgas wordt volledig toegerekend aan $CaCO_3$, maar kan ook van $MgCO_3$ of van $CaMg(CO_3)_2$ afkomstig zijn. In beekdalen (moerige gronden, veen- of zandgronden) moet men bedacht zijn op het voorkomen van sideriet, $FeCO_3$, dat in gereduceerde toestand wit, en in geoxydeerde toestand bruin is (Knibbe, 1969: 10.4.4).
Het zou dus beter zijn niet van kalkgehalte, maar van equivalent-carbonaatgehalte te spreken (formule 4.22: grootheid f_c). Toch zullen we ons aansluiten bij het spraakgebruik en het hebben over kalkklassen, kalkverloop, e.d. als het over (equivalent) koolzure kalk gaat.

Voorzover kalk in de Nederlandse gronden voorkomt, hebben ze meestal oplopende kalkprofielen (zie figuur 3.1c en antwoord 3.2c), dat wil zeggen het kalkgehalte neemt toe met de diepte; maar ook het omgekeerde komt voor. De indeling van kalkprofielen in drie klassen (de kalkverlopen) wordt besproken in 3.4.3. Tenslotte worden de kalkverlopen weer samengevoegd tot twee combinaties die voor de zeekleigronden anders zijn dan de overige gronden (3.4.4).
Deze drie stappen worden in het grijs omkaderde blok achter op de fragmentenkaart in twee tabellen en een figuur samengevat.

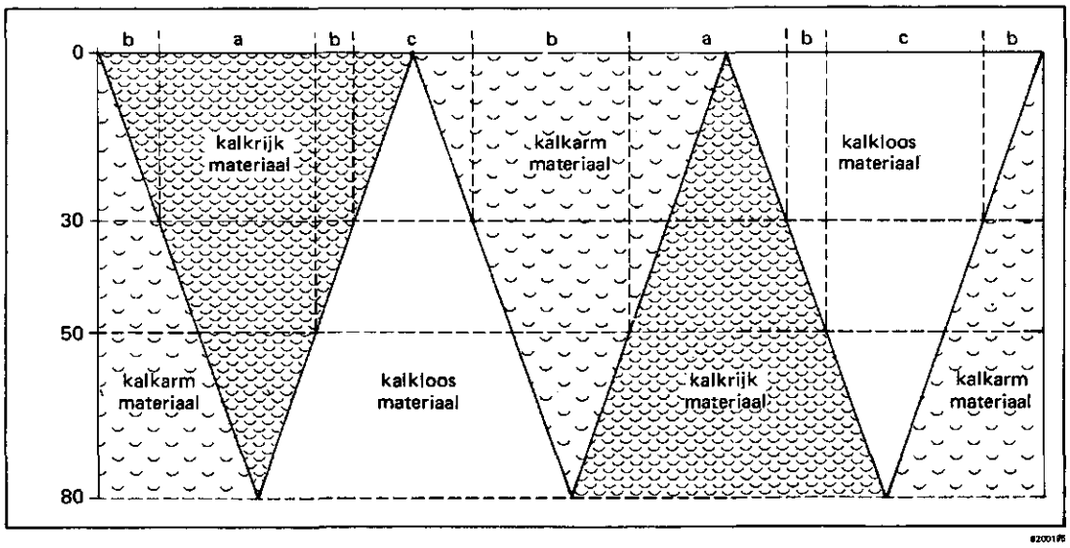
3.4.2 Kalkgehalte per grondmonster

Bij de kartering schat men het koolzure-kalkgehalte van grond aan de mate van opbruisen met verdund zoutzuur (10% HCl). Er worden drie kalkklassen onderscheiden:
1 *Kalkloos* materiaal: geen opbruising; overeenkomend met minder dan 0,5% $CaCO_3$, analytisch bepaald.
2 *Kalkarm* materiaal: hoorbare opbruising; overeenkomend met 0,5-1 à 2% $CaCO_3$.
3 *Kalkrijk* materiaal: zichtbare opbruising; overeenkomend met meer dan 1 à 2% $CaCO_3$.
Deze veldschatting is slechts een grove benadering; het opbruisen hangt sterk af van de snelheid waarmee het zoutzuur een brok grond kan binnendringen. Zo zal zand bij een even hoog kalkgehalte sneller (maar ook korter) opbruisen dan zware klei.

3.4.3 Kalkverlopen

In een grond kunnen lagen met verschillend kalkgehalte boven elkaar voorkomen. Deze verschillen kunnen zijn ontstaan doordat de lagen reeds bij hun afzetting een verschillend kalkgehalte hadden; ze kunnen echter ook het gevolg zijn van ontkalking.
Verschillende mogelijkheden van koolzure-kalkprofielen worden samengevoegd tot drie klassen (kalkverlopen), nl. a, b en c. Deze verlopen worden met dezelfde woorden benoemd als

verloop van de kalk met de diepte (kalkverlopen a, b en c)



3.18 *Figuur*
Schematische voorstelling van kalkprofielen en hun samenvoeging tot drie kalkverlopen.

voor de drie kalkklassen van het materiaal in de voorgaande subparagraaf zijn gebruikt, nl. resp. kalkrijk, kalkarm en kalkloos.
In figuur 3.18, die ook in het grijze kader achter op de fragmentenkaart staat, zijn schematische kalkprofielen getekend. Deze worden met behulp van de differentiërende dieptes tot de genoemde drie klassen samengevoegd.

3.19 *Vraag*
Tot welk kalkverloop behoren de volgende profielen (f_c is massafractie calciumcarbonaat):

diepte (cm)	f_c (%)	diepte (cm)	f_c (%)	diepte (cm)	f_c (%)
0–25	0,7	0–20	0,1	0–25	8,9
25–40	3,2	20–45	0,4	25–40	3,2
40–80	7,3	45–80	4,0	40–80	0,2

3.4.4 Combinaties van kalkverlopen
Met de indeling uit voorgaande twee paragrafen is het mogelijk aan elke *boring* een kalkverloop toe te kennen. Voor kaart*vlakken* kan dit moeilijker liggen. Sommige kaartvlakken zijn zeer homogeen en andere heterogeen wat hun kalkverloop betreft. Zo hebben in de rivierkleigebieden de zware kleigronden uit de kommen vrijwel steeds kalkverloop c, bij een groot deel van de gronden op de Rijnstroomruggen daarentegen wisselt het kalkverloop op korte afstand (figuur 3.20). In de zeekleigebieden komt in de jonge polders over grote oppervlakten steeds kalkverloop a voor, en in de oudere gronden kan de kalkdiepte sterk variëren.

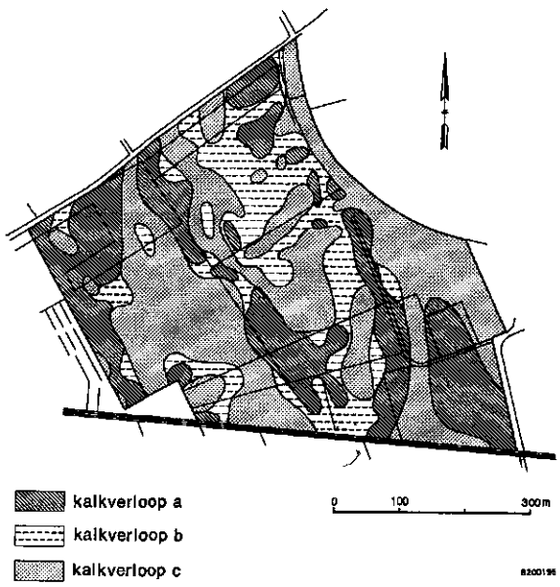
In verband met de karteerbaarheid worden bovenstaande drie kalkverlopen steeds zo gecombineerd, dat er een tweedeling ontstaat. Deze tweedeling is voor de zeekleigronden anders dan voor de overige gronden (tabel 3.21).

Voor de benoeming van de combinaties uit tabel 3.21 zijn weer bijvoegelijke naamwoorden gebruikt, nl. in de tweedeling van de zeekleigronden *kalkrijk* en *kalkarm*, en voor die van de overige gronden *kalkhoudend* en *kalkloos*. Deze complicatie is onvermijdelijk en inherent aan de behandeling van de koolzure kalk in (de) grond in drie stappen: in grond (een grondmonster), in een grond (een bodemprofiel) en in een kaartvlak.

3.22 *Vraag*
Benoem de acht kalkprofielen uit figuur 3.23 met de codes van de kalkverlopen.

3.5 RUIMTELIJKE OPBOUW

3.5.1 Inleiding
Grond bestaat uit een minerale en organische vaste fase en holten die gevuld zijn met lucht en/of water. De ruimtelijke opbouw van zo'n systeem noemt men de structuur van de grond. Onder *bodemstructuur* wordt verstaan de ruimtelijke



3.20 *Figuur*
Detailkaart van de verbreiding van de kalkverlopen a, b en c in een gebied dat op kaartblad 39 Oost is aangegeven als Rd90A. Opname W.J.M. van der Voort (Stichting voor Bodemkartering, 1973: 22).

combinaties van kalkverlopen

bij de zeekleigronden	code op plaats 7	naam
a, a + b	A	kalkrijke zeekleigronden
b, b + c, c	C	kalkarme zeekleigronden

bij de overige gronden	code op plaats 7	naam
a, a + b, b, a + b + c	A	kalkhoudende rivierklei-, zandgronden en bijzondere lutumarme gr.
b + c, c	C	kalkloze rivierkleigronden

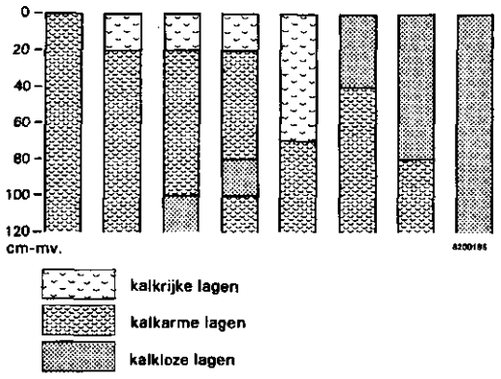
Bij veel legenda-eenheden ontbreekt een A of een C in de kaartvlakkencodering.
Voor zover dit het geval is bij sommige zee- en rivierkleigronden betekent dit : geen indeling naar kalkverloop;
voor vrijwel alle overige gronden betekent dit: kalkloze gronden

3.21 *Tabel*
Indeling, codering en benaming van gronden naar combinaties van kalkverlopen.

rangschikking, vorm en grootte van de elementaire bodembestanddelen en hun eventuele aggregaten, alsmede van de holten die in de bodem voorkomen.
Uit deze beschrijving volgt, dat iedere grond structuur heeft, of het nu sterk verbrokkeld zware klei betreft of b.v. los stuifzand.
In de ruimtelijke opbouw vormen de *holten* (poriën) als het ware het complement van de *vaste fase*. De grootte van de poriën, de verdeling en het patroon ervan, de veranderingen hierin (zwel en krimp) zijn van groot belang voor de water-, lucht- en warmtehuishouding van de grond (hoofdstukken 9 tot en met 13).
In de volgende subparagraaf wordt de bodemstructuur van afzonderlijke horizonten behandeld en in de laatste subparagraaf het begrip structuurprofiel, de verticale opeenvolging van structuurhorizonten.

3.5.2 Bodemstructuur per horizont

De structuren worden onderverdeeld volgens tabel 3.24. In veel gevallen is de aard van de structuur zonder vrij sterke vergroting niet vast te stellen. Vandaar dat de eerste onderverdeling is in macro- en microstructuren (tabel 3.24-A).
Macrostructuren zijn structuren die met het ongewapend oog of met een loep (4x) zijn waar te nemen. Globaal kan gesteld worden dat ze voorkomen in klei-, zavel- en leemlagen. *Microstructuren* zijn alleen te zien met behulp van een stereomicroscoop, of door microscopisch onderzoek aan slijpplaten. Microstructuren komen bij alle textuurklassen voor, in dit boek worden niet alle microstructuren behandeld.
De macrostructuren worden onderverdeeld naar het al of niet voorkomen van *structuurelementen* of *-aggregaten*. Dit zijn macroscopische bodemlichamen, die door min of meer duidelijke vlakken omgrensd zijn, met uitzondering van concreties en kristallen.



3.23 *Figuur*
Voorbeelden van kalkverlopen in rivierkleigronden (Stichting voor Bodemkartering, 1973: 107).

3.24 *Tabel*
Indeling van de bodemstructuur naar haar morfologie.

A Hoofdindeling

macrostructuren	met elementen (B)
	zonder elementen (C)
microstructuren	(tabel 3.32)

B *Macrostructuren met elementen*

hoofdvorm	onderverdeling	grootteklassen: benaming		grootteklassen: afmeting (cm)	structuurgraad
blok	granulair	zeer vrij	klein	<0,2	zwak,
				0,2-0,5	
	afgerond blok	middelgroot		0,5-1,0	
		vrij	groot	1,0-2,0	
	scherp blok	zeer		>2,0	
prisma	enkelvoudig glad of samengesteld ruw	klein		<2,0	matig
		vrij	groot	2,0-5,0	
		zeer		>5,0	of
plaat	–	dun		<0,5	sterk
		vrij	dik	0,5-1,0	
		zeer		>1,0	

C Macrostructuren zonder elementen

hoofdvorm	onderverdeling		
gatenstructuur	sponsstructuur		
	gangenstructuur	wormgangenstructuur	
		wortelgangenstructuur	
gelaagd complex	niet en matig verstoord		
	sterk verstoord		
	zeer sterk verstoord		
korststructuur			
macrostructuurloos			

Een structuur met structuurelementen wordt wel *pedaal*, die zonder structuurelementen wel *apedaal* genoemd. Het woord *ped* wordt in het Engels gebruikt voor structuurelement.

Naar hun ontstaanwijze kunnen de bodemstructuren worden onderverdeeld volgens tabel 3.25. Pedogene structuren zijn het resultaat van bodemvormende processen die deels fysische, deels biologische oorzaken hebben. Laatstgenoemde kunnen veroorzaakt worden door de mens of door de bodemfauna en -flora. De meeste hier besproken structuren zijn pedogeen; het hieronder genoemde gelaagd complex is een voorbeeld van een geogene structuur.

In aride, semi-aride en moessonklimaten spelen ook chemische processen een rol in de structuurvorming. Zouten, zoals keukenzout en gips kristalliseren uit en lossen weer op, waardoor holten ontstaan.

3.25 *Tabel*
Indeling van de bodemstructuur naar haar ontstaanswijze.

pedogeen	fysicogeen	
	biogeen	antropogeen
		niet-antropogeen
geogeen		

De twee tegengesteld gerichte pedogenetische structuurvormende processen leiden tot fragmentatie en granulatie. *Fragmentatie* is een fysisch proces, dat wordt veroorzaakt door krimp en scheuring van natte lagen tengevolge van uitdroging; ook de fragmenterende werking van ijskristallen is een structuurvormende factor van betekenis (gunstige invloed van het doorvriezen van een bouwvoor van zware klei). Door dit proces ontstaan structuurelementen met gladde vlakken en scherpe ribben die weinig poreus zijn. *Granulatie* is een overwegend biologisch proces (activiteit van bodemdieren en wortels bij de aanwezigheid van een zekere hoeveelheid humus). Hierdoor ontstaan afgeronde, min of meer poreuze structuurelementen. Deze niet-antropogene structuren zijn stabieler dan de antropogene. Dier- en wortelgangen blijven langer in stand dan de holten tussen kluiten in een bouwvoor van geploegd land.

3.26 *Vragen*
a. Gronden van opgespoten terreinen vertonen meestal een zeer sterke gelaagdheid. Is dit een biogeen of geogeen ontstane gelaagdheid?
b. Welk proces overheerst bij de structuurvorming in een laag met de textuurklasse zware klei?
c. Zelfde vraag voor lichte zavel.

Macrostructuren met elementen (tabel 3.24-B)
Deze structuren worden naar hun vorm ingedeeld in blokken, prisma's en platen.

De blokken zijn lange tijd (Jongerius, 1957: 16) *holoëder* genoemd, ook is wel *ekwant* voorgesteld. Eerstgenoemde term zou slaan op 'gelijke vlakken', maar was een onjuist gebruik van het Griekse voorvoegsel 'holos' (het betekent zoiets als: geheel, echt, volledig). De tweede term slaat op het equidimensionale karakter van deze elementen. Beide termen werden als te gekunsteld ervaren.

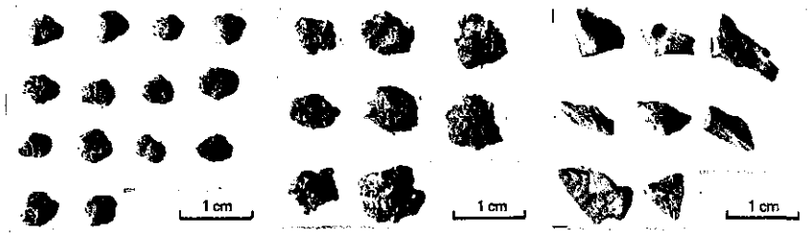
– *blok* (blokken, blokkig). Dit type structuurelement wordt gekenmerkt door afmetingen die in alle richtingen ongeveer even groot zijn;
– *prisma* (prisma's, prismatisch). Dit type structuurelement heeft veel grotere verticale dan horizontale afmetingen;
– *plaat* (platen, platig). Dit type structuurelement heeft veel grotere horizontale dan verticale afmetingen.
Blokken worden naar hun vorm onderverdeeld in granulairen, afgeronde en scherpe blokken.
– *granulair* (granulairen, granulaire). Deze elementen hebben een min of meer ronde vorm (foto 3.27a);
– *afgerond blok* (afgeronde blokken, afgerond-blokkig). Deze elementen hebben afgeronde hoeken en ribben en ruwe of gladde vlakken (foto 3.27b);
– *scherp blok* (scherpe blokken, scherp-blokkig). Deze elementen hebben uitsluitend scherpe hoeken en ribben en gladde vlakken (foto 3.27c).

Behalve de granulaire structuur onderscheidde Jongerius (1957: 24) kruimels en kruimelachtige elementen. Deze zijn samengesteld uit granulairtjes en vertonen een losse opbouw. Ze komen zelden voor en zijn daarom hier weggelaten. Wat de praktijk kruimelstructuur noemt is op zijn gunstigst een granulaire structuur in bovenomschreven zin, of, in een bouwvoor van zware klei na een droge dooi: kleine scherpe blokken.
Kluiten die ook tot de blokkige structuren behoren, kunnen zowel afgerond-blokkig als scherp-blokkig zijn. Ze zijn echter niet aan alle kanten door natuurlijke breukvlakken begrensd; het zijn typisch elementen uit een bouwvoor of uit gedieploegde grond.

Prisma's worden verder onderverdeeld naar twee aspecten. In de eerste plaats naar de ruwheid van de breukvlakken in *ruwe* en *gladde* prisma's (zie foto 3.27 resp. d en e, en f en g). Verder wordt er onderscheid gemaakt tussen *enkelvoudige* (foto 3.27d en f) en *samengestelde* prisma's (foto 3.27e en g). Samengestelde prisma's zijn opgebouwd uit kleinere structuurelementen; dit zijn meestal verschillende soorten blokken (zie profiel 29 uit De Nederlandse Bodem in Kleur), maar het kunnen ook kleinere prisma's zijn.
Van de onderverdeling van de platen (foto 3.27h) wordt hier alleen de *gestapelde* plaat genoemd, een structuurelement, dat wel in ploegzolen van matig lichte zavelgronden voorkomt (Jongerius, 1957: 42).
Structuurelementen worden verder onderverdeeld naar hun afmetingen: blokken in vijf, prisma's en platen in drie grootteklassen (zie tabel 3.24B).
Naar hun structuurgraad worden alle pedale structuren onderverdeeld in drie klassen, zie kader 3.28.

3.28 *Kader*

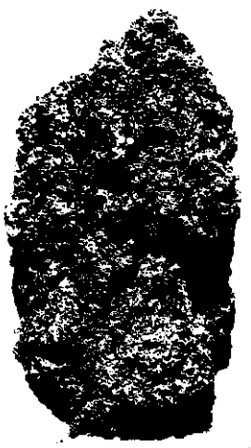
STRUCTUURGRAAD
Onder de *structuurgraad* wordt verstaan: de mate van ontwikkeling van de structuurelementen. Hij wordt bepaald door de verhouding tussen de duurzaamheid van de elementen (de sterkte van de cohesie *in* de elementen) en de kracht waarmee de elementen van elkaar te scheiden zijn (de sterkte van de adhesie *tussen* de elementen).
Bij de bepaling van de structuurgraad in het veld wordt gelet op het gedrag van de grondmassa bij verstoring. Soms geraken de structuurelementen bij het lossteken van de grond al van elkaar geisoleerd, in andere gevallen kunnen ze na het lossteken slechts voorzichtig met de hand worden geisoleerd.
Er worden drie klassen onderscheiden:
– *zwak*: de grondmassa bestaat voor <30% uit structuurelementen die zich slechts bij openbreken laten isoleren;
– *matig*: de grondmassa bestaat voor 30-70% uit structuurelementen die zich gedeeltelijk bij lossteken en verder bij openbreken laten isoleren;
– *sterk*: de grondmassa bestaat voor >70% uit structuurelementen die zich meestal bij lossteken laten isoleren.
De structuurgraad van een samengesteld structuurelement behoeft niet gelijk te zijn aan die van de elementen waaruit het is samengesteld. De structuurgraad wordt dan ook bepaald zowel aan de enkelvoudige als aan de samengestelde en aan de samenstellende elementen waaruit het samengestelde element is opgebouwd.



a. granulairen b. afgerond- blokkige elementen c. scherp- blokkige elementen



d. enkelvoudig ruw prisma 1 cm



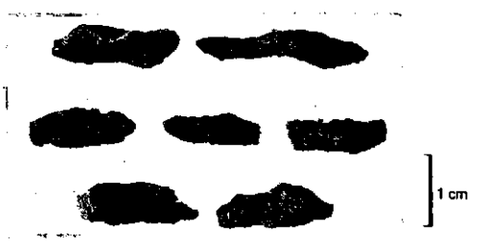
e. samengesteld ruw prisma met afgerond- blokkige elementen 1 cm



f. enkelvoudig glad prisma 1 cm



g. samengesteld glad prisma met scherp-blokkige elementen 1 cm



h. platige elementen

3.27 *Foto*
Verschillende structuurelementen (Steur & Heijink, 1983: 20).

Macrostructuren zonder elementen (tabel 3.24-C)
Er wordt de volgende indeling gemaakt:
– *gatenstructuur*: deze kenmerkt zich door een stelsel van onderling al of niet verbonden holten en gangen;
– *gelaagd complex*: hieronder verstaan we de fijngelaagde sedimenten met een wisselende korrelgrootteverdeling. Voorbeelden zijn: de ondergronden van veel lichte zeekleigronden (de profielen 18 en 21 uit De Nederlandse Bodem in Kleur), ondergronden van de stroomruggen in de rivierkleigebieden (profiel 32 uit dezelfde publikatie) en de colluvia in het Zuid-Limburgse lössgebied;
– *korststructuur*: dit zijn de vaak gelaagde, aan het oppervlak gelegen korsten die kenmerkend zijn voor oppervlakkige slemp (Jongerius, 1967: 40 en 41). Als beoordelingsfactor bij de bodemgeschiktheid (38.4.2) worden in de slempgevoeligheid drie gradaties onderscheiden (tabel 38.14);
– *macrostructuurloos*: hierin ontbreken niet alleen structuurelementen, maar macromorfologisch zijn geen gaten, holten of gangen te zien, evenmin als gelaagdheid. Micromorfologisch kan deze structuur nog sterk verschillen, uiteenlopend van los zand tot een massieve ploegzool (zie tabel 3.32).

3.29 *Vraag*
Beneden een lutumgehalte van ca. 12% is een ploegzool vaak massief, boven ca. 17% komen blokken voor en in het tussenliggende traject platen (zie slot vorige paragraaf). Tracht deze structuursequentie te verklaren.

De *gatenstructuur* wordt naar de aard van het gatenstelsel onderverdeeld in (zie tabel 3.24-C).
– *sponsstructuur*: deze kenmerkt zich door het voorkomen van een netwerk van in alle richtingen lopende, onderling verbonden gangetjes. Ze komen alleen in ondergronden voor en het zijn typisch biogene structuren, dat wil zeggen ze zijn gevormd door bodemdieren;
– *gangenstructuur*: deze heeft onderling niet verbonden en overwegend verticaal verlopende gangen. Ze worden onderverdeeld in: *wormgangenstructuur* en *wortelgangenstructuur*: van de eerstgenoemde structuur zijn in de ondergronden van de profielen 13 en 32 fraaie voorbeelden te zien.

Spons- en gangenstructuren zijn op een horizontaal breukvlak niet of nauwelijks van elkaar te onderscheiden. Het verschil is echter zeer duidelijk op een verticaal breukvlak te zien. Bij de gangenstructuur zijn de verticaal gerichte gangetjes dan duidelijk zichtbaar, terwijl bij de sponsstructuur het beeld op een verticaal en op een horizontaal breukvlak vrijwel gelijk is.
De gatenstructuren kunnen naar hun porositeit nog verder onderverdeeld worden (zie tabel 3.34). De grens tussen een zwak poreuze sponsstructuur en materiaal dat macrostructuurloos is, is discutabel. In de praktijk wordt de grens hiertussen gelegd bij met het blote oog nog waarneembare gangetjes (zie ook tabel 3.33 en de kleine letters daaronder).

De *gelaagde complexen* of sedimentair gelaagde pakketten komen vooral in de ondergrond van zavel- en kleigronden voor. Door biologische menging (homogenisatie, zie Hoeksema, 1953) kan de gelaagdheid meer of minder verstoord zijn. In profiel 21 (een zeekleigrond) is beginnende verstoring van gelaagdheid te zien, foto 3.30 geeft voorbeelden van homogenisatie in rivierkleigronden.
Deze apedale structuur wordt onderverdeeld naar de mate van verstoring, naar geschatte oppervlakten, gemeten op een verticaal vlak (tabel 3.31).

De *korststructuur*, eerder wel collapsstructuur genoemd, wordt in dit boek niet verder onderverdeeld. Zij komt vooral voor op bouwland met een bovengrond van lichte zavel en kan zuurstofgebrek in zo'n bouwvoor veroorzaken ('gele' plekken in net opkomende bieten).

3.31 *Tabel*
Onderverdeling naar de mate van verstoring van gelaagde complexen

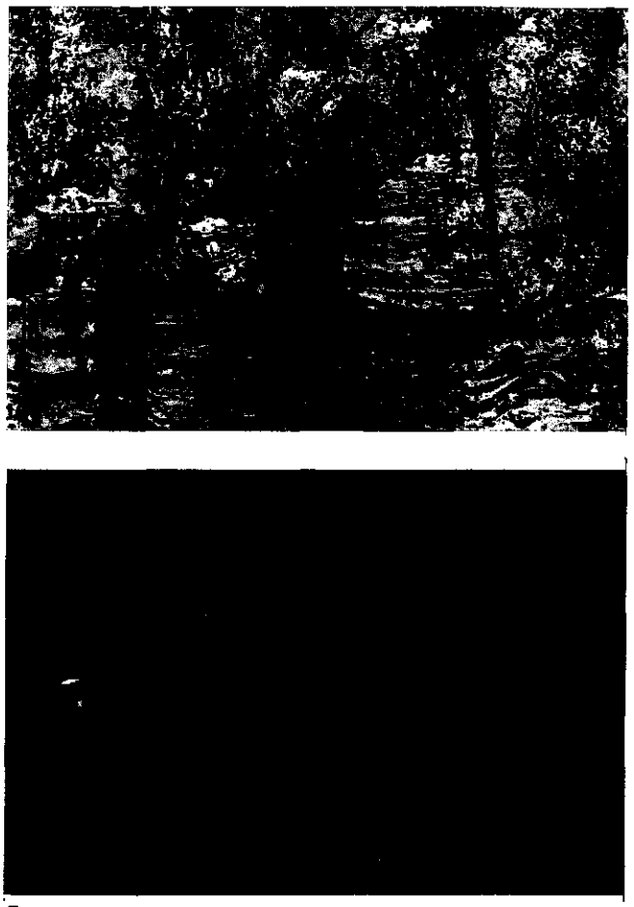
naam	opp. %
niet en matig	<30
sterk	30–70
zeer sterk	>70

Bodemhorizonten die *macrostructuurloos* zijn, kunnen micromorfologisch nog onderverdeeld worden (zie hieronder).

Microstructuren
Microstructuren vindt men bij alle textuurklassen. De meeste van deze structuren, vooral die in klei-, zavel- en leemlagen voorkomen, kunnen alleen bestudeerd worden bij sterke vergrotingen, wat mogelijk is in zgn. slijpplaten.

Voor de vervaardiging van slijpplaten worden ongeroerde grondmonsters gebruikt. Deze worden genomen met behulp van metalen dozen, 15x5x8 cm. Na droging worden deze blokken grond onder vacuüm geïmpregneerd met een vloeibare kunststof waaraan een verharder is toegevoegd. Van de verharde blokken grond wordt een schijf afgezaagd, op een glasplaat geplakt, geslepen en gepolijst tot een dikte van 20 à 30 µm. De aldus verkregen slijpplaat kan nu met doorvallend licht microscopisch worden bestudeerd en gefotografeerd. De foto's 5.3, 8.18 en 8.20 zijn zulke microfoto's.

Van de micromorfologische verschijnselen die alleen goed in slijpplaten herkenbaar zijn, worden hier slechts genoemd de



3.30 *Foto*
Twee fragmenten, resp. uit de profielen 24 en 32 uit De Nederlandse Bodem in Kleur, met verschillende gradaties van verstoring van de oorspronkelijke gelaagdheid.

zgn. kleihuidjes. Deze bedekken de wanden van structuurelementen en zijn ontstaan door inspoeling van fijne deeltjes (vnl. lutum). Dit fenomeen vormt een onderdeel van de kenmerken van de textuur-B (zie hoofdstukken 26 en 27).
Microstructuren kunnen in het veld bestudeerd worden bij een vergroting van ca. 35x. Men kan dit doen met behulp van een zeer sterke loep, of nog beter met een stereomicroscoop.
Voor de indeling van deze microstructuren (tabel 3.32) wordt in de vaste fase onderscheid gemaakt tussen 'grof' en 'fijn' materiaal. Het 'grove' materiaal bestaat meestal uit zandkorrels, het 'fijne' uit de in geringe hoeveelheden voorkomende zgn. vulstoffen: organische stof, silt, lutum en andere, b.v. ijzerhydroxyden. Als de 'fijne' componenten niet tot micro-aggregaatjes verenigd zijn, worden ze tezamen *matrix* of *grondmassa* genoemd.

3.32 *Tabel*
Hoofdindeling van de microstructuren in zand

enkel-korrelstructuur	
micro-aggregaatstructuur	
matrixstructuur	huidjesstructuur
	brugstructuur
	massieve structuur

In een internationale indeling wordt gesproken van *c/f-related distributions*, waarbij de *f* staat voor *fine* en de *c* voor *coarse*. De termen uit tabel 3.32 komen dan ongeveer overeen met resp. *monic, enaulic, chitonic, gefuric* en *porphyric* (Stoops & Jongerius, 1975).

– *Enkel-korrelstructuren* vindt men in zand, waarin naast de zandkorrels geen micro-aggregaatjes of vulstoffen voorkomen, m.a.w. in humusarm, leemarm, kleiarm zand.
– Bij de *micro-aggregaatstructuur* zijn de aggregaatjes doorgaans 100 à 200 µm groot en bestaan uit organische stof met eventueel wat silt en lutum. Een deel van de humustypen (8.3.3) heeft deze structuur, zie foto 8.18c.
– Bij de drie genoemde *matrixstructuren* ligt de matrix resp. als huidjes om de korrels, verbindt de korrels met bruggen, of vult vrijwel alle ruimten tussen de zandkorrels. Laatstgenoemde matrixstructuur, de massieve structuur, kan voorkomen in de bovenzijde van de Bh-horizont van een haarpodzolgrond (de matrix is dan organische stof), maar ook in de ploegzool onder de bouwvoor van een lichte-zavelgrond (de matrix is dan lutum). Foto 8.18d geeft een voorbeeld van een huidjesstructuur.

Deze structuren kunnen nog onderverdeeld worden naar de lossere of dichtere pakking van de zandkorrels. Zo kan een enkel-korrelstructuur zeer los zijn (stuifzand) of zeer dicht (ondergrond van dekzand), een micro-aggregaatstructuur is meestal vrij los, de huidjes- en brugstructuren zijn meestal vrij dicht en in een massieve structuur kunnen de zandkorrels ver uiteen liggen.

Porositeit
Uit de definitie van het begrip bodemstructuur in de inleiding van deze paragraaf blijkt dat de *holten* in de grond ook hieronder vallen. Beschrijving van de bodemstructuur is dus tevens beschrijving van de porositeit.
Naar de *plaats* waar de poriën kunnen worden gevonden kan de volgende indeling worden gemaakt:
– *interpedale poriën*, dat zijn de poriën die aanwezig zijn *tussen* de structuurelementen;
– *intrapedale poriën*, dat zijn de poriën die aanwezig zijn *in* de structuurelementen;
– *transpedale poriën*, dat zijn de poriën die *dwars door* de structuurelementen heenlopen en
– *poriën in apedale structuren*, zoals in sponsstructuren.

De gangenstructuur (wormgangen en wortelgangen) is een voorbeeld van transpedale poriën. Deze kan worden beschreven door de zgn. *perforatiegraad* te bepalen. Dit doen we door het aantal open gangen in enige diameterklassen te tellen per m² (of per 0,25 m²) horizontale doorsnede, op meerdere diepten in de te karakteriseren horizont. Voor details, zie Jongerius & Reijmerink (1963).

Naar de *grootte* worden de poriën onderverdeeld in micro-, meso- en macroporiën (tabel 3.33). In het veld zijn alleen macro- en mesoporiën zichtbaar, de eerste met het blote oog, de mesoporiën door gebruik te maken van een loep of een stereomicroscoop. Mesoporiën zijn ook in slijpplaten zichtbaar, microporiën daarentegen niet of nauwelijks. De aanwezigheid van microporiën volgt uit de vochtkarakteristiek, vooral in veen en zware klei is hun volume groot. Zo blijkt uit figuur 9.59 dat zware klei een volumefractie microporiën heeft van ruim 0,5 en duinzand slechts ruim 0,1.

Microporiën worden wel *capillaire poriën* genoemd en de wijdere *niet-capillaire* poriën. Alle poriën zijn echter capillair, maar de stijghoogtes zijn niet gelijk (zie figuur 9.13). Poriën met een diameter van 30, resp. 100 µm hebben een capillaire stijghoogte van 100 resp. 30 cm. Dit betekent dat ook de mesoporiën met water gevuld zijn als de grondwaterstand niet 100 cm maar 30 cm is. Bij het lezen van deze regels bedenke men wel dat het poriënstelsel in de grond niet bestaat uit loodrecht staande buisjes van verschillende diameter (vgl. de figuren 9.2, 9.65b, 9.67, 10.30 en 10.5.6), beter kan gesproken worden van equivalente diameters (vgl. de kleine letters in 9.4.7).
Microporiën kunnen het bodemvocht vasthouden met een kracht die overeen-

3.33 *Tabel*
Indeling en benaming van poriëndiameterklassen, de overeenkomende drukhoogtes en pF-waarden en de functies van de poriën.

benaming	diameter (µm)	overeenkomend met *h* (cm)	pF lg(-*h*)	functie gevuld met[1]	bewortelbaar[2]
microporiën	<0,2	<–16000	>4,2	niet beschikbaar vocht	nee
	0,2– 30	–16000 tot –100	4,2–2,0	beschikbaar vocht	nee
mesoporiën	30–100	–100 tot –30	2,0–1,5	lucht	nee
macroporiën	100–200	–30 tot –15	1,5–1,2	lucht	nee
	>200	>–15	<1,2	lucht	ja

[1] uitgaande van een statisch evenwicht in de bovengrond bij een grondwaterstandsdiepte van 100 cm (zie figuur 9.13 en kader 9.51).
[2] zie 17.5.4.

komt met een drukhoogte (vlg. 9.3.3) h = -100 cm of kleiner (pF >2). Plantewortels kunnen uit die poriën vocht opnemen tot een drukhoogte van ca. -16000 cm (pF = 4,2) wat correspondeert met een poriëndiameter van 0,2 µm. Uitgaande van 100 cm boven de grondwaterstand is in een statische evenwichtssituatie h = -100 cm en zijn alleen de equivalente poriën <30 µm met water gevuld. Maar alleen de poriën tussen ca. 30 en 0,2 µm bevatten het zgn. beschikbaar bodemvocht (zie kader 9.51). Willen we verzekerd zijn van voldoende vochtreserve tijdens een droogteperiode, dan is het belangrijk dat het volume van deze poriën groot is.

Uit bovenstaande (zie ook de hoofdstukken 9 en 10) hebben we de betekenis van de verschillende grootteklassen voor de waterhuishouding van de grond gezien. Het zijn vooral de macroporiën die voor de luchthuishouding van de grond en de bewortelbaarheid van belang zijn. Hierbij wordt een heterogeen poriënstelsel landbouwkundig beter geacht dan een homogeen.
Of er veel of weinig macroporiën zijn, is redelijk rechtstreeks te schatten, maar voor de mesoporiën is dat al veel moeilijker en voor de microporiën uiteraard onmogelijk. De indeling in klassen is dan ook gebaseerd op het volume-aandeel van de macroporiën (tabel 3.34).

3.34 *Tabel*
Indeling en klassebenaming van de macroporositeit.

naam	volume-fractie macroporiën	naam	spreiding grootte-klassen	grootste ∅ gangen ——— >1 mm kleinste ∅	
zwak poreus (weinig poriën)	<0,01	homogeen	klein	<5	–
		heterogeen	groot	>5	+
matig poreus (matig veel poriën)	0,01–0,05				
sterk poreus (veel poriën)	>0,05				

3.35 *Vraag*
Benoem de macroporositeit in de volgende voorbeelden:
a. een sponsstructuur met 0,5% macroporiën die kleiner zijn dan 400 µm en waarin geen grote worm- of wortelgangen voorkomen;
b. een prismastructuur met 0,5% intrapedale macroporiën kleiner dan 300 µm en met 3% interpedale scheuren van 1-2 mm grootte.

3.5.3 Structuurprofielen

In een grond komen doorgaans diverse horizonten voor met verschillende structuren. Zo'n verticale opeenvolging noemt men een *structuurprofiel* van het betreffende bodemprofiel. Deze totaliteit dient bij een evaluatie van de bodemstructuur te worden beschouwd. Dit zal duidelijk zijn indien men bedenkt dat de aanwezigheid van één horizont met ongunstige eigenschappen in een grond al bepalend kan zijn voor de eigenschappen van die grond als geheel, ook al hebben de overige horizonten gunstige eigenschappen.
Verschillen in vorm, in grootte en porositeit van de elementen, in structuurgraden, in dikte en diepte van de horizonten met verschillende structuur maken dat er een schier eindeloze verscheidenheid aan structuurprofielen bestaat. Voor de landbouwkundige duiding van de structuur op één bepaald punt in het veld is dit geen bezwaar, maar voor de beoordeling van b.v. de relatie tussen structuurprofielen en kaarteenheden dient een zekere beperking te worden nagestreefd. De structuur*profielen* moeten worden gegroepeerd tot een beperkt aantal eenheden, de structuur*verlopen*.

Eerder is hiervoor de term *structuurprofieltypen* gebruikt, o.a. door Jager & Boersma, 1978 en 1980. De term *verloop* voor de samenvoeging tot een klasse van binnen zekere grenzen gelijke *profielen* was al ingeburgerd bij de begrippen kalkverloop en profielverloop. Daarom wordt in dit boek ook van structuur*verloop* gesproken als een samenvoeging van min of meer gelijke structuur*profielen* wordt bedoeld.

Onder een *structuurverloop* verstaan we een groep structuurprofielen die gekenmerkt zijn door een verticale opeenvolging van horizonten met een bepaalde structuur, waarvan de morfologische kenmerken, de dikte en de diepte binnen zekere grenzen kunnen variëren (Reijmerink, 1967). Welke randvoorwaarden aan een bepaald structuurverloop gesteld worden, is afhankelijk van de doelstelling waarvoor de indeling wordt ontwikkeld.
Tussen structuurprofielen onder langjarig grasland en onder akker- en tuinbouw op klei- en leemgronden bestaat een essentieel verschil. Structuurprofielen onder langjarig grasland blijven door de jaren heen gelijk of nagenoeg gelijk, met dien verstande, dat met name in kleigronden het volume van de interpedale poriën in de loop van de seizoenen fluctueert ten gevolge van zwel en krimp. Structuurprofielen onder akker- en tuinbouw zijn echter gekenmerkt door grote seizoenfluctuaties in de structuur, vooral van de bewerkte laag (ten gevolge van de grondbewerking, de aard van het verbouwde gewas en de weersinvloeden).
Waarschijnlijk zullen daardoor de te onderscheiden structuurverlopen voor de verschillende vormen van grondgebruik niet gelijk zijn. Het classificatiesysteem voor klei- en leemgronden is nog in ontwikkeling; voor voorbeelden wordt verwezen naar de interne rapporten van Jager & Boersma (1978 en 1980). In laatstgenoemd rapport (een structuurkartering tussen Tiel en Buren) staat een classificatieschema van structuurverlopen met 8 hoofdtypen, onderverdeeld in 17 subtypen; twee figuren uit dit rapport zijn opgenomen als figuur 17.39.

Landbouwkundige waardering
Het structuurprofiel is van grote betekenis voor de beoordeling van de landbouwkundige waarde van de grond. Met een goed inzicht in de bodemstructuur is het mogelijk schattingen te doen over de doorlatendheid, de bewortelbaarheid, de bewerk- en berijdbaarheid. Ook is het mogelijk gegevens te verzamelen over de invloed van verschillende grondbewerkingsmethoden op de bodemstructuur. Zo zijn vorm, afmeting, porositeit van de structuurelementen, alsmede pakking van zand en de sedimentaire gelaagdheid sterk bepalend voor de landbouwkundige waardering van een grond (tabel 3.36).

3.36 *Tabel*
Beoordeling van enkele structuuraspecten.

kenmerk	gunstig	ongunstig
vorm	granulair afgerond-blokkig	scherp-blokkig prismatisch
samenstelling	samengesteld	enkelvoudig
afmeting	klein	groot
porositeit	matig en sterk heterogeen poreus	zwak poreus
structuurgraad	hoog en laag	laag en hoog
pakking zand	open	dicht
gelaagdheid	dunne laagjes met weinig contrast, diep beginnend sterk verstoord	dikke laagjes met groot contrast, ondiep beginnend weinig verstoord

3.37 *Vraag*
Beoordeel en vergelijk de structuren:
a. groot enkelvoudig prisma;
b. groot prisma, samengesteld uit blokken.
Geef argumenten voor uw beoordeling.

3.38 *Repeteervragen*

a. Waaruit kan de gelaagdheid van een bodemprofiel blijken?
b. Welke term wordt gebruikt voor 'verandering van eigenschappen met de diepte'?
c. Wat verstaat men onder geogene gelaagheid?
d. Wat verstaat men onder pedogene gelaagheid?
e. Wat is een homogeen, een aflopend en een oplopend profiel?
f. Geef de populaire omschrijving van de vijf profielverlopen.
g. Welke cultuurtechnische problemen hebben de gronden van profielverloop 1?
h. Welke landbouwkundige problemen hebben de gronden van profielverloop 2?
i. Welk bezwaar hebben gronden met profielverloop 5 die een uiterst fijnzandige ondergrond hebben?
j. Wat wordt met de horizontcodering uitgedrukt?
k. Wat wordt met de hoofdletters van de horizontcodering aangegeven?
l. Wat wordt met de kleine letters van de horizontcodering aangegeven?
m. Wat wordt met de cijfers vóór de hoofdletters van de horizontcodering aangegeven?
n. Wat verstaan we onder een Ah-, een Cr- en een R-horizont?
o. Geef de chemische formules voor: koolzure kalk, kalk en gebluste kalk.
p. Wat verstaan we onder kalkrijk materiaal?
q. Welke kalkverlopen kunnen kalkhoudende rivierkleigronden hebben?
r. Wat verstaan we onder bodemstructuur?
s. Wat verstaan we onder fysicogene structuurvormende processen?
t. Geef de hoofdindeling van de bodemstructuur naar haar morfologie.
u. Noem de hoofdvormen van de macrostructuren met elementen.
v. Noem de kenmerken (afmetingsverhoudingen) van deze hoofdvormen.
w. Welke gangenstructuren kent u?
x. Noem de onderscheiden microstructuren.
ij. Welke afmetingen kunnen de microporiën hebben?
z. Wat verstaan we onder een structuurprofiel?

3.6 LITERATUUR

3.6.1 Geraadpleegde literatuur

Bakker, H. de & J. Schelling, 1966. Systeem van Bodemclassificatie voor Nederland; de hogere niveaus. Pudoc, Wageningen. 217 p.
Bakker, H. de & A.W. Edelman-Vlam, 1979. De Nederlandse Bodem in Kleur. Stichting voor Bodemkartering/Pudoc, Wageningen. 148 p.
Bakker, H. de & B.A. Marsman, 1981. Kruinige percelen. Boor en Spade 20: 9-38. Veenman, Wageningen.
Dekker, L.W. & J. Bouma, 1981. Grotere doorlatendheid van kleigronden door drainage en verbeterde ontwatering. Cultuurt. Tijdschr. 21: 235-244.
Edelman, C.H., 1948. Over de bodemgesteldheid van Midden-Nederland. Oosthoek, Utrecht. 96 p.
Edelman, C.H., 1950. Inleiding tot de bodemkunde van Nederland. Noord-Holl. Uitg. Mij, Amsterdam. 178 p.
Edelman, C.H. & L.A.H. de Smet, 1951. Over de ontkalking van de Dollardklei. Boor en Spade 4: 104-114. Oosthoek, Utrecht.
FAO, 1974. FAO-Unesco Soil Map of the World, 1:5000000, Volume I, Legend. Unesco, Paris.
Jager, A. & O.H. Boersma, 1978. Toelichting bij het eerste ontwerp van de structuurprofielclassificatie (jan. 1978). Rapport nr. 1415, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 8 p.
Jager, A. & O.H. Boersma, 1980. Structuurprofiel-studiekartering nabij Buren. Rapport nr. 1505, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 31 p.
Jongerius, A., 1957. Morfologische onderzoekingen over de bodemstructuur. 's-Gravenhage. Versl. Landbouwk. Onderz. 63.12. Tevens: Serie Bodemk. Studies 2. Tevens: Diss. Wageningen. 93 p.
Jongerius, A., 1967. Enige vormen van hergroepering van bodembestanddelen. In: Een kwarteeuw onderzoek met boor en spade: 40-46.
Jongerius, A. & A. Reijmerink, 1963. Over de betekenis van de zogenaamde perforatiegraad als onderdeel van profielonderzoek. Boor en Spade 13: 178-193. Veenman, Wageningen.
Jongerius, A. & G. Heintzberger, z.j. The preparation of mammoth-sized thin sections. Soil Survey Paper Nr. 1. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 37 p.
Knibbe, M., 1969. Gleygronden in het dekzandgebied van Salland. Diss. Wageningen, Pudoc, Wageningen, 159 p.
Kooistra, M.J., A. Jager, O.H. Boersma & D. Schoonderbeek, 1984. Structuuronderzoek in relatie tot de bodemkaart. In: Bodem en landschap kwalitatief en kwantitatief bekeken (red. E.C.W.M. Ruyten, P. van der Sluijs & A.A. de Veer). Pudoc, Wageningen.
Maschaupt, J.G., 1952. Opmerkingen over de ontkalkingssnelheid van Nederlandse zeekleigronden. Landbouwk. Tijdschr. 64: 372-377.
Reijmerink, A., 1967. Verslag van het in 1963 tot en met 1965 uitgevoerde onderzoek naar de structuurtoestand van weideveen-, waardveen- en drechtvaaggronden in de Alblasserwaard. Rapport nr. 728, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 45 p.
Sluijs, P. van der, 1970. Decalcification of marine clays connected with decalcification during silting. Geoderma 4: 209-227.
Smet, L.A.H. de, 1962. Het Dollardgebied, bodemkundige en landbouwkundige onderzoekingen in het kader van de bodemkartering. 's-Gravenhage, Versl. Landbouwk. Onderz. 67.16. Tevens: Diss. Wageningen. 292 p.
Steur, G.G.L. & W. Heijink, 1983. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Algemene begrippen en indelingen, 2e uitgebreide uitgave. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 64 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1964. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Toelichting bij kaartblad 43 West, Willemstad. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 85 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1965. De Bodem van Nederland. Toelichting bij de Bodemkaart van Nederland, schaal 1:200000. Pudoc, Wageningen. 292 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1973. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Toelichting bij de kaartbladen 39 West, Rhenen en 39 Oost, Rhenen. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 193 p.
Stoops, G. & A. Jongerius, 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. Geoderma 13: 189-199.

3.6.2 Aanbevolen literatuur

Profielverlopen

Smet, L.A.H. de, 1962. Hfdst. XII.
Steur, G.G.L., 1966. De Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Enkele aspecten van de legenda-indeling en de nomenclatuur van de kaarteenheden. Boor en Spade 15: 43-58, in het bijzonder p. 52.
Steur, G.G.L. & W. Heijink, 1983. par. 4.5.
Stichting voor Bodemkartering, 1965. Hfdst. I-VIII.

Horizontcodering

Bakker, H. de & J. Schelling, 1966. p. 62-64.
FAO, 1974. p. 20-23.
ISSS, 1967. Bulletin No. 31 International Society of Soil Science: 3-7. Royal Tropical Institute, Amsterdam.
SSS, 1975. Soil Taxonomy, a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Soil Conserv. Serv., U.S. Dept. Agric. Handb. 436. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C. In het bijzonder p. 461-465.

Kalkverlopen

Edelman, C.H. & L.A.H. de Smet, 1951.
Maschaupt, J.G., 1952.
Smet, L.A.H. de, 1962. par. 3.3.
Sluijs, P. van der, 1970.
Stichting voor Bodemkartering, 1964. par. 3.6.
Voort, W.J.M. van der, 1981. Kalk in stroomruggronden. Boor en Spade 20: 149-155. Veenman, Wageningen.

Ruimtelijke opbouw

Jongerius, A., 1957.
Jongerius, A., 1964. Het structuurprofiel. Landbouwk. Tijdschr. 22: 66-81.
Jongerius, A., 1967.
Kooistra, M.J. et al., 1984.

Grondbewerking en structuur

PAGV, 1985. Themadag effecten van diepe grondbewerking in de akkerbouw en de vollegrondsgroenteteelt. Inleidingen gehouden tijdens de themadag op 13 december 1984. Verslag nr. 42 PAGV, Lelystad, 85 p.

4

HOOFDSTUK 4: GROND ALS DRIEFASIG SYSTEEM: BASISBEGRIPPEN

door W.P. Locher en J. Broekhuizen

4.1 INLEIDING

Grond bestaat uit *vaste delen* en *poriën (holtes)*. De poriën kunnen met water zijn gevuld (in feite met een zeer verdunde zoutoplossing), met lucht, of met beide. In het laatste geval zegt men dat de grond een *driefasig systeem* vormt, waarin een *vaste*, een *vloeibare* en een *gasvormige fase* zijn te onderscheiden. Bij volledige *verzadiging* met water is er een tweefasig systeem met een vaste en een vloeibare fase. Evenzo is er bij volledige uitdroging een tweefasig systeem met een vaste en een gasvormige fase. Voor de groei van bijna alle gewassen is de aanwezigheid van alle drie fasen noodzakelijk. Bovendien moet voor een optimale groei de volumeverhouding lucht-water geen extreme waarden hebben (bij natuurbeheer soms juist weer wel). Figuur 4.2 geeft een schematische voorstelling van de fasenverdeling in de humeuze bouwvoor van een zandgrond, wanneer de omstandigheden voor gewasgroei gunstig zijn. De helft van het volume bestaat hier uit poriën, die weer voor ongeveer de helft met water zijn gevuld. Om de verdeling over de drie fasen te kunnen karakteriseren zijn grootheden nodig, zoals porositeit, watergehalte en volumieke massa's. Deze zullen we in de volgende paragraaf met behulp van het model in figuur 4.2 definiëren. In de rest van dit hoofdstuk gaan we in op wiskundige relaties tussen een aantal van deze grootheden, op de waarden die ze in diverse gronden hebben, en op enige bepalingsmethoden.

De relevantie van deze stof moge blijken uit rekenvoorbeelden en oefenvragen die aan de praktijk ontleend zijn, bv.:
- Hoe bereken je de hoeveelheid water die bij rijping verdwijnt? (vraag 4.58j)
- Hoe bereken je het luchtgehalte als de grond door berijden verdicht is? (rekenvoorbeeld 4.59)
- Hoe kun je door mengen een bepaald organische-stofgehalte verkrijgen? (rekenvoorbeeld 4.61)

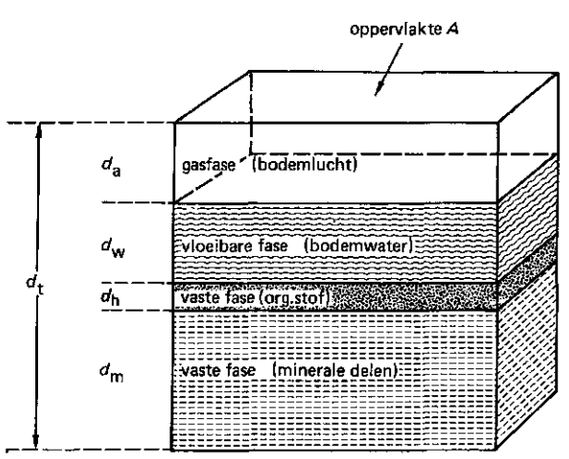
We beginnen met één voorbeeld om te illustreren dat er behoefte is aan het gebruik van grootheden en symbolen.

4.1 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Een bodem van 1 m diep bevat in de bovenste 0,40 m 0,15 kg vocht per kg droge grond en in de onderste 0,60 m 0,25 kg vocht per kg droge grond. De grond in de bovenste 0,40 m bevat gedroogd 1200 kg/m³ en in de onderste 0,60 m 1400 kg/m³.

Gevraagd: Hoeveel m³ vocht is per ha in deze bodem aanwezig en met hoeveel mm neerslag komt dit overeen? Acht u deze hoeveelheid voldoende voor optimale gewasgroei? (Naar Hillel, 1980: 19).

Oplossing: Alles wordt per ha bekeken. De bovengrond heeft een inhoud van 0,40 m × 10000 m² = 4000 m³ en bevat een massa droge grond = (1200 kg/m³) × 4000 m³ = 4800000 kg; de massa water in de bovengrond is 0,15 × 4800000 kg = 720000 kg. De ondergrond heeft een inhoud van 0,60 m × 10000 m² = 6000 m³ en bevat een massa droge grond = (1400 kg/m³) × 6000 m³ = 8400000 kg. De massa water in de ondergrond is 0,25 × 8400000 kg = 2100000 kg. De totale massa water in de grond is 720000 kg + 2100000 kg = 2820000 kg. Dit is 2820000 kg/(1000 kg/m³) = 2820 m³. Dit zou een waterlaag kunnen vormen met een dikte van 2820 m³/10000 m² = 0,282 m = 282 mm. Als al dit water voor het gewas beschikbaar zou zijn, zouden gewassen in het Nederlandse klimaat zelden verdrogen op deze grond (18.2.2). In hoofdstuk 9 zullen we echter zien dat maar een deel van het bodemvocht beschikbaar is voor de plant. We zouden dus de grondsoort moeten kennen om de laatste vraag te kunnen beantwoorden.



4.2 *Figuur*
Fasenverdeling in humeus zand, bij voor gewasgroei gunstige omstandigheden. De segmenten van de kubus stellen de volumes V voor, die de fasen innemen. In de werkelijkheid zijn de drie fasen sterk verstrengeld. Naar Hanks & Ashcroft, 1980: 4 en Haans & Van der Sluijs, 1970: 111.

Aan de manier van probleem-oplossen in rekenvoorbeeld 4.1 kleven enige bezwaren. Het antwoord doet wat ingewikkeld aan en roept herinneringen op aan de lastige redeneersommen van de lagere school. Er worden wiskundige bewerkingen toegepast, maar de achterliggende formules worden niet gegeven. Daardoor krijgt de oplossing geen algemene geldigheid. Voor elk geval moet je de redenering opnieuw verzinnen. Het is om deze reden dat we in dit boek een *strikt wiskundige schrijfwijze* voor bodemfysische problemen hebben nagestreefd. Misschien kan de lezer sommige probleempjes op-

lossen zonder de formules na te slaan. Dit raden we niet af want het bevordert het begrip. Maar voor velen geeft een wiskundige behandeling houvast, waar men anders verstrikt zou raken. Bij deze wiskundige benadering deed zich de moeilijkheid voor, dat er geen algemeen aanvaarde namen en symbolen voor bodemfysische grootheden zijn, noch in Nederland, noch internationaal. Voor een toelichting op onze keuze zie het voorwoord.

4.2 DEFINITIES

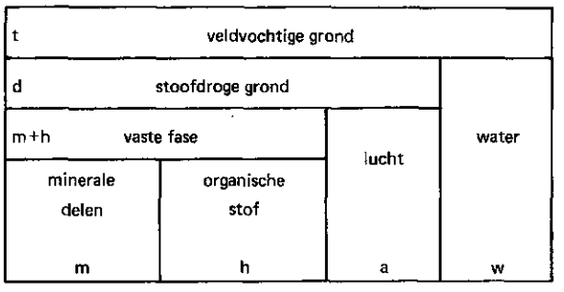
4.2.1 Symboliek

Bij het ontwerpen van de symboliek zijn we bijna steeds uitgegaan van de in de natuurwetenschappen gegroeide gewoonte om een grootheidsoort één hoofdsymbool toe te kennen. Onderverdeling gebeurt met indexen. Voorbeeld: massafractie lutum = f_L en massafractie organische stof = f_h. Elders worden deze grootheden wel aangeduid als lutumgehalte L en humusgehalte H. Tabel 4.3 geeft een overzicht van de grootheidsoorten die we in dit hoofdstuk gebruiken, alsmede van de indexen voor het specificeren van de grootheid. Figuur 4.4 laat zien welke bestanddelen we in grond onderscheiden vanuit de optiek van de fasenindeling. Voor korrelgrootte wordt een iets andere indeling gebruikt (figuur 5.11).

4.3 *Tabel*

Soorten grootheden en indexen voor het vormen van gecombineerde symbolen.

grootheid of index		geheugensteun	
symbool	omschrijving	Nederlands	Engels
d	dikte	dikte	depth
A	oppervlakte	areaal	area
V	volume	volume	volume
m	massa	massa	mass
φ	volumefractie	–	–
θ	volumefractie water	–	–
f	massafractie	fractie	fraction
w	massaverhouding water-vaste fase	water	water
ρ	volumieke massa	–	–
m	minerale delen	mineraal	mineral
h	organische stof	humus	humus
m+h	vaste fase	min.+humus	min.+humus
c	carbonaat	carbonaat	carbonate
L	lutum	lutum	–
w	water	water	water
a	lucht	aëratie	air
p	poriën	poriën	pores
t	veldvochtige grond	totaal	total
d	stoofdroge grond	droog	dry
sat	verzadigde grond	–	saturated
b	betrokken op totale medium	bulk	bulk



4.4 *Figuur*

Namen en symbolen voor bestanddelen van grond, bekeken als driefasig systeem. De symbolen worden als indexen bij grootheden gebruikt.

4.5 *Vragen*

a. Wat zullen de namen zijn van de grootheden φ_a, ρ_h, m_w en V_t?
b. Welk symbool geeft lucht en water tezamen aan?
c. *Wat is het luchtgehalte van de vaste fase in een goede landbouwgrond?*

4.2.2 Volumefractie

Uit figuur 4.2 volgt dat we het volume van een fase kunnen opvatten als het produkt van de oppervlakte van een stuk grond en de dikte van de fase, gedacht als zuivere laag.
Het *volume van de minerale delen* is

4.6 $V_m = d_m \times A$

Het *volume van de organische stof* is

4.7 $V_h = d_h \times A$

Het *volume van de vloeibare fase* is

4.8 $V_w = d_w \times A$

Het *volume van de gasfase* is

4.9 $V_a = d_a \times A$

Omdat de minerale delen en de organische stof samen de vaste fase vormen, is het *volume van de vaste fase*

4.10 $V_{m+h} = V_m + V_h$

De poriën zijn de met gas en/of vloeistof gevulde ruimte. Het *volume van de poriën* is dus

4.11 $V_p = V_w + V_a$

Het *totale volume* is

4.12 $V_t = d_t \times A = V_m + V_h + V_w + V_a$

Onder *volumefractie* verstaan we het deel van het totale volume dat door een bepaalde stof of stoffen ingenomen wordt. De waarde van een fractie variëert van 0 tot 1 (zie ook kader 4.19). In dit boek duiden we volumefractie aan met φ (Griekse kleine letter phi) plus een index voor het bestanddeel. De hieronder gegeven definities volgen uit figuur 4.2 en de formules 4.6 t/m 4.12.
De *volumefractie minerale delen* φ_m is het volume van de minerale delen, gedeeld door het volume van de grond:

4.13 $$\varphi_m = \frac{V_m}{V_m + V_h + V_w + V_a} = \frac{V_m}{V_t}$$

De *volumefractie organische stof* φ_h is het volume van de organische stof, gedeeld door het volume van de grond:

4.14 $$\varphi_h = \frac{V_h}{V_t}$$

De *volumefractie vaste fase* φ_{m+h} is het volume van de vaste fase, gedeeld door het volume van de grond:

4.15 $$\varphi_{m+h} = \frac{V_{m+h}}{V_t}$$

De *volumefractie water* θ, ook *(volumetrisch) watergehalte* genoemd, of *vochtgehalte*, is het volume van de vloeibare fase, gedeeld door het volume van de grond:

4.16 $$\theta = \frac{V_w}{V_t}$$

In de bodemkunde is θ (Gr. kleine letter thêta) een gangbaar symbool voor deze grootheid. Daarom gebruiken we niet φ_w, dat beter in ons symbolensysteem zou passen (vergelijk ook figuur 9.57).
De *volumefractie lucht* φ_a, ook *luchtgehalte* genoemd, is het

volume van de gasfase, gedeeld door het volume van de grond:

4.17 $$\varphi_a = \frac{V_a}{V_t}$$

De *poriënfractie* of *porositeit* φ_p is het volume van de poriën, gedeeld door het volume van de grond:

4.18 $$\varphi_p = \frac{V_p}{V_t}$$

Een gangbare term als poriënvolume is verwarrend, omdat daarmee relatief poriënvolume bedoeld wordt; we zullen deze term niet gebruiken.

4.19 *Kader*

FRACTIE, GEHALTE OF EEN ANDERE NAAM?

In dit hoofdstuk zijn vele fracties gedefiniëerd. Een *fractie* is een getal, dat een deel weergeeft van een geheel waar het deel ook toebehoort. De dimensie 1 onstaat bv. door m^3/m^3 te nemen of kg/kg. Er geldt: $0 \leqslant$ fractie $\leqslant 1$. In hoeverre is fractie synoniem met gehalte?

Het *gehalte* is de relatieve hoeveelheid van een bestanddeel in één of ander geheel. Deel en geheel kunnen, maar hoeven niet in dezelfde eenheid uitgedrukt te worden. Een gehalte heeft dus niet altijd de dimensie 1. Een fractie is een bijzonder geval van het ruimere begrip gehalte. We geven vier voorbeelden die illustreren wanneer we het woord gehalte wel en niet gebruiken.

De massafractie lutum (zie formules 4.23 en 4.24) wordt door ons meestal aangeduid met de vagere term *lutumgehalte*. Daar is weinig bezwaar tegen, omdat de relatieve hoeveelheid lutum nooit anders dan als massafractie wordt weergegeven. Het woord fractie kan in de naam van grootheden over korrelgrootte verwarring geven met het bij dat onderwerp gangbare begrip fractie, dat in dit boek vaak betiteld wordt als deel of verzameling deeltjes (5.1.2). Lutumgehalte heeft het symbool f_L; wie twijfelt kan aan het symbool f zien dat het om een massafractie gaat.

Het *watergetal* w moet geen fractie, noch een gehalte genoemd worden, omdat $w = m_w/m_d$ (= massa van het water, gedeeld door de massa van stoofdroge grond). De massa van het water wordt betrokken op een andere massa waar zij geen deel van uitmaakt. Het weergeven van het maatgetal van w in % moet ontraden worden, want w kan groter dan 100% zijn.

Een grootheid die te betitelen zou zijn als *chloridegehalte*, is de volgende. De relatieve hoeveelheid chloride in het bodemwater (= bodemoplossing) wordt in Nederland wel opgegeven als 'C-cijfer'. Hiermee wordt bedoeld: chloride als g NaCl per liter water. De naam C-cijfer biedt geen enkele informatie over de aard van de grootheid en moet daarom afgekeurd worden. Bovendien suggereert deze naam ten onrechte dat de dimensie 1 zou zijn: het is een volumieke massa. Een fysisch duidelijke naam zou zijn: *'volumieke massa van chloride (als NaCl) in de bodemoplossing'* (symbool ${}^b\rho$(NaCl eq); betiteling met chloridegehalte zou vaag zijn.

De term chloridegehalte zou ook gebruikt kunnen worden voor de volgende grootheid: mol chloride per liter bodemoplossing. Hier gaat het niet om een massa maar om een aantal deeltjes per volume; de scheikundige term hiervoor is (stof)concentratie. De meest duidelijke term voor déze grootheid is: *stofconcentratie van chloride in de bodemoplossing;* symbool $c(Cl^-)$.

4.2.3 Waterdikte

Behalve als volume V_w kan de hoeveelheid water in een grondlaag ook uitgedrukt worden als de dikte van een laag vloeibare fase, de *waterdikte* d_w:

4.20 $$d_w = \frac{V_w}{A}$$

Dit volgt uit formule 4.8. De waterdikte is een handige grootheid voor waterbalansen (zoals in figuur 18.8), omdat neerslag en verdamping ook in de dikte van een waterlaag (mm) worden uitgedrukt.

d_w is een *equivalentdikte*, omdat de zuivere-vloeistoflaag in werkelijkheid niet bestaat: het water zit door de grond verspreid tussen de vaste delen (equivalent = gelijkwaardig maar niet gelijk).

4.2.4 Massafractie

Massafracties behoren in de bodemkunde tot de meest gangbare grootheden. Een *massafractie* is de massa van een stof of stoffen, gedeeld door een totale massa waar de stof deel van uitmaakt. De ruimere term 'gehalte' kan soms zonder veel bezwaar gebruikt worden (zie kader 4.19). Vier belangrijke massafracties zullen we hieronder definiëren. In het volgende hoofdstuk introduceren we er nog vele andere, al krijgen ze niet allemaal een symbool.

De *massafractie organische stof* of het *organische-stofgehalte* f_h is de massa van de organische stof, gedeeld door de massa van stoofdroge grond:

4.21 $$f_h = \frac{m_h}{m_d}$$

Deze grootheid wordt elders vaak aangeduid met *'humusgehalte'*. Dit zullen we in dit boek alleen doen als mag worden aangenomen dat een zeer groot deel van de organische stof uit humus bestaat. Zie verder hoofdstuk 8.

De *massafractie carbonaat*, het *carbonaatgehalte* of het *(koolzure-)kalkgehalte* f_c is de massa van de carbonaten (zouten met anion CO_3^{2-}, berekend als $CaCO_3$) gedeeld door de massa van stoofdroge grond:

4.22 $$f_c = \frac{m_c}{m_d}$$

Een nauwkeuriger symbool zou zijn $f(CaCO_3$ eq): het carbonaat wordt equivalent aan calciumcarbonaat uitgedrukt. In hoofdstuk 6 wordt een aparte paragraaf gewijd aan de carbonaten (= *koolzure kalk* = *'kalk'*).

De *massafractie lutum van stoofdroge grond*, of het *lutumgehalte van stoofdroge grond* f_{Ld} is de massa van de minerale delen <2 µm (zonder kalk), gedeeld door de massa van stoofdroge grond:

4.23 $$f_{Ld} = \frac{m_L}{m_d}$$

De *massafractie lutum van de minerale delen*, of het *lutumgehalte van de minerale delen* f_{Lm} is de massa van de minerale delen <2 µm (zonder kalk), gedeeld door de massa van de minerale delen zonder kalk:

4.24 $$f_{Lm} = \frac{m_L}{m_m - m_c}$$

In het volgende hoofdstuk wordt uitgeweid over het lutumgehalte. Daar zal blijken dat de stoofdroge grond >2 mm niet meetelt bij de berekening (figuur 5.11).

4.2.5 Massaverhouding water-vaste fase of watergetal

De vochtigheid van de grond wordt vaak als volumefractie gegeven (formule 4.16). Hiervoor is het nodig monsters met bekend volume te nemen. Dit is bewerkelijk. Daarom is er ook een grootheid voor de vochtigheid, die louter via wegen te bepalen is aan een monster van onbekend volume. Deze grootheid noemen we *massaverhouding water-vaste fase* of kortweg *watergetal* w. Het is de massa van de vloeibare fase, gedeeld door de massa van de vaste fase:

4.25 $$w = \frac{m_w}{m_{m+h}} \approx \frac{m_w}{m_d}$$

In het verleden is $100 \times w$ aangeduid als A-cijfer (niet fout, wel onduidelijk). Verwarrende namen waren gewichtspercentage vocht, of gewichtsvochtgehalte. De verwarring ligt bij het feit dat voor het berekenen van *w* de massa van het water niet gedeeld wordt door de gehele massa van de grond, maar alleen door de massa van de vaste fase. We moeten *w* dus ook geen massafractie noemen (kader 4.19). *Het verschil met de massafracties f brengen we tot uiting* door het kiezen van een ander symbool, *w* (w = water), dat bovendien aansluit bij een recente traditie.

4.2.6 Volumieke massa

Onder *volumieke massa* verstaan we massa per volume. Volumiek is één van de kunsttermen die zijn ingevoerd om vage woorden als soortelijk en specifiek te vervangen. *Volumiek* = gedeeld door volume (Schurer & Rigg, 1980: 25). Als synoniem voor volumieke massa gebruiken we de term *dichtheid*. In de bodemkunde worden vele soorten volumieke massa's gebruikt; vroeger werden ze soortelijke gewichten resp. volumegewichten genoemd. Elke volumieke massa krijgt het symbool ρ (Gr. kleine letter rhô). Eén of meer indexen geven aan over welke dichtheid het gaat: zowel de beschouwde massa als het beschouwde volume variëren.

De *volumieke massa van een mineraal* is de massa van het mineraal, gedeeld door het volume van het mineraal. Voorbeeld:

$$\rho_{kwarts} = \frac{m_{kwarts}}{V_{kwarts}} \approx 2650 \text{ kg/m}^3$$

De *volumieke massa van de minerale delen* ρ_m is de massa van de minerale delen, gedeeld door het volume van de minerale delen:

4.26 $$\rho_m = \frac{m_m}{V_m}$$

Het gaat hier om een gemiddelde volumieke massa, want elk mineraal heeft een eigen waarde voor zijn dichtheid. Toch variëert ρ_m niet zo sterk; in veel Nederlandse gronden heeft ρ_m een waarde tussen 2600 en 2750 kg/m³, wat we in 4.4.1 nader zullen verklaren.

De *volumieke massa van de organische stof* ρ_h is de massa van de organische stof, gedeeld door het volume van de organische stof:

4.27 $$\rho_h = \frac{m_h}{V_h}$$

Organische stof heeft een lagere dichtheid dan minerale delen. De waarden van ρ_h liggen meestal tussen 1400 en 1550 kg/m³.

De *volumieke massa van de vaste fase* ρ_{m+h} is de massa van de vaste delen, gedeeld door hun volume:

4.28 $$\rho_{m+h} = \frac{m_m + m_h}{V_m + V_h} = \frac{m_{m+h}}{V_{m+h}}$$

De waarde van ρ_{m+h} wordt sterk beïnvloed door de massafractie organische stof (figuur 4.67). Door als index m+h te kiezen krijgt dit nadruk (vaak treft men één letter aan, bv. de s van solid fase, Eng.).

De *volumieke massa van water* ρ_w is de massa van de vloeibare fase, gedeeld door het volume van de vloeibare fase:

4.29 $$\rho_w = \frac{m_w}{V_w}$$

Voor ons doel kan $\rho_w \approx 1000$ kg/m³ genomen worden (zie 4.4.2).

De hierboven gedefiniëerde dichtheden zijn gebaseerd op het volume van het betrokken bestanddeel. Vroeger werden ze soortelijke gewichten of soortelijke massa's genoemd. De volgende reeks volumieke massa's is gebaseerd op het volume van de gehele grond bij bemonstering. Vroeger werden ze volumegewichten genoemd.

De *volumieke massa van veldvochtige grond* ρ_t is de massa van de drie fasen, gedeeld door het volume van de grond bij bemonstering, V_t:

4.30 $$\rho_t = \frac{m_{m+h} + m_w + m_a}{V_{m+h} + V_w + V_a} \approx \frac{m_{m+h} + m_w}{V_t}$$

Uit de formule blijkt dat we de massa van de lucht verwaarlozen; lucht heeft een dichtheid van ca. 1,3 kg/m³, zodat m_a 1000 à 2000 keer zo klein is als m_{m+h}. De term *veldvochtig* betekent niet meer dan: 'met het vochtgehalte dat in het veld aangetroffen wordt'. Dit kan dus variëren van luchtdroog tot verzadigd met water.

De *volumieke massa van stoofdroge grond* ρ_d is de massa van bij 105 °C gedroogde grond, gedeeld door het volume van de grond bij bemonstering:

4.31 $$\rho_d = \frac{m_{m+h} + m_a}{V_{m+h} + V_w + V_a} \approx \frac{m_{m+h}}{V_t}$$

Na 24 uur drogen bij 105 °C zal m_w zeer klein geworden zijn. Bij verhitting bij hogere temperatuur zal nòg een beetje water ontwijken, maar dan begint ook de organische stof te ontleden. Daarom stelt men de hoeveelheid vocht na drogen bij 105 °C per definitie op nul (internationale afspraak).

De *volumieke massa van verzadigde grond* ρ_{sat} is de massa van met water verzadigde grond, gedeeld door het volume van de grond bij bemonstering:

4.32 $$\rho_{sat} = \frac{m_{m+h} + m_{w,sat}}{V_{m+h} + V_w + V_a} = \frac{m_{m+h} + m_{w,sat}}{V_t}$$

Dat het gaat om het volume van de grond en niet van één bestanddeel, wordt soms aangegeven met index b linksboven het hoofdsymbool van de grootheid, bv. ${}^b\rho_d$ (b = bulk, Eng.). Wij doen dit alleen als het strikt nodig is, bv. ter onderscheid van ρ_h en ${}^b\rho_h$. Bij ρ_t en ρ_d blijkt al uit de symbolen t en d dat het om het volume van de gehele grond gaat. Daar zullen we de b meestal weglaten. De grootheid ${}^b\rho_h$ wordt gebruikt bij de berekening van zakking van veengronden (20.8.2); het is de massa van de organische stof, gedeeld door het volume van de grond bij bemonstering. Analoog kunnen ${}^b\rho_m$, ${}^b\rho_{m+h}$ en ${}^b\rho_w$ gedefinieerd worden. Mogelijke namen zijn resp.: organische-stofdichtheid van de grond; minerale dichtheid van de grond; vaste-fasedichtheid van de grond; waterdichtheid van de grond.

4.33 *Proef*

We drukken een steekring in de grond en snijden de overtollige grond voorzichtig af, zodat de ring precies vol is. Vaak worden hiervoor grondmonsterringen met $V = 100$ cm³ gebruikt. De ring wordt afgesloten met twee deksels. We wegen deze ring met 100 cm³ grond op het laboratorium, verzadigen hem met water en wegen weer. Na drogen in de stoof nogmaals wegen. Na aftrek van de massa's van ring en deksels zijn de massa's van de grond bekend, bv.: $m_t = 168$ g; $m_{sat} = 190$ g; $m_d = 144$ g.

4.34 *Vragen*

a. Welke van de hierboven gedefiniëerde volumieke massa's kunt u met de resultaten van proef 4.33 berekenen? Voer de berekening uit.
b. Waarom zou ρ_d gedefiniëerd zijn per volume veldvochtige grond en niet per volume stoofdroge grond?
c. Bereken zoveel mogelijk volumefracties uit de resultaten van proef 4.33.
d. Bereken d_w voor de veldvochtige en de verzadigde grond uit proef 4.33 als de diameter van de ring 5 cm is.
e. Bereken w van de veldvochtige en van de verzadigde grond uit proef 4.33.
f. Probeer de oplossing van rekenvoorbeeld 4.1 op te schrijven met de hierboven geïntroduceerde symbolen en met inachtneming van de regel: grootheid = getalwaarde × eenheid (zie kader 4.35).

4.35 *Kader*

HET GEBRUIK VAN PROCENTEN

Een *grootheid* is een meetbare eigenschap. In de natuurwetenschappen wordt de volgende regel aangehouden (NEN 999: 7):
grootheid = getalwaarde × eenheid.
Voorbeeld: volume = 6 m³. Het getal 6 geeft de maat van de eenheid m³ aan. *Getalwaarde* wordt daarom ook wel *maatgetal* genoemd. Een *eenheid* is een grootheid met een afgesproken waarde. In berekeningen moet de eenheid altijd vermeld worden. Sommige grootheden lijken geen eenheid te hebben. Voorbeelden van zulke grootheden zijn in dit boek de volumefracties φ en de massafracties f. Op welke manier kunnen we het maatgetal van deze *'dimensieloze'* grootheden het beste opgeven? Vaak worden ze als *percentage* uitgedrukt. Procent betekent letterlijk: per honderd. Het teken % staat voor 'maal eenhonderdste', bv.: 45% = 45 × 1/100 = 0,45. Rekenkundig gezien is % dus × 0,01. Maar soms lijkt het alsof % een eenheid is. Het volgende voorbeeld moge dit verduidelijken. Formule 4.39 luidt:

$$\varphi_p = 1 - (\rho_d/\rho_{m+h})$$

Deze formule kan anders geschreven worden:

4.39a $$\varphi_p = (1 - \rho_d/\rho_{m+h}) \times 100$$

d.w.z. de porositeit in % is gelijk aan 100 maal het verschil tussen één en het quotiënt van de dichtheid van stoofdroge grond en die van de vaste fase. Zo geformuleerd lijkt het alsof φ_p in de eenheid % is uitgedrukt. Hoe zit dit nu?
De regel *grootheid = maatgetal × eenheid* lijkt in te houden dat een groothedenformule afhankelijk is van de eenheden. Dit is echter niet het geval. Het maatgetal past zich zodanig aan de gekozen eenheid aan dat de grootheid onafhankelijk is van de eenheid. Dit is juist het handige van het toepassen van deze regel. Neem bv. de groothedenformule:
dikte × oppervlakte = volume ofwel $d \times A = V$.
We kunnen voor een bepaald geval invullen:
2 m × 3 m² = 6 m³
of 2 × 10² cm × 3 × 10⁴ cm² = 6 × 10⁶ cm³
of 2 × 10³ mm × 3 × 10⁶ mm² = 6 × 10⁹ mm³, enz.
We mogen *niet* onder $d \times A = V$ schrijven: d is de dikte in m, enz., want de eenheid wordt juist in het midden gelaten. Als je een kleinere eenheid kiest, wordt het maatgetal groter, en omgekeerd. De grootheden, en dus de formule, blijven onveranderd. Door d in m en A in m² uit te drukken, komt V vanzelf in m³; cm en cm² leveren cm³ op; enz.
Voor formule 4.39 gaat het bovenstaande op. Welke eenheid we ook voor ρ_d en ρ_{m+h} invullen, φ_p wordt een getal met eenheid 1; we hoeven er niets bij te zetten. Men zegt wel dat φ dimensieloos is; deze term kan hier uitgelegd worden als 'van dimensie één'.
Formule 4.39a voldoet niet aan de regel: grootheid = maatgetal × eenheid. Vul bv. in ρ_d = 1430 kg/m³ en ρ_{m+h} = 2600 kg/m³, dan wordt φ_p = 45. Alleen uit de toelichting op de formule blijkt dat er % achter gezet moet worden! Je zou de eenheid 0,01 moeten noemen. Deze narigheid is alleen te voorkomen door:
– of % helemaal niet meer te gebruiken;
– of % consequent te gebruiken als × 0,01 (en niet als een verkapte eenheid).
De laatste voorwaarde toepassend, hadden we 4.39a moeten schrijven als:

$$\varphi_p = (1 - \rho_d/\rho_{m+h}) \times 100\%$$

Zulke formules zijn nodeloos ingewikkeld. In dit boek zullen we *in formules % niet gebruiken*. Wel zullen we een getal tussen 0 en 1 vaak met % uitdrukken, bv. in tabellen. Maar bij invullen in formules moet % eerst weer worden vervangen door × 0,01.

4.3 BEREKENINGEN

4.3.1 Wiskundige relaties

Er zijn enige formules die het rekenen met de in de vorige paragraaf geïntroduceerde grootheden vergemakkelijken. We zullen maar af en toe de afleiding erbij geven, omdat het steeds gaat om dezelfde soort wiskundige manipulaties met de definities uit de vorige paragraaf.
De *poriënfractie* is gelijk aan de som van de volumefractie lucht en de volumefractie water, ofwel aan één min de volumefractie vaste fase:

4.36 $$\varphi_p = \varphi_a + \theta = 1 - \varphi_{m+h}$$

Uit de formules 4.13 t/m 4.17 volgen

4.37 $$\varphi_m + \varphi_h + \theta + \varphi_a = 1$$ en

4.38 $$\varphi_m + \varphi_h = \varphi_{m+h}$$

Samen met 4.18 leiden deze twee formules tot 4.36.

De poriënfractie kan berekend worden uit dichtheden:

4.39 $$\varphi_p = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_{m+h}} \quad \text{of} \quad \rho_{m+h} = \frac{\rho_d}{1 - \varphi_p}$$

dwz. de poriënfractie is gelijk aan één min het quotiënt van de volumieke massa van stoofdroge grond en de volumieke massa van de vaste fase.
De *volumefractie water* θ en de *massaverhouding water-vaste fase* w zijn in elkaar om te rekenen als de dichtheid van stoofdroge grond ρ_d bekend is:

4.40 $$\theta = w\frac{\rho_d}{\rho_w}$$ of

4.41 $$w = \theta\frac{\rho_w}{\rho_d}$$

Voor de afleiding zie het antwoord op vraag 4.34f. Bij berekeningen over het mengen van grond is de volgende formule belangrijk:

4.42 $$m_d = \frac{m_t}{1+w}$$

dwz. de *massa van stoofdroge grond* is gelijk aan de massa van veldvochtige grond, gedeeld door één plus het watergetal.

De *volumieke massa van veldvochtige grond* is uit te drukken in de dichtheden en volumefracties van de bestanddelen. Bij de afleiding gebruiken we de formules 4.26 t/m 4.30 en 4.15 en 4.16:

$$\rho_t = \frac{m_m + m_h + m_w + m_a}{V_m + V_h + V_w + V_a} = \frac{V_m \rho_m + V_h \rho_h + V_w \rho_w + m_a}{V_t} \approx$$

$$\frac{V_m}{V_t}\rho_m + \frac{V_h}{V_t}\rho_h + \frac{V_w}{V_t}\rho_w = \varphi_m \rho_m + \varphi_h \rho_h + \theta \rho_w. \text{ Dus:}$$

4.43 $$\rho_t = \varphi_m \rho_m + \varphi_h \rho_h + \theta \rho_w$$

Meestal zal 4.43 gebruikt worden om volumefracties uit te rekenen.
Uit 4.36 en 4.39 volgt:

4.44 $$\varphi_{m+h} = \frac{\rho_d}{\rho_{m+h}} = \frac{^b\rho_{m+h}}{\rho_{m+h}}$$

dwz. de *volumefractie vaste fase* is gelijk aan het quotiënt van de dichtheden van stoofdroge grond en vaste fase. Anders gezegd: de volumefractie vaste fase is gelijk aan het quotiënt van de massa van de vaste fase per volume grond en de massa van de vaste fase per volume vaste fase. *Algemeen geldt dat de volumefractie van een bestanddeel gelijk is aan het quotiënt van de massa van dat bestanddeel per grondvolume en de massa van dat bestanddeel per volume van het bestanddeel zelf.*
De *volumieke massa van de vaste fase* kunnen we berekenen uit de dichtheden van de organische stof en de minerale delen en het organische-stofgehalte f_h:

4.45 $$\rho_{m+h} = \frac{1}{\frac{f_h}{\rho_h} + \frac{1-f_h}{\rho_m}}$$

waarin f_h de massa van de organische stof per massa stoofdroge grond is. Voor bepaalde waarden van ρ_h en ρ_m geeft figuur 4.67 een grafische voorstelling van formule 4.45. Voor *rivierklei* bepaalde Poelman (1975) een formule die een toepassing van 4.45 is:

4.46 $$\rho_{m+h} = \frac{1}{\frac{f_h}{1470\ \text{kg/m}^3} + \frac{f_{Ld}}{2880\ \text{kg/m}^3} + \frac{1-f_h-f_{Ld}}{2660\ \text{kg/m}^3}}$$

waarin f_{Ld} = lutumgehalte van stoofdroge grond.
De volumefractie water is af te leiden uit de volumieke massa's:

4.47 $$\theta = \frac{\rho_t - \rho_d}{\rho_w}$$

dwz. de *volumefractie water* is gelijk aan het verschil van de dichtheden van veldvochtige grond en stoofdroge grond, gedeeld door de dichtheid van water. Analoog is de *massaverhouding water-vaste fase*

4.48 $$w = \frac{\rho_t - \rho_d}{\rho_d}$$

Als na het *uitoefenen van een kracht op de grond* (door grondbewerking, berijden enz.) de volumieke massa van stoofdroge grond veranderd is, dan houdt dit in dat de dikte van een grondlaag veranderd is. We geven de toestand vóór de verandering aan met een 1 en die erna met een 2. Er geldt:

4.49 $$\frac{d_1}{d_2} = \frac{\rho_{d2}}{\rho_{d1}}$$

dwz. het quotiënt van de diktes van een grondlaag voor en na een invloed is omgekeerd evenredig met het quotiënt van de dichtheden (van stoofdroge grond).
Het veranderen van de dikte (resp. het volume) van een grondlaag heeft ook tot gevolg dat de *volumefracties* van de verschillende bestanddelen *veranderen*. Uit formule 4.15 volgt:

$$\varphi_{m+h,1} = \frac{V_{m+h,1}}{V_{t1}} \text{ en } \varphi_{m+h,2} = \frac{V_{m+h,2}}{V_{t2}}$$

Door verdichten of losser worden van de grond verandert het volume van de vaste fase niet, dus is $V_{m+h,1} = V_{m+h,2}$. Er geldt daardoor:

4.50 $$\frac{\varphi_{m+h,1}}{\varphi_{m+h,2}} = \frac{V_{t2}}{V_{t1}}$$

dwz. de volumefracties van de vaste fase in een grondlaag vóór en na een verandering verhouden zich omgekeerd evenredig met de volumes van de grondlaag voor en na de verandering. Als de oppervlakte niet verandert, mogen we voor de volumes de diktes van de laag invullen:

4.51 $$\frac{V_{t2}}{V_{t1}} = \frac{d_2 A}{d_1 A} = \frac{d_2}{d_1} = \frac{\varphi_{m+h,1}}{\varphi_{m+h,2}}$$

Als er geen water uittreedt door de op de grond uitgeoefende krachten, en de oppervlakte niet verandert, mogen we wegens formule 4.16 voor water schrijven, analoog aan 4.50 en 4.51:

4.52 $$\frac{\theta_1}{\theta_2} = \frac{V_{t2}}{V_{t1}} = \frac{d_2}{d_1}$$

Combineren van 4.51 en 4.52 levert:

4.53 $$\frac{\varphi_{m+h,1}}{\varphi_{m+h,2}} = \frac{\theta_1}{\theta_2}$$

dwz. de volumefracties vaste fase vóór en na een grondvolumeverandering verhouden zich als de volumefracties water vóór en erna. Formule 4.53 geldt alleen als er door de verandering geen water uittreedt, dwz. als $V_{w1} = V_{w2}$.
Bij het *mengen van grond(monsters)* doet zich vaak de vraag voor hoe een bepaald organische-stofgehalte of lutumgehalte in het mengsel verkregen kan worden (zie hoofdstuk Bodemtechniek). Het gehalte van het mengsel kan berekend worden uit de gehaltes en de massa's van de afzonderlijke grondmonsters. De formule is als volgt:

4.54 $$f_{yp} m_p + f_{yq} m_q + \ldots = f_{y,p+q+\ldots} (m_p + m_q + \ldots)$$

waarin:
f_{yp} = massafractie van component y in monster p;
f_{yq} = massafractie van component y in monster q;
m_p = massa van monster p;
f_q = massa van monster q;
$f_{y,p+q+\ldots}$ = massafractie van component y in het mengsel.
De formule geeft aan dat de som van de produkten van gehalte en massa van de aparte monsters gelijk is aan het produkt van gehalte en massa van het mengsel. In formule 4.54 is niet aangegeven over welke grondmassa het gaat. Deze kan bv. zijn: massa van veldvochtige grond m_t; massa van stoofdroge grond m_d; massa van de minerale delen m_m. De formule kan voor al deze gevallen toegepast worden, mits de gehaltes op dezelfde soort grondmassa zijn uitgedrukt.

Formule 4.54 kan als volgt afgeleid worden. Allereerst geldt dat de som van de massa's van de aparte monsters p, q enz. gelijk is aan de massa van het mengsel:

$$m_p + m_q + \ldots = m_{p+q+\ldots}$$

Voorts is de som van de massa's van component y in de aparte monsters gelijk aan de massa van component y in het mengsel:

$$m_{yp} + m_{yq} + \ldots = m_{y,p+q+\ldots}$$

De massafractie van component y in monster p is:

$$f_{yp} = \frac{m_{yp}}{m_p}$$

Analoge formules gelden voor f_{yq}, $f_{y,p+q}$ enz.
Uit bovenstaande formules volgt:

$$f_{yp}\, m_p + f_{yq}\, m_q + \ldots = \frac{m_{yp}}{m_p} m_p + \frac{m_{yq}}{m_q} m_q + \ldots =$$

$$= m_{yp} + m_{yq} + \ldots = m_{y,p+q+\ldots} = f_{y,p+q+\ldots}\, m_{p+q+\ldots} =$$

$$= f_{y,p+q+\ldots}\, (m_p + m_q + \ldots).$$

Tenslotte geven we de formule voor het omrekenen van de lutumgehaltes:

4.55 $$f_{Ld} = (1 - f_h - f_c)\, f_{Lm}$$

dwz. de massafractie lutum van stoofdroge grond is gelijk aan de massafractie lutum van de minerale delen, vermenigvuldigd met één min de massafractie organische stof min de massafractie carbonaat (van stoofdroge grond).

4.56 *Vragen*

a. Probeer formule 4.39 zelf af te leiden.
b. Zelfde vraag voor formule 4.42.

4.3.2 Rekenvoorbeelden en vragen

Deze subparagraaf is bedoeld om te laten zien hoe de hierboven gegeven formules voor het oplossen van probleempjes uit de praktijk gebruikt worden. We zullen rekenvoorbeelden en vragen afwisselen.

4.57 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Er wordt een grondmonster gestoken met volume $V_t = 100$ cm³. Veldvochtig heeft het monster een massa $m_t = 177{,}7$ g en stoofdroog een massa $m_d = 139{,}9$ g. Het organische-stofgehalte $f_h = 0{,}032$. De dichtheid van organische stof $\rho_h = 1470$ kg/m³ en de dichtheid van de minerale delen $\rho_m = 2650$ kg/m³.
Gevraagd: Wat zijn van de veldvochtige grond de volumefracties organische stof φ_h, minerale delen φ_m, vaste fase φ_{m+h}, water θ en lucht φ_a, en het watergetal w? (Naar Haans & Van der Sluijs, 1970: 116).
Oplossing: (4.30) De volumieke massa van veldvochtige grond $\rho_t = 177{,}7$ g/100 cm³ = 1777 kg/m³.
(4.31) De volumieke massa van stoofdroge grond
$\rho_d = 139{,}9$ g/100 cm³ = 1399 kg/m³.
(4.45) De volumieke massa van de vaste fase

$$\rho_{m+h} = \frac{1}{0{,}032/1470\ \text{kg m}^{-3} + (1-0{,}032)/2650\ \text{kg m}^{-3}} = 2584\ \text{kg/m}^3.$$

(4.39) De poriënfractie

$$\varphi_p = 1 - \frac{1399\ \text{kg m}^{-3}}{2584\ \text{kg m}^{-3}} = 1 - 0{,}541 = 0{,}459.$$

(4.36) Dan is de volumefractie vaste fase $\varphi_{m+h} = 0{,}541$.
(4.47) De volumefractie water
$\theta = (1777\ \text{kg/m}^3 - 1399\ \text{kg/m}^3)/1000\ \text{kg/m}^3 = 0{,}378$.
(4.36) De volumefractie lucht $\varphi_a = 0{,}459 - 0{,}378 = 0{,}081$.
(4.38) $\varphi_{m+h} = \varphi_{m+} + \varphi_h$
(4.43) $\rho_t = \varphi_m \rho_m + \varphi_h \rho_h + \theta \rho_w$
Dit zijn twee vergelijkingen met twee onbekenden, φ_m en φ_h; de oplossing gaat als volgt.
1777 kg/m³ = φ_m (2650 kg/m³) + (0,541 − φ_m) 1470 kg/m³ + 0,378 × 1000 kg/m³. Hieraan is te zien dat φ_m de dimensie 1 zal hebben, dus we kunnen de eenheden verder weglaten:
1777 = 2650 φ_m + 795 − 1470 φ_m + 378
De volumefractie minerale delen $\varphi_m = 0{,}512$.
De volumefractie organische stof $\varphi_h = 0{,}541 - 0{,}512 = 0{,}029$.
(4.48) Het watergetal
$w = (1777\ \text{kg/m}^3 - 1399\ \text{kg/m}^3)/1399\ \text{kg/m}^3 = 0{,}270$.

4.58 *Vragen*

Een bouwvoor is 20 cm dik; $f_h = 0{,}04$; $w = 0{,}25$; $\rho_h = 1470$ kg/m³; $\rho_m = 2650$ kg/m³; $\rho_d = 1500$ kg/m³.
Na ploegen is $\rho_d = 1200$ kg/m³. Bereken voor de toestanden vóór en na het ploegen de volgende grootheden:
a. de volumieke massa van de vaste fase;
b. de poriënfractie;
c. de volumefractie water;
d. de volumefractie lucht.
Bereken voor de toestand na het ploegen:
e. de gemiddelde dikte van de bouwvoor;
f. de massa van de veldvochtige bouwvoor per ha;
g. de massa van de organische stof in de bouwvoor.
(Naar Haans & Van der Sluijs, 1970: 117).

Van een 1 m dikke laag ongerijpte grond (modder zonder lucht erin) is $\rho_{m+h} = 2600$ kg/m³ en $w = 1{,}71$. Na rijping is de dikte van deze laag nog slechts 50 cm en is 1/3 van het poriënvolume gevuld met lucht. Bereken de volumefracties vaste fase, water en lucht:
h. vóór de rijping;
i. na de rijping.
j. Hoeveel m³ water is uit de grond verdwenen?

4.59 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: In een bouwvoor is de volumeverhouding vaste fase-water-lucht 50:35:15. Door berijden neemt de porositeit af tot 0,45; er treedt geen water uit.
Gevraagd: a. de verhouding van de volumefracties vaste fase, water en lucht na het berijden; b. de verandering in de volumieke massa van stoofdroge grond. (Naar Haans & Van der Sluijs, 1970: 119).
Oplossing: De toestand vóór het berijden geven we aan met een 1, erna met een 2.
a. De volumes van de vaste en de vloeibare fase veranderen niet door het berijden. Dan mag formule 4.53 toegepast worden: $\varphi_{m+h,1}/\varphi_{m+h,2} = \theta_1/\theta_2$; $0{,}50/(1-0{,}45) = 0{,}35/\theta_2$; $\theta_2 = 0{,}39$.
(4.36) $\varphi_{a2} = 0{,}45 - 0{,}39 = 0{,}06$; $\varphi_{m+h,2} = 0{,}55$.
De gevraagde verhouding is 55:39:6. De verdichting gaat ten koste van het luchtgehalte. In het hoofdstuk Luchthuishouding zullen we zien wat dit voor gewasgroei betekent.
b. Uit 4.49 en 4.51 volgt:
$\rho_{d2}/\rho_{d1} = \varphi_{m+h,2}/\varphi_{m+h,1} = 0{,}55/0{,}50 = 110:100$,
dwz. de volumieke massa van stoofdroge grond is toegenomen met 10%.

4.60 *Vragen*

Een rivierkleigrond is in gebruik voor akkerbouw en volle-grondsgroenteteelt. Het humusgehalte van de bouwvoor is 2,8% en het kalkgehalte 2,2%. Het lutumgehalte bedraagt 26% van de minerale delen. Er is 30 vol. % vocht. Het volumegewicht $W_d = 1{,}308$ g/cm³. Door het berijden van de grond met zware machines wordt de bouwvoor verdicht, zonder dat uittreding van water plaatsvindt. De verdichte bouwvoor heeft een volumegewicht van 1,491 g/cm³.
a. De gebruikte termen kunnen we aantreffen in oudere literatuur en soms ook in recente. 'Vertaal' de termen met behulp van tabel 4.79 en geef de symbolen en eenheden, zoals we ze in dit boek gebruiken. Dit geldt ook voor de termen in de opdrachten b, c en d.
b. Hoe groot is het soortelijk gewicht van de grond vóór en na verdichting? Gebruik formule 4.46.
c. Hoe groot is het poriënvolume vóór en na verdichting?
d. Geef de fasenverdeling vóór en na verdichting.
e. Met hoeveel cm is de dikte van de bouwvoor afgenomen, als deze vóór het berijden 27 cm dik was?

4.61 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: 1 kg veen wordt gemengd met 3 kg zand. Het veen (v) heeft een watergetal $w_v = 2{,}20$ en een organische-stofgehalte $f_{hv} = 0{,}60$. Van het zand (z) is het watergetal $w_z = 0{,}12$ en het humusgehalte $f_{hz} = 0{,}04$.
Gevraagd: a. Wat is het watergetal van het mengsel?
b. Wat is het organische-stofgehalte van het mengsel?
Oplossing: a. Formule 4.54 kunnen we voor dit geval schrijven als: $w_v\, m_{dv} + w_z\, m_{dz} = w_{v+z}\, (m_{dv} + m_{dz})$.
Hierin moeten massa's van stoofdroge grond ingevuld worden, terwijl ze gegeven zijn van veldvochtige grond:
$m_{tv} = 1$ kg en $m_{tz} = 3$ kg. Omrekenen met 4.42:
$m_{dv} = 1\ \text{kg}/(1+2{,}20) = 0{,}3125$ kg;
$m_{dz} = 3\ \text{kg}/(1+0{,}12) = 2{,}6786$ kg.
Nu onze vorm van 4.54 invullen:
2,20 × 0,3125 kg + 0,12 × 2,6786 kg = w_{v+z} (0,3125 kg + 2,6786 kg).
Het watergetal van het mengsel $w_{v+z} = 0{,}337$.
b. (4.54) $f_{hv}\, m_{dv} + f_{hz}\, m_{dz} = f_{h,v+z}\, (m_{dv} + m_{dz})$;
0,60 × 0,3125 kg + 0,04 × 2,6786 kg = $f_{h,v+z}$ (0,3125 kg + 2,6786 kg).
Het organische-stofgehalte van het mengsel $f_{h,v+z} = 0{,}098$.

4.62 *Vragen*

a. Men wil een potgrond maken die een organische-stofgehalte $f_h = 0{,}15$ heeft. Men beschikt over zand met een watergetal $w_z = 0{,}09$ en met $f_{hz} = 0{,}02$. Ook is er turfstrooisel met $w_t = 0{,}40$ en $f_{ht} = 0{,}90$. Hoeveel kg turfstrooisel moet men met 1 kg zand mengen?
b. Een grond heeft over 80 cm diepte gemiddeld een volumetrisch watergehalte $\theta_1 = 0{,}12$. Men wil deze waarde via beregenen opvoeren tot $\theta_2 = 0{,}30$. Hoeveel mm water moet men beregenen, aangenomen dat er niets zou wegzijgen naar de ondergrond of verdampen? Kan men deze hoeveelheid in één keer toedienen? (Naar Hanks & Ashcroft, 1980: 11).

4.4 WAARDEN VAN DICHTHEID EN POROSITEIT

4.4.1 Dichtheid van vaste bestanddelen

In 4.2.6 zijn de termen volumieke massa van de minerale delen ρ_m en volumieke massa van de organische stof ρ_h gedefiniëerd. Er werd vermeld, dat ρ_m meestal tussen 2600 en 2750 kg/m³ ligt en ρ_h tussen 1400 en 1550 kg/m³. Als de dichtheden niet bepaald zijn, wordt vaak uitgegaan van ρ_m = 2650 kg/m³ en ρ_h = 1470 kg/m³, wat we hieronder zullen toelichten.
De *bepaling* van deze dichtheden geschiedt met behulp van een *pyknometer.* Dit is een flesje dat zeer nauwkeurig tot een bepaalde inhoud gevuld kan worden. De pyknometer wordt vier keer gewogen: leeg; gevuld met vloeistof; met een hoeveelheid vaste stof erin; met deze stof, aangevuld met vloeistof. Hiermee is de dichtheid van de vloeistof en van de vaste stof te bepalen, omdat het volume berekend kan worden, dat door de vaste fase wordt verplaatst (Bruggenwert e.a., 1966: 40).

De berekening gaat als volgt. De vaste stof waarvan we de volumieke massa willen bepalen duiden we aan met s (Eng. solid phase). De gezochte dichtheid is dan $\rho_s = m_s/V_s$. Door wegen komen we de volgende massa's aan de weet:
m_p = de massa van de pyknometer;
m_{p+v1} = de massa van de pyknometer vol vloeistof;
m_{p+s} = de massa van de pyknometer met enige vaste stof erin;
m_{p+s+v2} = de massa van de pyknometer plus stof s plus vloeistof.
De dichtheid van de vloeistof is nu te berekenen:

4.63 $$\rho_v = \frac{m_{v1}}{V_{v1}} = \frac{m_{p+v1} - m_p}{V_p}$$

Voor het berekenen van ρ_s moeten we m_s en V_s kennen; $m_s = m_{p+s} - m_p$; resteert V_s. Het volume van de vaste stof V_s is gelijk aan het volume van de verdrongen vloeistof: $V_s = V_{v1} - V_{v2}$. Het verschil tussen de totale massa's mèt en zonder vaste stof is gelijk aan de massa van de vaste stof minus de massa van de verdrongen vloeistof:

$$m_{p+s+v2} - m_{p+v1} = m_s - m_{v1-v2} = (m_{p+s} - m_p) - V_s \rho_v$$

of: $$V_s = \frac{m_{p+v1} + m_{p+s} - m_{p+s+v2} - m_p}{\rho_v}$$

Hiermee is V_s te berekenen omdat de massa's uit de wegingen volgen en ρ_v al via 4.63 bepaald is.
Samenvattend:

4.64 $$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} = \frac{(m_{p+s} - m_p)\,\rho_v}{m_p + v1 + m_{p+s} - m_{p+s+v2} - m_p} = \frac{m_s}{m_{v1} - m_{v2}}\,\rho_v$$

Anders gezegd: de dichtheden van de vaste stof en de vloeistof verhouden zich als de massa van de vaste stof en de massa van de verdrongen vloeistof.

4.65 *Tabel*

De dichtheid ρ van enige mineralen uit Nederlandse gronden. Bron: Handbook of Chemistry and Physics.

naam	samenstelling	ρ (kg/m³)
kwarts	SiO_2	2500-2800
kwarts (zuiver)	SiO_2	2650
calciet	$CaCO_3$	2600-2800
calciet (zuiver)	$CaCO_3$	2720
K-Na-veldspaat	$(K,Na)AlSi_3O_8$	2600-2800
dolomiet	$CaMg(CO_3)_2$	2800-2900
gips	$CaSO_4.2H_2O$	2320
ijzeroxyde	$Fe_2O_3.H_xO_y$	3300-5300
mica	$K(Si_3Al)Al_2O_{10}(OH)_2$	2800-3100
kleimineralen	$M_pSi_qAl_rO_sH_t$	2600-2900

Voor het bepalen van de dichtheid van zandkorrels kan water gebruikt worden. Grond met veel lutum en/of organische stof kan beter met een apolaire vloeistof worden gemeten, vermoedelijk omdat de geladen bodemcolloïden de dichtheid van het polaire water beïnvloeden (vergelijk vraag 4.68b).
De *dichtheid van sommige mineralen* kan nogal wat variatie vertonen door isomorfie en door het insluiten van lucht en/of water (voor het begrip isomorfie zie hoofdstuk 6). Tabel 4.65 geeft een orde van grootte voor een aantal mineralen. Hieruit blijkt, dat de dichtheid van veel mineralen tussen 2500 en 3000 kg/m³ ligt. Aangezien het grootste deel van de mineralen in de Nederlandse zand- en leemgronden uit kwarts bestaat, wordt als gemiddelde dichtheid van de minerale delen meestal de dichtheid van zuivere kwarts genomen (2650 kg/m³).

Voor kleigronden is ρ_m = 2650 kg/m³ misschien iets te laag. In statistisch onderzoek naar de dichtheid van kleimineralen in rivierklei is door Poelman (1975) een hogere dichtheid gevonden dan voor kwarts: 2880 tegenover 2650 kg/m³ (zie formule 4.46). Ook berekende waarden van de dichtheid van kleimineralen komen hoger uit, nl. op ca. 2870 kg/m³. Daar het onderzoek hiernaar nog niet is afgerond en deze hogere waarde in berekeningen op het geheel niet zoveel uitmaakt, zullen we in dit boek meestal uitgaan van ρ_m = 2650 kg/m³.

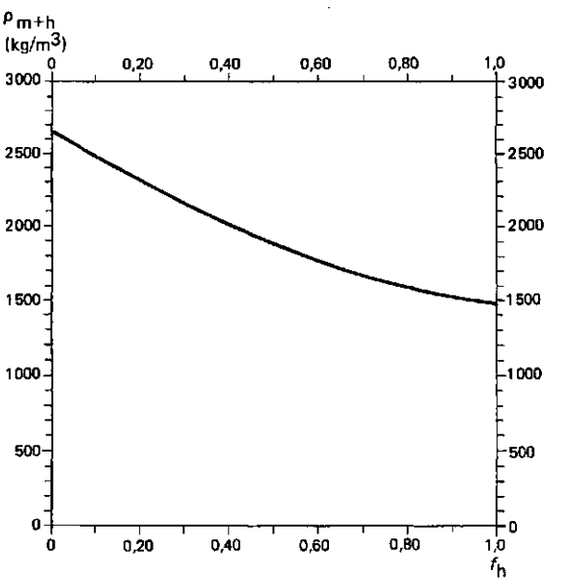
In tabel 4.66 zijn enige waarden gegeven van de *volumieke massa van organische stof* in veen. De humus in de bovengrond is weliswaar qua structuur en samenstelling verschillend van veen, maar de dichtheid wijkt niet veel af van de waarde die gemiddeld voor organische stof wordt aangenomen: ρ_h = 1470 kg/m³. Het in tabel 4.66 gebruikte symbool d_{mv} betekent: *diepte t.o.v. maaiveld.*

4.66 *Tabel*

De waarde van de dichtheid ρ_h van enige veensoorten in de Verenigde Staten. Naar Feustel & Byers, 1930. Geciteerd uit: Allison, 1973: 595.

d_{mv} (cm)	veensoort	ρ_h (kg/m³)
23- 30	veenmosveen	1557
91-122	veenmosveen	1525
305-335	veenmosveen (houtrijk)	1463
8- 23	heideveen	1433
10- 15	zeggeveen (grof)	1563
239-244	zeggeveen (grof)	1490
0- 15	broekveen	1513

De dichtheid van de vaste fase ρ_{m+h} is afhankelijk van het organische-stofgehalte van de grond (formule 4.45) en kan variëren van ca. 2650 kg/m³ tot ca. 1470 kg/m³ bij resp. 100% minerale delen en 100% organische stof (figuur 4.67).



4.67 *Figuur*

De volumieke massa van de vaste fase ρ_{m+h} in afhankelijkheid van de massafractie organische stof f_h, berekend met formule 4.45. ρ_m = 2650 kg/m³ en ρ_h = 1470 kg/m³.

4.68 *Vragen*

a. Wat is de dichtheid van de vaste fase, als de massafractie organische stof 0,07 bedraagt?

b. Een pyknometer met een volume van 50,013 cm³ heeft een massa van 30,5387 g. Het flesje wordt geheel gevuld met benzeen en heeft dan een massa van 74,5001 g. Na schoonmaken en drogen wordt een hoeveelheid kleimineralen (droog) in de pyknometer gedaan; het flesje met inhoud weegt 45,7415 g. Aangevuld met de vloeistof weegt het geheel 85,0008 g. Bereken de dichtheid van de kleimineralen.

4.4.2 Dichtheid van water

Voor de dichtheid van water ρ_w gaan we in dit boek uit van 1000 kg/m³. Deze grootheid variëert bij zoet water slechts weinig, wat we hier zullen toelichten.

Er zijn een aantal factoren die ρ_w kunnen beïnvloeden:

– *Druk.* Onder een zeer hoge druk kan de dichtheid van water veranderen; voor de veldbodemkunde is dat niet van belang.

– *Temperatuur.* Water heeft onder normale atmosferische omstandigheden zijn hoogste dichtheid bij 4 °C, nl. 1000 kg/m³. Water van 0 °C heeft een dichtheid van 999,84 kg/m³ en bij 20 °C van 998,20 kg/m³. Men maakt dus slechts een kleine fout door de temperatuurinvloed te verwaarlozen.

– *Zoutgehalte.* Als maat voor het totale zoutgehalte van het grondwater wordt vaak het chloridegehalte genomen, uitgedrukt als volumieke massa. Vrijwel overal in Nederland is het bovenste deel van het grondwater zoet, met een volumieke massa van chloride ${}^b\rho(Cl^-) = 0{,}0005\text{-}0{,}05$ kg/m³. De relatie tussen dichtheid en zoutgehalte is weergegeven in figuur 4.69. Uit de figuur is af te lezen, dat de dichtheid van zoet water ongeveer 1000 kg/m³ is. Voor brak water met ${}^b\rho(Cl^-) = 2\text{-}5$ kg/m³ is $\rho_w = 1002\text{-}1006$ kg/m³. Zeewater tenslotte heeft een dichtheid van ca. 1026 kg/m³.

Concluderend kunnen we zeggen dat het acceptabel is de invloeden van temperatuur en zoutgehalte op de dichtheid van zoet water te verwaarlozen, en de waarde $\rho_w = 1000$ kg/m³ te nemen.

4.4.3 Porositeit en dichtheid van de grond

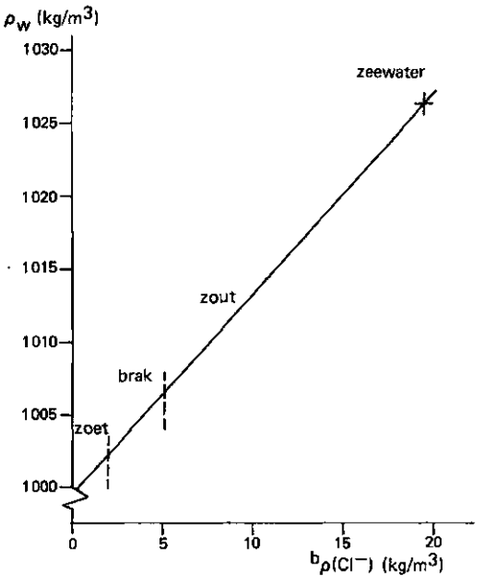
De dichtheid van stoofdroge grond ρ_d is de massa van bij 105 °C gedroogde grond, gedeeld door het volume van de grond bij bemonstering. Waarom meet men deze grootheid? Verschillen in dichtheid kunnen volgens formule 4.39 twee oorzaken hebben:

a. een verschil in volumieke massa van de vaste fase ρ_{m+h};

b. een verschil in volumefractie poriën φ_p.

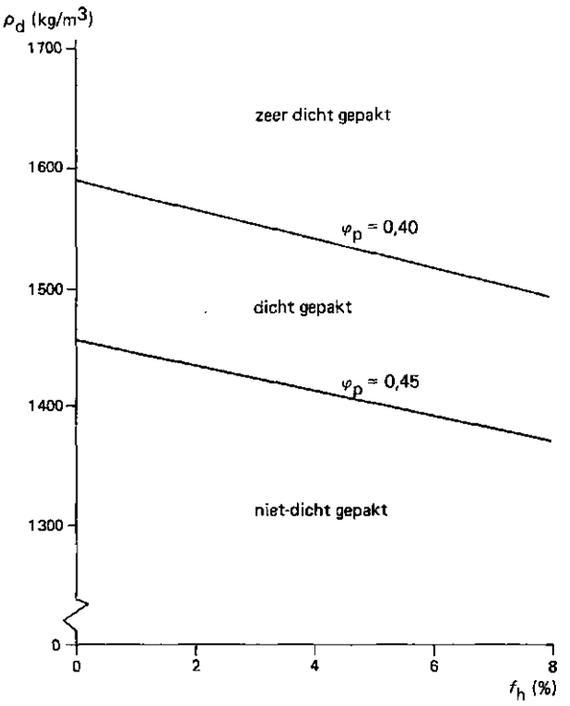
Indien ρ_{m+h} bekend is, is ρ_d dus een maat voor de porositeit, of algemener gesteld voor een aspect van de structuurtoestand van de grond. Van de bodemstructuur zijn een groot aantal eigenschappen van de grond afhankelijk, zoals de vochtkarakteristiek (§ 9.4), de doorlatendheid (§ 10.2), de luchthuishouding (hoofdstuk 12), de bewortelbaarheid (§ 17.5), enz. Ook voor grondmechanische eigenschappen is ρ_d een belangrijke parameter (zie hoofdstuk 20 en 21).

Een globale waardering van de dichtheid van stoofdroge grond is weergegeven in figuur 4.70. De grenzen in deze figuur mogen niet absoluut worden opgevat, ze geven een trend aan. Samenstelling en opbouw van de grond zijn namelijk zeer variabel. Zo kan bv. een zandgrond met $\varphi_p = 0{,}40$ voldoende doorlatend zijn voor lucht en water en goed doordringbaar voor plantenwortels, terwijl een kleilaag met $\varphi_p = 0{,}55$ toch de stroming van water ernstig kan belemmeren. In zand zijn de pakkingsporiën nl. vrij groot, en is het totale volume aan poriën vaak relatief klein. In klei is de porositeit meestal groot, maar de afzonderlijke poriën zijn klein, behalve scheuren en bioporiën; de doorlatendheid hangt dan ook af van de aanwezigheid van deze grote poriën (10.3.3). Kennis van de poriën*verdeling* is dus minstens zo belangrijk als die van poriënfractie en dichtheid.



4.69 *Figuur*

De relatie tussen de volumieke massa van chloride in water ${}^b\rho(Cl^-)$ en de dichtheid van water (= zoutoplossing) ρ_w bij 10 °C. Het kruisje geeft zeewater aan.



4.70 *Figuur*

Dichtheid van stoofdroge grond ρ_d in afhankelijkheid van het organische-stofgehalte f_h bij zeer dichte, dichte en niet-dichte pakking. Hoekstra & Poelman, 1982: 20.

De *bepaling* van ρ_d kan op de volgende manieren geschieden (Bruggenwert e.a., 1966: 43):

– *Met een ringmonster.* Doorgaans worden metalen ringen van 100 cm³ gebruikt (Kopeckyringen). De ring wordt met de scherpe rand in de grond geduwd tot deze gevuld is met grond. Dit moet voorzichtig gebeuren om een zo min mogelijk gestoord monster te krijgen. Nadat de buiten de ring stekende grond

is verwijderd, wordt de grond gedroogd en gewogen (proef 4.33).
– *Van een kluit.* De massa van de kluit wordt bepaald na drogen. Daarna wordt de kluit bedekt met een laagje paraffine, zodat onderdompeling mogelijk is zonder dat er water indringt. Het volume kan dan bepaald worden door meting van de opwaartse kracht, of via het principe van de pyknometer (formule 4.64).

We zullen nu enige voorbeelden geven van de *variatie in waarden van* ρ_d en φ_p. Eerst het verloop met de diepte in een enkeerdgrond (oude zandbouwlandgrond; tabel 4.71). Het valt op dat de minst dichte lagen niet aan het oppervlak, maar op een diepte van 50-100 cm voorkomen. De bovengrond is verdicht, terwijl er toch geen druk van bovenliggende lagen is. Hiermee wordt een algemeen voorkomend probleem van de huidige landbouw aangesneden: het verdichten van de bovengrond als gevolg van het berijden met zware werktuigen. In de hoofdstukken 14 en 21 zal dit nader worden besproken.

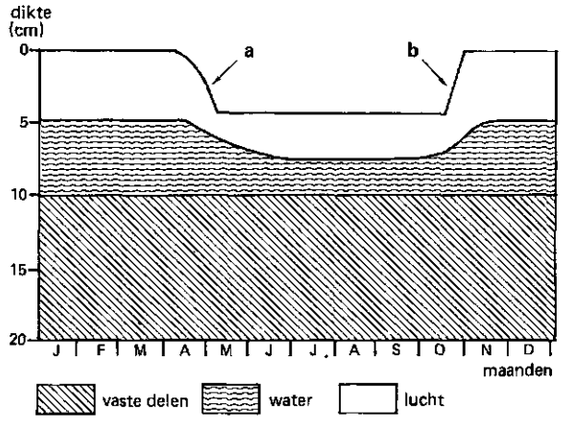
4.71 *Tabel*

Het verloop van de dichtheid ρ_d en de poriënfractie φ_p in een hoge bruine enkeerdgrond (bEZ23). Tevens zijn gegeven de massafracties organische stof f_h en leemdeel f_{L+S}. Bron: Grondmonsterarchief Stiboka.

horizont	d_{mv} (cm)	f_h (%)	f_{L+S} (%)	ρ_d (kg/m³)	φ_p (%)
A1anp	15- 20	4,1	22	1437	44
A1an2	35- 40	3,0	23	1483	43
A1an3	52- 57	3,3	23	1284	50
A1b	70- 75	3,4	23	1264	51
B2b	97-101	3,4	27	1290	50
BC	111-116	1,1	29	1503	43
C1	130-135	0,2	6	1629	39

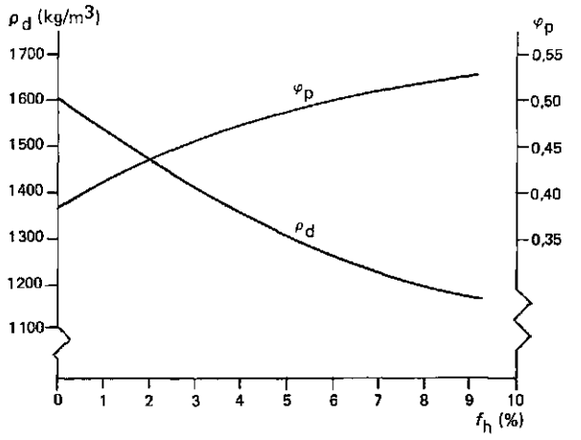
Om een idee te geven over de omvang van het effect van berijden en losmaken van de grond is in figuur 4.72 aangegeven hoe de dikte van de bouwvoor kan veranderen als gevolg van de seizoenswerkzaamheden. De dichtheid verandert omgekeerd evenredig met de dikte (formule 4.49).

In hoofdstuk 3 is het begrip bodemstructuur uiteengezet. Een bodem met een goed ontwikkelde, stabiele structuur zal doorgaans niet dicht gepakt zijn en een goede porositeit hebben. Factoren die bijdragen aan de structuurstabiliteit zullen vaak ook een positieve invloed hebben op de porositeit. In figuur 4.73 is een relatie van de dichtheid en de poriënfractie van zand met het gehalte aan organische stof weergegeven. Deze



4.72 *Figuur*

Het verloop van het areieke volume lucht, water en vaste delen van een bouwvoor gedurende het jaar.
a. Voorjaarsgrondbewerking, inzaaien, enz.;
b. ploegen. Naar Andersson & Håkansson, 1966: 191-228.

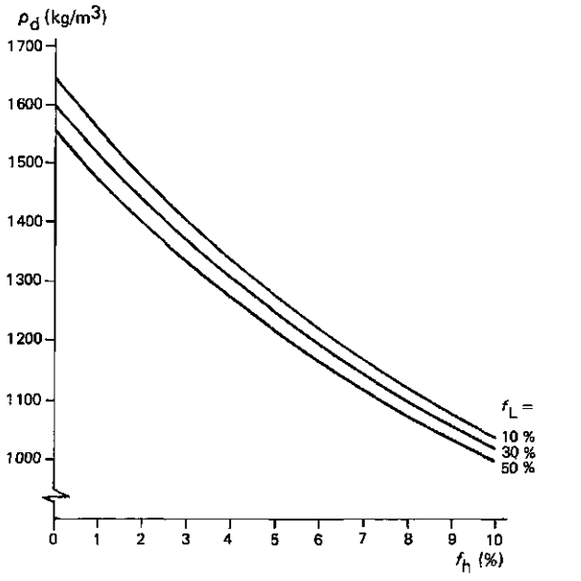


4.73 *Figuur*

Dichtheid ρ_d en porositeit φ_p in zand, in afhankelijkheid van het organische-stofgehalte f_h. Haans & Van der Sluijs, 1970: 114.

figuur berust op metingen in zand, die een flinke spreiding vertonen. Vooral bij $f_h < 5\%$ hebben natte zandgronden een hogere dichtheid dan droge (Hoekstra & Poelman, 1982: 11). In de figuur is te zien dat de dichtheid afneemt met toenemend organische-stofgehalte. Dit verband hebben we al in figuur 4.67 leren kennen. Maar het is hier niet alleen het gevolg van het kleiner worden van ρ_{m+h}; dit blijkt uit het toenemen van φ_p. Organische stof heeft dus een positieve invloed op de porositeit.

Lutum heeft eveneens een positieve invloed op de porositeit. Een gecombineerd effect van lutum en humus op de dichtheid is weergegeven in figuur 4.74. Deze gegevens zijn verkregen door statistische verwerking van ca. 480 analyseresultaten. Andere conclusies uit het onderzoek van Hoekstra en Poelman zijn:
– B-horizonten zijn statistisch gezien dichter dan A-horizonten;



4.74 *Figuur*

De volumieke massa van stoofdroge grond ρ_d in afhankelijkheid van de massafractie organische stof f_h en lutum f_{Ld} in zeekleibovengronden. Naar Hoekstra & Poelman, 1982: 42.

– in B3- en BC-horizonten van droge zandgronden leidt een hoger leemgehalte tot een lagere dichtheid en daarmee tot een diepere bewortelingsmogelijkheid dan in vergelijkbare ondergronden met een laag leemgehalte;
– natte gronden zijn gevoeliger voor de vorming van dichte ploegzolen dan droge;
– horizonten in humusarm zand met $\rho_d > 1600$ kg/m³ zijn meestal niet meer bewortelbaar.

Tenslotte geeft tabel 4.75 waarden van dichtheid en porositeit in enige Nederlandse gronden. Deze moeten niet beschouwd worden als normgetallen, maar als een vrij willekeurige keus uit een groot aantal gegevens. Opvallend zijn de lage waarden van de dichtheid van de veengrond. De reden is het bijzonder sterke waterbindend vermogen van veen; zo kan aan 1 kg droog veen tot 10 kg water geadsorbeerd zijn. In hoofdstuk 20 wordt dit uitgebreid behandeld. Ook lutum heeft een sterk waterbindend vermogen, zij het iets minder dan organische stof; voor ongerijpte klei vinden we bv. ρ_d = 750-900 kg/m³.

4.75 *Tabel*

Waarden van de volumieke massa van stoofdroge grond ρ_d en de volumefractie poriën φ_p in enige Nederlandse gronden. Ter vergelijking zijn gegeven de massafractie lutum f_{Lm} en organische stof f_h. Bron: Grondmonsterarchief Stiboka.

naam grond	horizont	d_{mv} (cm)	f_{Lm} (%)	f_h (%)	ρ_d (kg/m³)	φ_p (%)
leemarme haarpodzolgrond	A1	5-10		9,6	1307	48
	A2	18-23		1,6	1537	42
bergbrikgrond	A1p	10-15	13	1,7	1466	44
	B2t	37-42	19	0,1	1568	41
kalkrijke poldervaaggrond	A1p	15-20	10	2,3	1396	47
	C21g	30-35	10	0,8	1461	45
weideveengrond	A1	7-12	36	26	633	73
	A1b	22-27	43	50	262	87
	C	85-90	0	91	94	94
knippige poldervaaggrond	A1	4- 9	44	7,0	1085	58
	C11g	38-43	60	0,0	1299	51

4.76 *Vragen*

a. In hoeverre kan biologische activiteit invloed hebben op de dichtheid van de grond?
b. Lopen de lijnen in figuur 4.70, die de dichtheid aangeven bij een porositeit van 0,45 en 0,40 in principe recht en waarom?
c. Bespreek en verklaar het verloop van de dichtheid in de enkeerdgrond (tabel 4.71) in meer detail dan in de tekst gedaan is.
d. Bereken de massaverhouding water-vaste fase in de C-horizont van de weideveengrond (85-90 cm), als aangenomen mag worden dat de grond op het moment van monstername verzadigd was.

4.5 BEPALING VAN DE VOCHTIGHEID

Wanneer we een indruk willen krijgen van de vochtigheid van de grond, kunnen we op het oog en op het gevoel een schatting maken. Voor een enigszins betrouwbare schatting is ervaring vereist, aangezien de uiterlijke kenmerken bij een bepaald vochtgehalte variëren met o.a. het lutum- en humusgehalte (vergelijk proef 9.5). Voor een meer exacte bepaling van de vochtigheid zijn een aantal methoden ontwikkeld, waarvan we er in deze paragraaf enige gangbare bespreken.

4.5.1 Gravimetrisch/volumetrisch

Bij de gravimetrische bepalingen van de vochtigheid wordt de massa van de grondmonsters gemeten voor en na drogen gedurende 24 uur bij 105°C. De hoeveelheid water kan worden berekend door het verschil van de natte en de droge massa te nemen. De twee meest gebruikte grootheden voor de vochtigheid zijn: volumefractie water θ (4.16) en massaverhouding water-vaste fase w (4.25). Voor het bepalen van het watergetal w kan met losse monsters worden gewerkt, verzameld met boor of schop. Ze moeten wel luchtdicht vervoerd worden. Voor het berekenen van θ moet ook het volume bekend zijn: meestal worden ringmonsters gebruikt. De ring moet zo goed mogelijk worden gevuld en het monster zo min mogelijk vervormd. Deze methode is dus naast gravimetrisch ook volumetrisch.

De gravimetrische methoden zijn betrouwbaar en eenvoudig uit te voeren. Ze hebben als nadelen dat ze tijdrovend zijn en dat het verloop van de vochtigheid met de tijd niet aan hetzelfde monster gemeten kan worden. Deze nadelen worden ondervangen door nucleaire methoden.

4.77 *Vraag*

Van een grond wordt een ringmonster genomen (V_t = 100 cm³). De massa van de ring m_r = 112,0 g. De ring met veldvochtige grond wordt gewogen: m_{r+t} = 278,7 g. Na verzadigen is de massa m_{r+sat} = 300,7 g. Tenslotte wordt het monster 24 uur in de droogstoof gezet bij 105°C en nogmaals gewogen: m_{r+d} = 255,7 g. Bereken w, θ, φ_p, ρ_d en ρ_{m+h}.

4.5.2 Nucleair

Wanneer radioactieve straling door een kolom grond gestuurd wordt, zal de intensiteit van deze straling veranderen al naar gelang de aard van het materiaal. Op basis van dit principe zijn twee methoden ontwikkeld om met radioactieve straling het vochtgehalte van de grond te bepalen, nl. met neutronen- en gammastraling.

Voor het meten met *neutronenstraling* wordt een aluminium buis in de grond gebracht, waarin een neutronensonde op en neer bewogen kan worden tot op de gewenste diepte. De sonde bestaat uit een bron, meestal radium-beryllium, en een detector. De uitgestraalde neutronen zullen door botsing met andere deeltjes terugkomen met geringere snelheid. In het bijzonder de neutronen die met waterstofkernen zijn gebotst, zullen veel snelheid verloren hebben, aangezien de massa van een proton niet veel verschilt van die van een neutron. Deze 'langzame' neutronen worden door de detector opgevangen en als aantal impulsen per tijdseenheid geregistreerd. Hieruit is via een ijklijn de vochtigheid te bepalen. Zo kan een profiel doorgemeten worden met intervallen van 10 cm tot 1 à 2 m diepte.

Het apparaat bepaalt een *aantalsnelheid*. Deze grootheid heeft de dimensie *tijd*$^{-1}$. Meestal wordt als eenheid gebruikt: *tellingen per minuut* (Eng. *counts* per minute = c.p.m.). Voor het maken van de ijklijn worden waarden van de vochtigheid gravimetrisch/volumetrisch bepaald en uitgezet tegen de aantalsnelheid van de neutronen. De ijklijn moet het gehele traject van droog naar nat beslaan. Elke grondsoort heeft een specifieke ijklijn. Werken zonder ijklijn is niet mogelijk om de volgende redenen:
– Het is gebleken, dat de dichtheid vn de grond invloed heeft op de meting.
– De neutronensonde meet de waterstofconcentratie in de grond, dus niet alleen de in water gebonden waterstof, maar ook die in humus of kleideeltjes.
– Het met de sonde bemonsterde volume is niet constant. In een natte grond zullen de neutronen gemiddeld een kortere weg afleggen voordat ze botsen dan in een droge grond, zodat in het laatste geval een bol met een grotere straal doorgemeten wordt.

De bepaling met *gammastralen* is niet gebaseerd op het meten van de verstrooiing, maar van de verzwakking of verdunning van de straling. De radioactieve bron, ^{60}cobalt, en de detector zijn dan ook niet in één buis verenigd zoals bij de neutronensonde, maar worden op 30 à 40 cm van elkaar in de grond gebracht. Al het materiaal tussen bron en detector verzwakt de straling, zodat er een verband bestaat tussen de aantalsnelheid en de dichtheid van de grond. Daar de verdunnende wer-

king van minerale delen, water en organische stof niet gelijk is, wordt in feite een soort *effectieve dichtheid* gemeten. Als de dichtheden van de vaste stof bekend zijn, kan het aandeel van water in de effectieve dichtheid berekend worden, en daarmee de vochtigheid.

Voor de effectieve dichtheid blijkt te gelden:

4.78 $\rho_{eff} = 0{,}9\ {}^{b}\rho_m + 1{,}01\ {}^{b}\rho_h + {}^{b}\rho_w$ waarin

${}^{b}\rho_m$ = minerale dichtheid van de grond = massa van de minerale delen, gedeeld door het volume van de grond bij bemonstering = m_m/V_t;
${}^{b}\rho_h$ = organische-stofdichtheid van de grond = m_h/V_t;
${}^{b}\rho_w$ = waterdichtheid van de grond = m_w/V_t.

Voor het maken van een ijklijn moeten deze drie grootheden gemeten worden. Daarna kan elke aantalsnelheid vertaald worden in een waarde van ρ_{eff} en dus van ${}^{b}\rho_w$ (${}^{b}\rho_m$ en ${}^{b}\rho_h$ blijven constant). Tenslotte volgt θ uit ${}^{b}\rho_w = \theta\,\rho_w$ (vergelijk 4.43).

Een voordeel van de methode met gammastraling is, dat het gemeten volume niet varieert zoals bij de neutronenmethode. Het is mogelijk om lagen van 1 cm dikte te meten. De twee buizen moeten zo evenwijdig mogelijk in de grond staan; als ze toch een hoek met elkaar maken, wordt deze gemeten en wordt daarvoor een correctie toegepast.

De nucleaire bepalingen van de vochtigheid maken meting aan ongestoorde monsters mogelijk over lange tijd. Zo kan bv. de invloed van regen en verdamping op het vochtgehalte in het groeiseizoen worden nagegaan. De resultaten zijn vrij nauwkeurig.

Naast de genoemde methoden ter bepaling van het vochtgehalte zijn nog enkele andere in gebruik of ontwikkeling, waarbij gebruikt wordt gemaakt van de relatie vochtgehalte-warmtegeleiding en vochtgehalte-diëlektrische capaciteit. Momenteel (1984) is het belang hiervan nog niet groot.

4.80 *Repeteervragen*

a. Wat verstaan we onder fasenverdeling in de grond en waarom is deze van belang?
b. Noem de symbolen voor volumefractie (algemeen), vochtgehalte, massafractie, watergetal en volumieke massa.
c. Wat zijn de indexen (onderschriften) voor: minerale delen, organische stof, vaste fase, water, lucht, poriën, lutum, veldvochtige grond, stoofdroge grond en verzadigde grond?
d. Definiëer poriënfractie, waterdikte, massafractie organische stof, lutumgehalte van de minerale delen, watergetal, volumieke massa van water, dichtheid van stoofdroge grond.
e. Noem overeenkomst en verschil tussen de begrippen fractie en gehalte.
f. Welke regel geldt voor grootheden? Wanneer gebruiken we % wel en wanneer niet?
g. Wat is de wiskundige relatie tussen poriënfractie, dichtheid van stoofdroge grond en die van de vaste fase?
h. Hoe kunt u vochtgehalte en watergetal in elkaar omrekenen?
i. Als door berijden de dikte van een grondlaag verandert, welke grootheden veranderen er dan nog meer?
j. Welke formule geldt bij mengen van grond voor de massa's en massafracties van componenten en mengsel?
k. Hoe rekenen we het lutumgehalte van de minerale delen om in lutumgehalte van stoofdroge grond?
l. Welk instrument gebruiken we bij het bepalen van de dichtheid van een vaste stof? Wat is het principe van deze bepaling?
m. Waar is de dichtheid van de vaste fase van afhankelijk? Noem twee extreme waarden.
n. Welke waarde mogen we voor de dichtheid van water aanhouden?
o. Welke factoren kunnen de porositeit doen stijgen en dalen?
p. Hoe kunnen we de dichtheid van grond bepalen?
q. Bespreek kort enige methoden voor het bepalen van de vochtigheid van grond.

4.79 *Tabel*

Belangrijkste van de in dit hoofdstuk geïntroduceerde grootheden.

nummer formule	naam grootheid	symbool	geheugen-steun	SI-eenheid	andere literatuur (vaak verouderd) namen	symbolen
–	diepte ten opzichte van maaiveld	d_{mv}	maaiveld	m	diepte min maaiveld	
4.6	volume, inhoud	V	volume	m³		Q
t/m	dikte	d	dikte	m		
4.12	oppervlakte	A	areaal	m²		$F\,O$
4.3	massa	m	massa	kg		
4.64	massa van een vaste stof	m_s	solide	kg		
	volumefractie	φ	–	1	(volume)gehalte, volumepercentage	
4.15	volumefractie vaste fase	φ_{m+h}	min.+humus	1		f_s
4.16	volumefractie water, (volumetrisch) watergehalte, vochtgehalte	θ	–	1	volume % vocht	$\theta_v\ w_v\ f_1$
4.17	volumefractie lucht, luchtgehalte	φ_a	aëratie	1		$E_g\ \varepsilon_g$
4.18	poriënfractie, porositeit	φ_p	poriën	1	poriënvolume, poriëngehalte	$p\ n\ \varepsilon$ pv
4.20	waterdikte, areïek volume water in een laag	d_w	water	m	equivalent waterdikte	D_e
	massafractie	f	fractie	1		
4.21	massafractie organische stof, organische stofgehalte, (humusgehalte)	f_h	humus	1	humusgehalte, % humus	H
4.22	massafractie carbonaat, carbonaatgehalte, (koolzure-)kalkgehalte	f_c	carbonaat	1	kalkgehalte	
4.23	massafractie lutum of lutumgehalte van stoofdroge grond	f_{Ld}	lutum; droge grond	1	lutumgehalte, % lutum	L
4.24	massafractie lutum of lutumgehalte van de minerale delen	f_{Lm}	lutum; minerale delen	1	als boven; % lutumfractie	L
4.25	massaverhouding water-vaste fase, watergetal	w	water	1	gew. % vocht, A-cijfer	$A\ (=100\,w)\ V$
	volumieke massa, dichtheid	ρ	–	kg/m³		
4.26	volumieke massa van de minerale delen	ρ_m	mineraal	kg/m³	soort. gew. min. delen	$sg_M\ \gamma_m\ D_m$
4.27	volumieke massa van de organische stof	ρ_h	humus	kg/m³	soort. gew. org. stof	$sg_H\ \gamma_h$
4.28	volumieke massa van de vaste fase	ρ_{m+h}	min.+humus	kg/m³	soort. gew. v.d. grond	$sg\ \rho_s\ \gamma_k\ d$
4.29	volumieke massa van water	ρ_w	water	kg/m³	soortelijke massa water	γ_w
4.30	volumieke massa van veldvochtige grond	ρ_t	totaal	kg/m³	nat volumegewicht	$W_n\ G_n$
4.31	volumieke massa van stoofdroge grond	ρ_d	droog	kg/m³	(droog) volumegewicht	$\rho_b\ vg\ W_d$
4.32	volumieke massa van verzadigde grond	ρ_{sat}	saturated	kg/m³	verzadigd volumegewicht	W_v
4.78	minerale dichtheid van de grond	${}^{b}\rho_m$	bulk	kg/m³		
4.78	organische-stof dichtheid van de grond	${}^{b}\rho_h$	humus	kg/m³		
4.78	waterdichtheid van de grond	${}^{b}\rho_w$	water	kg/m³		

4.6 LITERATUUR

4.6.1 Geraadpleegde literatuur

Andersson, S. & I. Håkansson, 1966. Structure dynamics in the topsoil. Grundförbättring 19: 191–228.
Allison, F.E., 1973. Soil organic matter and its role in crop production, Elsevier, Amsterdam. 637 p.
Bolt, G.H., 1958. De bepaling van het vochtgehalte en het volumegewicht van de bodem met behulp van neutronen en gammastralen. Landbouwk. Tijdschr. 70: 282–286.
Bosscheart, J., 1979. Grootheid = getal × eenheid. Moderne ontwikkelingen op het gebied van symbolen en eenheden. Monografie, oorspronkelijk gepubliceerd in Polytechnisch Tijdschrift. Stam Tijdschriften, Rijswijk, 79 p.
Bruggenwert, M.G.M., A.R.P. Janse & F.F.R. Koenigs, 1966. Handleiding kandidaatspracticum Algemene bodemkunde. Landbouwhogeschool, Wageningen. 162 p.
Feustel, I.C. & H.G. Byers, 1930. U.S. Dep. Agr. Techn. Bull. 214: 1-26.
Haans, J.C.F.M. & P. van der Sluijs, 1970. Water- en luchthuishouding van de grond. In: Cursus Bodemkunde: 106–172. Min. Landb. en Visserij. Den Haag en Rijkslandbouwconsulentschap voor Bodem- en Bemestingsvraagstukken, Wageningen. Deel I, 297 p.
Hanks, R.J. & G.L. Ashcroft, 1980. Applied soil physics. Soil water and temperature applications. Springer Verlag, Berlin. 153 p.
Hellings, A.J. 1969. Methoden voor het bepalen van het tijdstip van beregening. Tuinbouwmed.32: 427–439.
Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic press, N. Y. 413 p.
Hoekstra, C. & J.N.B. Poelman, 1982. Dichtheid van grond gemeten aan de meest voorkomende bodemeenheden in Nederland. Rapport 1582. Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 47 p.
Nederlands Normalisatie-instituut, 1977. Het internationale stelsel van eenheden (SI). NEN 999. 35 p.
Poelman, J.N.B., 1975. Dichtheid van de vaste delen van rivierkleigronden. Boor en Spade 19: 32-39.
Schurer, K. & J.C. Rigg, 1980. Grootheden en eenheden in de landbouw en de biologie. Pudoc, Wageningen. 121 p.

4.6.2 Aanbevolen literatuur

Allerlei handboeken bodemkunde besteden aandacht aan de in dit hoofdstuk behandelde onderwerpen, zoals *Hillel,* 1980 en de in 9.5.2 genoemde *Baver, Gardner & Gardner,* 1972; *Koorevaar, Menelik & Dirksen,* 1983; *Rose,* 1966.
Meer specialistische literatuur:

Bell, J.P., 1976. Neutron probe practice. Report 19, Institute of Hydrology, Wallingford, 65 p. Hierbij hoort ook een anonieme publikatie van hetzelfde instituut: User's handbook for the Institute of Hydrology neutron probe system. Report 79, 1981, 30 p.
Bloemen, G.W., 1962. Enige ervaringen bij het meten van vochtgehalten met behulp van neutronen. Med. 30, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 19 p.
Glopper, R.J. de, 1973. Subsidence after drainage of the deposits in the former Zuiderzee and in the brackish and marine forelands in the Netherlands. Van Zee tot Land 50. Staatsuitg., 's-Gravenhage, 205 p. (36-39: over de volumieke massa van minerale delen en organische stof).
Wallenburg, C. van & J. de Buck, 1983. Het watergehalte van veen. Rapport 1785, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 31 p.

5

HOOFDSTUK 5: KORRELGROOTTE
door P. van der Sluijs en W.P. Locher

5.1 INLEIDING

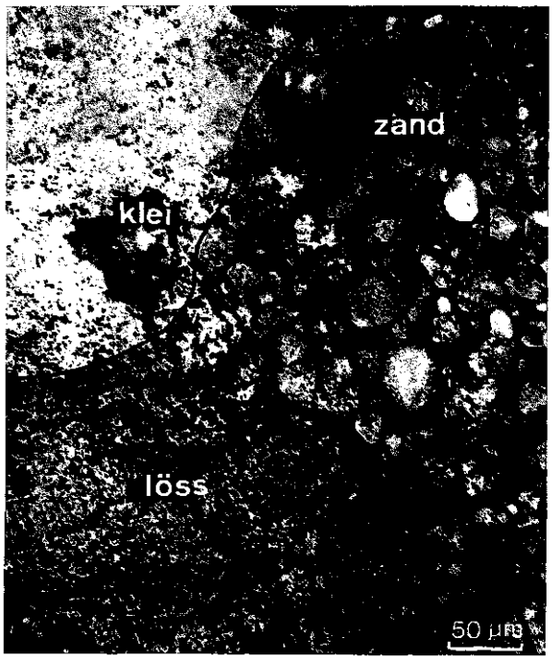
5.1.1 Proeven

Dit hoofdstuk gaat voornamelijk over indelingen en benamingen in verband met korrelgrootte. Vele eigenschappen van grond hangen met korrelgrootte samen. Voorbeelden daarvan staan in dit hoofdstuk en elders in het boek. Ter inleiding 4 proefjes, waarbij steeds drie humusarme grondmonsters gebruikt worden: een zand-, een löss- en een kleimonster, afkomstig uit resp. een zandgrond, een lössgrond en een kleigrond.

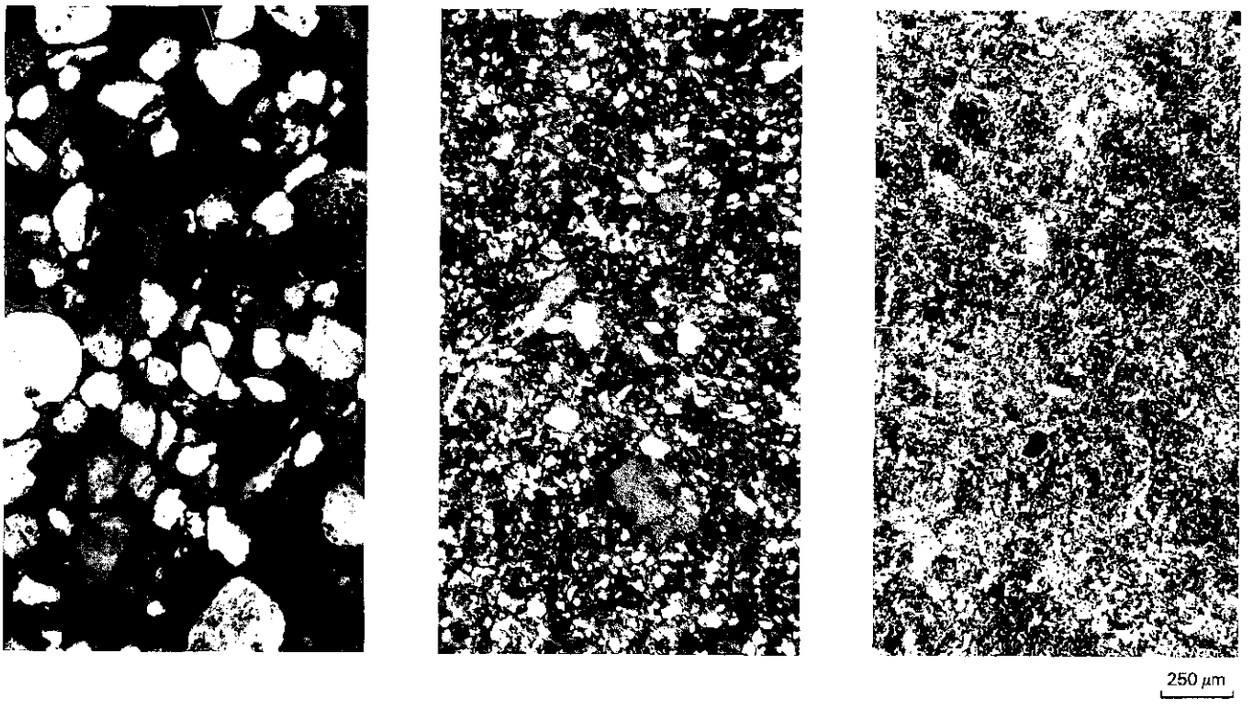
5.1 *Proeven*

a. Als we de monsters in droge toestand voelen is het resultaat bv. als volgt. Het zandmonster is los. De löss voelt stoffig aan; eventuele brokjes zijn gemakkelijk te verpulveren. De klei bestaat uit harde brokjes, die moeilijk te breken zijn.
Aparte korrels zijn alleen in het zand te voelen.
b. We voelen en kneden de monsters in vochtige toestand.
Van het zand is géén samenhangend balletje te maken, van de löss wel met enige moeite, maar met de klei gaat het gemakkelijk. Zowel de löss als de klei zijn goed versmeerbaar, maar het kleimonster plakt veel meer aan de vingers.
c. We maken eventuele brokjes fijn in een mortier en bekijken de monsters onder een sterke loupe, bv. een binoculair, alle drie in één gezichtsveld. Figuur 5.2 toont het resultaat. In het lössmonster zijn nu wel veel aparte korrels te zien, in de klei minder.
d. Vul drie reageerbuizen voor de helft met water en voeg met een trechter twee theelepeltjes toe van de bovengenoemde fijngemaakte grondmonsters, zodat de buizen voor 2/3 gevuld zijn. Na flink schudden met de vinger op de buis de monsters laten bezinken. Wat zijn de waarnemingen op verschillende tijdstippen na het wegzetten?
De proefresultaten zullen meestal lijken op de volgende beschrijving. Het zandmonster is snel bezonken en de vloeistof erboven is dan helder. Eventueel bestaat het bovenste deel uit een dun laagje materiaal waarin geen korrels te zien zijn, met eronder een dikke laag met zichtbare korrels. Het lössmonster bezinkt langzamer dan het zandmonster, maar de vloeistof is na een uur helder; in het bezinksel zijn hooguit onderin enige individuele korrels te onderscheiden. Bij het kleimonster moeten we ongeveer een etmaal wachten voor de vloeistof weer helder is, maar een deel van het monster is wèl snel op de bodem terecht gekomen.

Uit deze vier proeven zijn enige gevolgtrekkingen te maken.
1. Het zandmonster is grofkorreliger dan het lössmonster; de löss is weer grofkorreliger dan de klei. Figuur 5.3 toont dit duidelijker met microscoopbeelden; ook bij deze sterkere vergroting zijn de meeste korrels in de klei niet apart te zien.
2. Het kleimonster bevat bestanddelen die het monster in droge toestand sterk binden en die het in vochtige toestand een smerend en plakkerig karakter geven. Het lössmonster bevat deze deeltjes in mindere mate, het zand vrijwel niet.
3. Fijne deeltjes bezinken langzamer dan grovere.
4. Van het verschil in bezinksnelheid zouden we bij het kleimonster gebruik kunnen maken om delen te scheiden. Bij het zandmonster zal dit nauwelijks lukken.



5.2 *Figuur*
Beeld van losgemaakte monsters in de binoculaire loupe. Links klei, rechts zand en onder löss. Vergroting 20 x. Foto Stichting voor Bodemkartering.



5.3 *Figuur*
Microscoopfoto's van ongeroerde monsters uit een zand-, een löss- en een kleigrond (van links naar rechts). Vergroting 40x. Foto Stichting voor Bodemkartering.

Deze drie grondmonsters zijn expres gekozen als enigszins extreme voorbeelden. Eén soort deeltjes overheerst telkens in elk monster. We zouden kunnen zeggen, dat in zand het zanddeel de eigenschappen domineert, in löss het lössdeel belangrijk is en klei door het kleideel getypeerd wordt. Maar elk monster bevat ook deeltjes, die afwijken van de grootte die veel voorkomt. Bij een sterke vergroting (figuur 5.3) kunnen we dat beter zien dan bij een zwakke (figuur 5.2). Elk monster blijkt korrels van allerlei grootte te bevatten; de verhouding waarin ze voorkomen wisselt. Bovendien zijn sommige deeltjes zo klein dat we ze met de gewone microscoop nóg niet kunnen onderscheiden. Met een statistische term kunnen we zeggen dat in elk grondmonster de deeltjes een *spreiding in grootte* vertonen. De drie getoonde monsters hebben elk een vrij kleine spreiding in korrelgrootte. Dit komt vaak voor. Er zijn echter ook gronden, waarvan het materiaal een grote spreiding vertoont, bv. zavel, grindige leem, enz.

In de bodemkunde wordt 'met een kleine spreiding' ook wel 'goed gesorteerd' genoemd. Een goed gesorteerde winkelier verkoopt echter allerlei produkten. Gezien zijn verschillende betekenissen zullen we het woord 'sortering' vermijden.

5.4 *Vraag*
Kunt u voor elk monster in figuur 5.3 proberen aan te geven welk korrelgrootte-traject sterk vertegenwoordigd is? Met andere woorden: wat zoudt u willen verstaan onder resp. zanddeeltjes, lössdeeltjes en kleideeltjes? Geef de grootte aan in micrometer (1 μm = 10^{-6} m = 10^{-3} mm).

We hadden hierboven een aantal termen nodig, die we nog niet verklaarden, bv. zandgrond, zandmonster, zand, zanddeel, zanddeeltjes. In de literatuur wordt de afkorting 'zand' voor al deze begrippen gebruikt, wat verwarrend kan zijn (hetzelfde geldt voor 'leem', 'klei', enz.). Daarom lijkt het gewenst al voorin dit hoofdstuk aan te geven hoe wij dit soort termen gebruiken.

5.1.2 Begrippen als zanddeel, zandgehalte, zand en zandgrond

De begrippen worden ingeleid met proef- of situatiebeschrijvingen. De definities zijn in de geest van De Bakker en Schelling (1966: 51 e.v.), met wijzigingen in de naamgeving en de presentatie.

5.5. *Proef*
We geven een grondmonster een voorbehandeling waardoor het droog en los wordt. Dan plaatsen we een zeef met een maaswijdte van 2000 μm op een zeef met maaswijdte 50 μm en deze weer op een vangbak. We gooien het monster op de 2000 μm-zeef. Na enige tijd schudden valt er geen materiaal meer door de zeven. Het resultaat is bv.: er liggen een paar korrels op de 2000 μm-zeef, zeer veel materiaal is er op de 50 μm-zeef, en een beetje in de vangbak.

Het materiaal dat na het uitvoeren van proef 5.5 op de 2000 μm-zeef ligt noemen we grinddeel, dat op de 50 μm-zeef zanddeel en het materiaal in de vangbak leemdeel.
Het *zanddeel*, ook zandfractie genoemd, is de verzameling minerale deeltjes die zich in de korrelgrootteklasse 50-2000 μm bevinden. We kunnen ook zeggen: *zanddeeltjes* hebben een korrelgrootte tussen 50 en 2000 μm. Analoog is het *grinddeel* (de grindfractie) het materiaal > 2000 μm, en het *leemdeel* (de leemfractie) het materiaal < 50 μm.

De gangbare vakterm voor zanddeel is zandfractie.
Wij hebben om twee redenen ervoor gekozen om ook een gewoner Nederlands woord te gebruiken:
a. De term fractie heeft allerlei nuances waardoor studenten vaak niet begrijpen wat er precies mee bedoeld wordt. Fractie betekent bv. zowel abstract korrelgroottetraject als de concrete deeltjes in zo'n traject. Het woord wordt soms misverstaan als 'grootte' in plaats van begrepen als 'deel'.
b. Fractie heeft ook een andere betekenis (zie kader 4.19), nl. gehalte, deel per geheel; het maatgetal ligt tussen 0 en 1. We zullen proberen om fractie zo veel

mogelijk alleen in deze betekenis te gebruiken, dwz. als grootheid.
Maar in citaten is het woord fractie in plaats van deel niet te vermijden, omdat alle instanties er gebruik van maken in hun korrelgrootteindelingen.

Het in proef 5.5 beschreven resultaat leidt gemakkelijk tot de conclusie, dat het gebruikte grondmonster 'zand' is. Het bestaat immers hoofdzakelijk uit zanddeeltjes. Het gehalte aan grind- en leemdeeltjes is klein. Tot welk leemgehalte blijven we een grondmonster zand noemen? We noemen een grondmonster *zand*, als het zandgehalte groter is dan het leemgehalte (tevens lutumgehalte $<8\%$).
Wat verstaan we onder zandgehalte, lutumgehalte, enz.?
Het zandgehalte van de minerale delen f_{Zm} is de massa van de zanddeeltjes (deeltjes in de grootteklasse 50-2000 µm), gedeeld door de massa van de minerale deeltjes zonder kalk in de klasse 0-2000 µm:

5.6 $$f_{Zm} = \frac{m_Z}{m_L + m_S + m_Z}$$

Verklaring van de indexen:
Z = zanddeel (50-2000 µm)
S = siltdeel (2-50 µm)
L = lutumdeel (0-2 µm)
m = minerale delen (hier zonder carbonaat).

Het leemgehalte van de minerale delen $f_{L+S,m}$ is de massa van de leemdeeltjes (deeltjes in de korrelgrootteklasse 0-50 µm), gedeeld door de massa van de minerale deeltjes zonder kalk in de klasse 0-2000 µm:

5.7 $$f_{L+S,m} = \frac{m_L + m_S}{m_L + m_S + m_Z}$$

Het siltgehalte van de minerale delen f_{Sm} is de massa van de siltdeeltjes (deeltjes in de korrelgrootteklasse 2-50 µm), gedeeld door de massa van de minerale deeltjes 0-2000 µm zonder kalk:

5.8 $$f_{Sm} = \frac{m_S}{m_L + m_S + m_Z}$$

Het lutumgehalte van de minerale delen f_{Lm} is de massa van de lutumdeeltjes (deeltjes in de korrelgrootteklasse 0-2 µm), gedeeld door de massa van de minerale deeltjes zonder kalk in de klasse 0-2000 µm:

5.9 $$f_{Lm} = \frac{m_L}{m_L + m_S + m_Z}$$

Deze vier grootheden zijn massafracties. In de naam is 'gehalte' gebruikt om elke verwarring met het begrip korrelgrootte-fractie uit te sluiten (kader 4.19).
Rest de term zandgrond. Als we een schep zand in een zak doen, zullen we niet spreken van een zak met zandgrond. Het is een zak zand of een *zandmonster*. De term *zandgrond* wordt gereserveerd voor een situatie in het veld, waarbij tussen 0 en 80 cm diepte meer dan de helft van de lagen uit zand bestaat. 'Grond' is hier synoniem met 'bodemprofiel'.
Samenvattend en vereenvoudigd:
– een zandgrond bestaat voor meer dan de helft van de diepte uit zand;
– zand bestaat voor meer dan de helft van de massa uit zanddeel (of: zand heeft een zandgehalte > 50%);
– het zanddeel is de verzameling zanddeeltjes;
– zanddeeltjes zijn korrels met een grootte tussen 50 en 2000 µm.

Het gebruik van 'zand' als afkorting voor zandgrond, zanddeel of zanddeeltjes raden we sterk af.
Analoge beschouwingen zijn te houden over 'grind', 'leem', 'klei', enz.; terloops komt dit nog wel aan de orde.

5.10 *Vraag*
Verander de volgende tekst zodanig, dat de vaktermen conform bovenstaande regels worden.
'Op de Veluwe treffen we grotendeels zand aan. Hier en daar vindt zandwinning plaats. Wil het zand geschikt zijn voor wegenbouw, dan mag er niet veel leem inzitten. Het grind in het zand kan uitgezeefd worden en voor het maken van beton worden gebruikt. Als metselzand zijn de grovere zandfracties geschikt. Het voorkomen van lagen met oude kleigrond kan de verdere exploitatie van een zandgroeve verhinderen.'

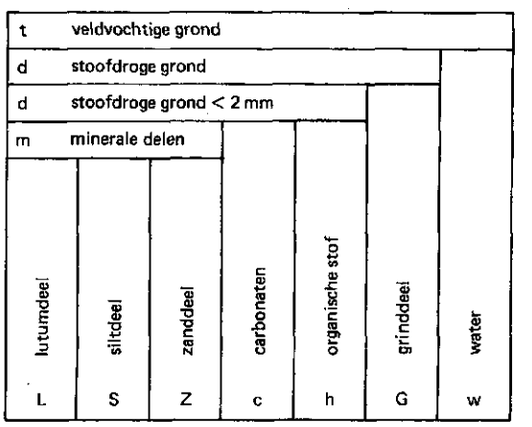
Dit hoofdstuk gaat van 'deel' naar 'geheel'. Eerst gaan we in op de delen: welke korrelgrootteklassen worden door diverse instanties onderscheiden? Welke eigenschappen hebben de korrelgroottedelen? Daarna kijken we hoe de gehaltes aan die delen bepaald kunnen worden, wat tot de zogenaamde korrelgrootteverdeling leidt. Dan naar het geheel: welke namen krijgen grondsoorten naar korrelgrootteverdeling en welke eigenschappen hebben die gehelen (grondsoorten) door de samenstellende delen?

5.2 KLASSEN EN NAMEN VOOR KORREL-GROOTTEDELEN

5.2.1 Bestanddelen van grond

In figuur 4.4 gaven we reeds een schema voor bestanddelen van grond. Voor het onderwerp korrelgrootte hebben we dit schema in uitgebreide en iets gewijzigde vorm nodig (figuur 5.11). Het schema weerspiegelt een werkwijze op het laboratorium, waar voor korrelgroottebepalingen achtereenvolgens water, grinddeel, organische stof en kalk uit de grond verwijderd worden. De letters geven de indexen aan, die we bij grootheden vermelden als ze op het bestanddeel betrekking hebben. Zanddeel en siltdeel zullen we in dit hoofdstuk nog gaan onderverdelen, zonder daarvoor extra letters in te voeren.

In het schema van figuur 5.11 zitten enige terminologische moeilijkheden, doordat er zowel naar grootte als naar samenstelling onderscheid wordt gemaakt. Zo kan het grinddeel enige organische stof en/of kalk bevatten. Bij een term als minerale delen zou je verwachten, dat het grinddeel en de kalk daarbij horen, maar dat is in dit schema niet zo. Omdat het grindgehalte van verreweg de meeste Nederlandse gronden zeer laag is, is het niet nodig ter wille van de fysi-



5.11 *Figuur*
Namen en symbolen voor bestanddelen van grond, uitgewerkt voor beschouwingen over korrelgrootte. De symbolen worden als indexen bij grootheden gebruikt.

sche zuiverheid de namen van de bestanddelen en de indexen ingewikkeld te maken. We volstaan ermee te attenderen op de kleine verschillen tussen de figuren 4.4 en 5.11 (tabel 5.12). Welke betekenis bedoeld wordt, zal meestal uit het tekstverband kunnen blijken. Zo niet, dan zullen we er expliciet op wijzen. De term 'stoofdroge grond < 2 mm' heet elders: 'grond', 'droge grond' of 'fijnaarde'.

5.12 *Tabel*

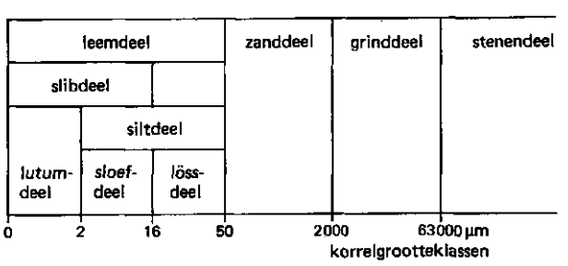
Verschillen in betekenis van namen voor bestanddelen van grond.

in figuur 4.4 voor grond als driefasig systeem geldt:	in figuur 5.11 voor indeling naar korrelgrootte geldt:
vaste fase, minerale delen, organische stof en water bevatten geen lucht	alle bestanddelen behalve water bevatten lucht
minerale delen bevatten ook carbonaten en grinddeel	minerale delen bevatten geen carbonaten noch grinddeel

5.2.2 Benaming in dit boek

Uit het vervolg zal blijken dat officiële normalisering van korrelgrootteklassen niet bestaat. Daarom moesten we een keuze doen, welke naamgeving door ons gevolgd wordt. Omdat dit boek uitmondt in een beschrijving van Nederlandse gronden, en de Stichting voor Bodemkartering te Wageningen (= Stiboka) de opdracht uitvoert deze gronden in kaart te brengen, richten we ons vooral naar de Stiboka-indeling (De Bakker en Schelling, 1966), met een verandering en enige aanvullingen. De verandering betreft onze voorkeur voor het woord deel in plaats van fractie. De aanvullingen zijn o.a. gebaseerd op de indeling van de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders (Zuur, 1947): sloefdeel; en op die van de Rijks Geologische Dienst (1977): stenendeel. Figuur 5.13 geeft de namen van de korrelgroottedelen die we in dit boek hanteren, met vermelding van de korrelgrootteklassen.

De ondergrens van de zandklasse is door de Stiboka bij 50 µm gelegd sinds de opname van de bodemkaart van Nederland op schaal 1:200000 (1952-1954). Dit in navolging van buitenlandse bodemkundige instanties. Daarbij week men af van het ook thans (1985) nog geldende normaalblad N209 uit 1939, waarin de deeltjes tussen 16 en 2000 µm zanddeeltjes (zandfractie) genoemd worden. De grens 16 µm wordt bv. door de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders aangehouden. De Rijks Geologische Dienst heeft lange tijd 50 µm als ondergrens gebruikt, maar is in 1977 overgegaan op 63 µm. Klassegrenzen zijn veranderlijk. Ze kunnen variëren van instantie tot instantie, en binnen een Dienst in de loop der tijd. Uitvoeriger informatie hierover staat in 5.2.3, 5.2.4 en tabel 5.19.



5.13 *Figuur*

In dit boek gebruikte namen voor korrelgroottedelen. In plaats van 'deel' mag ook 'fractie' gelezen worden.

5.14 *Kader*

ZAND IN DE WEGENBOUW

Voor de wegenbouw worden door Rijkswaterstaat eisen gesteld aan de bouwstoffen. De volgende tabel geeft enige van deze eisen voor zand ten aanzien van gehaltes aan deeltjes in enige korrelgrootteklassen.

Eisen van Rijkswaterstaat voor twee soorten zand in de wegenbouw. Naar *Rijkswaterstaat,1978: 15.*

	toegestaan massagehalte f_d (%) aan deeltjes tussen			org.stof
	0-2	0-20	0-63 µm	
zand voor aanvulling of ophoging	≦ 8 *		< 50 *	< 15
zand voor zandbed			≦ 15	≦ 3
idem		≦ 3 mits	10-15	

* % van stoofdroge grond (inclusief grinddeel)

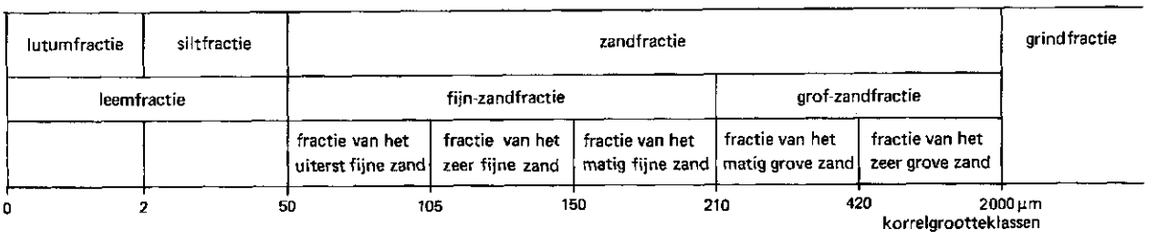
Materiaal voor aanvulling of ophoging wordt gebruikt op een diepte van meer dan 1,0 m beneden het toekomstig oppervlak van het wegdek. Dit materiaal mag na aanbrengen niet te veel nazakken en het moet goed berijdbaar zijn. De gestelde eisen komen erop neer dat het zand moet zijn en geen zavel, klei of venig materiaal.

Materiaal voor het zandbed wordt gebruikt ondieper dan 1,0 m beneden het toekomstig oppervlak van het wegdek. Dit zand mag niet teveel vocht kunnen vasthouden, omdat anders gevaar bestaat voor opvriezen van de weg. Het gehalte aan fijne minerale deeltjes en organische stof moet daarom vrij gering zijn; de eisen zijn veel strenger dan voor het dieper te verwerken zand.

De tabel laat zien dat het gehalte aan deeltjes tussen 0 en 63 µm een belangrijke rol speelt bij de geschiktheidsbeoordeling van zand voor wegenbouw.

5.2.3 Het lot van een korrelgroottegrens

We zagen al dat de Stichting voor Bodemkartering, die werd opgericht in 1945, vrij gauw (1952) ging afwijken van de ondergrens 16 µm voor de zanddeeltjes, die het normaalblad voorschrijft. Bij het ontwerpen van het bodemclassificatiesysteem in de zestiger jaren, dat als basis ging dienen voor de legenda van de bodemkaart van Nederland op schaal 1:50000, handhaafde de Stiboka de belangrijkste grenzen 2 en 50 µm. Wel werden namen van grondsoorten gewijzigd (De Bakker en Schelling 1966); zandige klei ging bv. zavel heten. Inmiddels had de Rijks Geologische Dienst (RGD) zich aangepast aan de Stiboka, en wel aan de *oude* Stiboka-indeling van de 1:200000 bodemkaart. Ook bij de RGD was de ondergrens van de zanddeeltjes daarmee 50 µm geworden. De benamingen van de grondsoorten bij de RGD gingen echter vanaf 1966 afwijken van die van de Stiboka, omdat de RGD met de oude Stiboka-indeling bleef werken. In het midden van de jaren zeventig maakte de Rijks Geologische Dienst een eind aan deze ongewenste situatie (Ruegg e.a., 1974 en RGD, 1977), door samen met het Studie Centrum Wegenbouw (Wiegers, 1975) te komen tot een nieuwe classificatie naar korrelgrootte, die erg veel lijkt op die van de Stiboka (De Bakker en Schelling, 1966). Beide classificaties zullen we nog behandelen. Hier gaat het ons alleen om het merkwaardige feit, dat de RGD vrijwel alle namen van de grondsoorten overnam van de Stiboka, maar de basis van de indeling wijzigde door de ondergrens van het zanddeel te verleggen van 50 naar 63 µm. De indelingen lijken gelijk maar zijn het niet helemaal. Deze gang van zaken is te betreuren, hoewel niet bekend is hoeveel het in de praktijk uitmaakt. Wellicht zou het beter geweest zijn als zowel de Stiboka als de RGD zich hadden aangepast aan Rijkswaterstaat, die vóór 1978 de ondergrens 75 µm gebruikte (Rijkswaterstaat, 1969: 9). De grens 75 µm is waarschijnlijk ontstaan uit praktijkervaring in de civieltechniek. Korrels > ca. 75 µm gedragen zich als zandkorrels, dwz. ze kunnen een stevig bouwsel vormen met voldoend grote holtes ertussen zodat lucht en water er met merkbare snelheid doorheen kunnen stromen. Korrels < ca. 75 µm kunnen zich in zand als vulmiddel gedragen; ze verstoppen gemakkelijk de holtes tussen de grotere korrels, waardoor lucht- en waterdoorlatendheid klein worden, en de grond veel water kan vasthouden (zie ook kader 5.14). Helaas is er weinig onderzoek naar gedaan of deze redenering juist is.

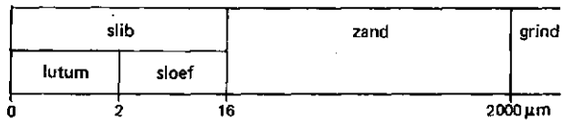


5.15 *Figuur*
Korrelgrootteklassen en fractienamen van de Stichting voor Bodemkartering. De Bakker & Schelling, 1966: 51 e.v.

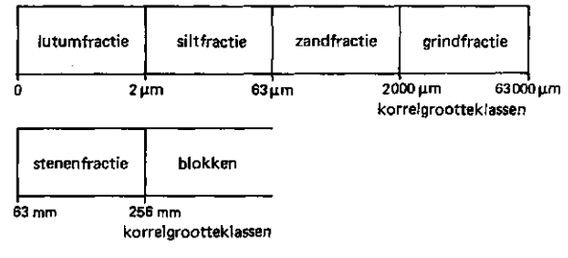
5.2.4 Verscheidenheid in korrelgroottegrenzen

Deze subparagraaf bestaat hoofdzakelijk uit enige figuren, die aangeven welke klassegrenzen voor korrelgroottedelen worden aangehouden door diverse instanties. Voor drie instanties geven we ook de namen erbij.
De samenvattende term leemfractie wordt door Stiboka (figuur 5.15) alleen gebruikt bij relatief lutumarme grondmonsters. Van de onderverdeling van de zandfractie volgens de Stiboka zullen we in dit boek wel de klassegrenzen gebruiken, maar niet de namen.
Bij de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders (figuur 5.16) worden meestal afkortingen als fractienamen gebruikt (wat wij afraden, zie 5.1.2).

De RGD heeft een onderverdeling van de deeltjes > 2000 µm (figuur 5.17).



5.16 *Figuur*
Korrelgrootteklassen en fractienamen van de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders. Zuur, 1947.



5.17 *Figuur*
Korrelgrootteklassen en fractienamen van de Rijks Geologische Dienst. RGD, 1977.

5.18 *Vraag*
Kunt u in tabelvorm enige belangrijke verschillen en overeenkomsten opschrijven tussen de fractie-indelingen van de Stiboka, de RIJP en de RGD?

Dat er nog veel meer verscheidenheid in korrelgroottegrenzen is dan hierboven genoemd werd, toont het overzicht in tabel 5.19. Het lijkt een chaos, maar er zit toch enige lijn in. De bodemkundige instanties hebben zich altijd vrij sterk gericht naar het normaalblad uit 1939 (met de zandfractiegrens als uitzondering). De RGD heeft daarmee niet zo grote verschillen (behalve de 63 µm). De grondmechanische en civieltechnische sector wijken nog steeds flink af van de bodemkundige. In de zandklasse zijn deze verschillen niet zo belangrijk, als men de zeven alleen gebruikt om een sommatiecurve te verkrijgen en de naamgeving baseert op de curve (zie figuur 5.39).

5.3 EIGENSCHAPPEN VAN HET ZAND-, SILT- EN LUTUMDEEL.

In deze paragraaf gaat het om de eigenschappen van de korrelgroottedelen afzonderlijk. In de natuur komen de delen in zuivere vorm niet voor (zand komt er soms dichtbij met een zeer hoog zandgehalte), en dat geeft de beschouwingen iets kunstmatigs. Nú is nodig een enigszins gegeneraliseerd verhaal, waarin de typerende eigenschappen nadruk krijgen. In de laatste paragraaf van dit hoofdstuk worden de eigenschappen van grond als geheel behandeld, voor zover ze afhangen van de verhouding tussen zand-, silt- en lutumdeeltjes.
Dan is een meer genuanceerde benadering mogelijk.

5.3.1. Zanddeel

5.20 *Proef*
Met de deeltjes tussen 50 en 2000 µm, die in proef 5.5 verkregen werden, kunnen we enige proefjes doen. We gieten de zanddeeltjes bv. met een trechter in een rechte glazen buis met een diameter van 1 cm, van onderen afgesloten met een stukje katoen en een elastiekje. Daarna wordt de buis voorzichtig op de tafel getikt. Blijft het oppervlak zakken? Probeer nu een houten schijfje dat ongeveer de buisdiameter heeft in het zandige materiaal te duwen met de achterkant van een potlood (onderkant van de buis op de tafel houden). Kunnen we daarna de zanddeeltjes nog uit de buis gieten? Vervolgens schenken we water in de buis, meten de dikte van de waterlaag bovenop het grondmateriaal en noteren hoeveel tijd het uitlekken kost. Deze uitlektijd kunnen we met de afvoer van een zware regenbui vergelijken.

5.21 *Vraag*
Kunt u meer proeven bedenken om eigenschappen van het zanddeel te testen?

Resultaten van bovenstaande en andere proeven vormen de basis voor de volgende beschouwing (zie ook de figuren 5.2 en 5.3).
Zanddeeltjes hebben de volgende kenmerken:
a. een grootte tussen 50 en 2000 µm;
b. een vorm die meestal min of meer isodiametrisch is, dwz. van gelijke afmeting in verschillende richtingen;
c. een chemische samenstelling die zeer vaak SiO_2 is (Nederlandse zanden hebben een hoog kwartsgehalte);
d. een elektrische lading van ongeveer nul.
Door kenmerk b is de stapeling van zanddeeltjes enigszins te vergelijken met die van knikkers. De raakpunten hebben een zeer kleine oppervlakte. Iedere korrel is ingebed tussen buurkorrels. Tussen de korrels blijven grillige, doorlopende ruimtes over. Door kenmerk a leidt dit in het algemeen tot een vrij goede doorlatendheid voor water en lucht (als de zandkorrels niet

5.19 *Tabel*

Grenzen van korrelgrootteklassen tussen 0 en 2000 µm, van 1939-1978 volgens diverse instanties. De grenzen op grond van bezinktijd zijn aangegeven met een. De overige grenzen berusten op de maaswijdte van draadzeven. Verklaring van de afkortingen en literatuurverwijzingen onder de tabel.*

1939		1960	1966		1974	1974	1974		1976	1978
N209 N210	RIJP	Stib Nebo	Stib SbcN	BGG UGO	RGD uitg	RGD stan	Beton	Ker ind	LGM	RWS
	*2	*2	*2	*2	*2	*2		*2	*2	
				*4						
									*6	
				*8						
								*10		
*16	*16	(16)		*16						
								*20	*20	20
*23										
				*25						
34										
				35						
										45
50	50	50	50	50						
					53	53				
									60	
					63	63		63		63
75	75			75	75	75				
					90					90
105	105		105	105						
					106	106				
					125		125			125
150	150		150	150	150	150				
					180					180
			200						200	
210	210		210	210						
					212	212				
					250		250	250		250
300	300			300	300	300				
					355					355
420	420		420	420						
					425	425				
					500		500			500
600	600			600	600	600			600	
					710					710
850	850			850	850	850				
1000					1000		1000			1000
					1190	1190				
				1200						
1400					1400					1400
					1680	1680				
				1700						
2000	2000	2000	2000		2000	2000	2000		2000	2000

Verklaring bij tabel 5.19:

N209+N210 = Normaalbladen 'Indeeling en benaming van grondmonsters' (Hoofdcommissie, 1939)

RIJP = Rijksdienst voor IJsselmeerpolders (Zuur, 1947)

Stib Nebo = Stichting voor Bodemkartering, Bodemkaart van Nederland op schaal 1:200000 (Stiboka, 1965)

Stib SbcN = Stichting voor Bodemkartering, Systeem van bodemclassificatie voor Nederland (De Bakker & Schelling, 1966)

BGG UGO = Bedrijfslaboratorium voor Grond- en Gewasonderzoek, Uitvoerig granulair onderzoek (zie 5.4.3 voor de grens 1700 µm)

RGD uitg = Rijks Geologische Dienst, uitgebreid onderzoek (Ruegg e.a., 1974; de maaswijdten komen overeen met die uit normaalblad NEN 2560)

RGD stand = Rijks Geologische Dienst, standaardonderzoek (Ruegg e.a., 1974: 29)

Beton = Voorschriften Beton, normaalblad NEN 3861 (Ned. Norm. Inst., 1974)

Ker ind = Grofkeramische industrie, o.a. baksteen (L.L. van Breukelen e.a., z.j.: 304)

LGM = Laboratorium voor Grondmechanica (Visser, 1976)

RWS = Rijkswaterstaat, 1978 (komt overeen met de maaswijdten uit aanbeveling R565 van de ISO = International Organization for Standardization)

In tabel 5.19 lopen enigszins door elkaar: indelingen, zoals van de Stiboka, en gebruikte zeefgrenzen, zoals van het Bedrijfslaboratorium, dat niet meer doet dan zich aanpassen bij wat de klant vraagt. Waar men vooral op letten moet, zijn verschillen, zoals bij de term *leemgehalte*. Meestal wordt dan het gehalte aan deeltjes < 50 of 63 µm bedoeld. De steenfabrikanten hebben het dan echter over het gehalte aan deeltjes < 10 µm.

te fijn zijn). Vooral dichtbij de raakpunten kunnen de korrels wat water vasthouden door capillaire werking. Zonder aanwezigheid van andere stoffen is er geen merkbare aantrekking tussen de zanddeeltjes door de kleine raakvlakken. Het materiaal is los, gemakkelijk op te scheppen. Bij aandrukken blijkt er al snel geen vormverandering meer mogelijk te zijn. De zanddeeltjes worden dan tegen elkaar geduwd en vormen een soort skelet.

Voor plantevoeding heeft het zanddeel weinig betekenis, omdat kwarts (kenmerk c) bij verwering geen voedingsstoffen levert. Het gehalte aan mineralen die wel voedingsstoffen bevatten is in Nederlandse omstandigheden laag, en de verwering van de relatief grote zanddeeltjes verloopt langzaam.

Doordat zanddeeltjes elektrisch vrijwel neutraal zijn (kenmerk d), kunnen ze geen kationen of anionen binden.

5.3.2 Siltdeel

Een monster van louter siltdeeltjes is moeilijk te verkrijgen. Bij het zeven van grond kan men weliswaar leemdeeltjes verzamelen in de vangbak (proef 5.5), maar uit het leemdeel moeten dan nog de lutumdeeltjes verwijderd worden, wat alleen door uitwassen kan. Maar als het lutumgehalte van het zand erg laag is, zullen de eigenschappen van het leemdeel bijna geheel door het siltdeel bepaald worden. Proeven met materiaal uit de leemvangbak tonen aan dat leemdeel water goed vasthoudt maar niet zo snel doorlaat.

Siltdeeltjes hebben de volgende kenmerken:

a. een grootte tussen 2 en 50 µm;

b. een overwegend isodiametrische vorm (figuur 5.3); plaatvormige deeltjes komen ook wel voor, vooral in het sloefdeel;

c. een chemische samenstelling die vaak SiO_2 is; in het sloefdeel zitten iets meer kleimineralen en ijzeroxyden dan in het lössdeel;

d. een elektrische lading van ongeveer nul; in het sloefdeel komen ook wel negatief geladen deeltjes voor.

Het verschil tussen zand- en siltdeel is vooral de grootte; verder verandert de chemische samenstelling een beetje bij het kleiner worden van de siltdeeltjes. De chemische eigenschappen van het siltdeel wijken hierdoor wel iets, maar niet zo veel af van die van het zanddeel. In de fysische eigenschappen is er wel een groot verschil, doordat de deeltjes en de poriën ertussen veel kleiner zijn dan bij het zanddeel. Het overgrote deel van de poriën heeft een capillaire werking. Siltdeel kan water hoog en vrij snel opzuigen boven een waterspiegel en omgekeerd veel water vasthouden dat van bovenaf het materiaal indringt (vergelijk regen). De doorlatendheid is kleiner dan die van het zanddeel; in de nauwe poriën is de weerstand voor water vrij groot.

5.3.3 Lutumdeel

Zuiver lutumdeel is te verkrijgen via bezinken en afschenken (5.4.4). In vochtige toestand voelt het boterachtig aan. Na uitdrogen zien we dat het materiaal gescheurd is.

Lutumdeeltjes hebben de volgende kenmerken:

a. een grootte tussen 0 en 2 µm;

b. in grote meerderheid een plaatvorm;

c. een chemische samenstelling van aluminium- en magnesiumsilicaten (kleimineralen); het kwartsgehalte is laag;

d. een negatief ladingsoverschot bij de meeste deeltjes.

Hierdoor heeft het lutumdeel de volgende eigenschappen (voor een uitvoerige behandeling, zie hoofdstuk 6):

– Adsorptievermogen voor kationen. Zo kunnen bv. de plantevoedende K^+- en NH_4^+-ionen behoed worden voor uitspoeling naar het grondwater, evenals zware-metaalionen.

– Kittend vermogen. De kleiplaatjes kunnen elkaar sterk aantrekken bij een laag vochtgehalte.
– Vervormbaarheid. In natte toestand glijden de fijne deeltjes gemakkelijk over elkaar heen.
– Zwel- en krimpvermogen. Hierdoor kunnen bij uitdrogen scheuren ontstaan, die bij bevochtiging weer dichtzwellen.
– Vochtbindend vermogen. Lutumdeeltjes houden veel vocht vast, maar een deel daarvan is niet beschikbaar voor de plant omdat het te sterk gebonden is.
– Chemische vruchtbaarheid. Door hun kleinheid, hun enorm grote soortelijke oppervlakte en hun chemische samenstelling leveren lutumdeeltjes een grote bijdrage aan de natuurlijke chemische vruchtbaarheid van grond.

5.22 *Vraag*
Kunt u enige eigenschappen voorspellen van een mengsel met
f_{Zm} = 55%, f_{Sm} = 30% en f_{Lm} = 15%?

5.4 BEPALING VAN DE KORRELGROOTTEVERDELING

5.4.1 Korrelgrootteverdeling = textuur

Onder de korrelgrootteverdeling van een grondmonster verstaan we de verhouding van de massa's van de diverse korrelgroottedelen (zie bv. tabel 5.44). Een synoniem van korrelgrootteverdeling is textuur, een vakterm die door bodemkundigen over de gehele wereld wordt gebruikt, hoewel hij taalkundig onduidelijk is (lett. weefsel) en geologen er iets anders onder verstaan dan korrelgrootteverdeling alleen (nl. ook structuur). In dit boek hanteren we beide termen, met een lichte voorkeur voor korrelgrootteverdeling, ook al is textuur een korter woord. Termen als mechanische of granulaire samenstelling en korrelgroottesamenstelling raden we af. De term korrelgrootteverdeling geeft aan waar het over gaat, namelijk een verdeling van de massa's per korrelgrootteklasse over de totale massa.

5.4.2 Voorbehandeling

De voorbehandeling dient om het grinddeel te verwijderen en om alle deeltjes van elkaar los te maken. Bij de voorbehandeling is er onderscheid tussen losse monsters en kittende monsters waarin deeltjes aan elkaar plakken door humus, lutumdeeltjes of ijzerverbindingen. Bij de losse monsters (sommige zanden) kan na drogen direct gezeefd worden. Bij de kittende monsters moeten eerst bestanddelen verwijderd worden.

Bij de losse monsters wordt eerst het grinddeel afgezeefd. Na wegen van de stoofdroge grond < 2 mm is verder zeven mogelijk. Is het leemgehalte laag, dan kan alles droog gebeuren. Bij een hoog leemgehalte moeten de deeltjes kleiner dan 50 µm nat afgezeefd worden; het zanddeel kan na drogen verder bewerkt worden.
Bevat het monster kittende bestanddelen, dan moet de grond soms eerst in vochtige toestand in kleine brokjes gebroken worden. Daarna kan er worden gemalen, waarbij de deeltjes < 2 mm niet verbrijzeld mogen worden. Malen is nodig bij een hoog lutumgehalte. Daarna wordt het grinddeel afgezeefd. Bij niet gemalen monsters worden eventuele kluitjes door de 2 mm-zeef gedrukt. Hierna worden de kittende bestanddelen verwijderd.
Organische stof wordt geoxydeerd met een waterstofperoxyde-oplossing en kalk wordt ontleed met een zoutzuuroplossing. Als er lutumdeel van betekenis in het monster zit, wordt er gekookt met een stof die de onderlinge afstoting van de fijne deeltjes bevordert, zoals natrium-pyrosfaat ($Na_4P_2O_7$). Voor monsters met veel ijzer is een behandeling met Na-dithioniet-citraat-bicarbonaat noodzakelijk.

5.4.3 Zeefmethode

Zie ook proef 5.5. Voor het uitzeven van grondmonsters gebruikt men zeven met verschillende maaswijdte, die boven op elkaar gezet worden. Men gooit het monster op de bovenste zeef en plaatst het stel op een schudmachine. Na een kwartier regelmatig trillen wordt het stel zeven gedemonteerd.
Elke zeef wordt boven een trechter omgekeerd en uitgeklopt, waarna de korrelgroottedelen gewogen worden.

5.23 *Vragen*
Van een monster werd 40,00 g stoofdroge grond < 2 mm afgewogen. f_c = 0. De organische stof werd verwijderd en na drogen bleek er over te zijn: 35,67 g. Vervolgens werd een zeefproef uitgevoerd. De gemeten massa's staan in de tabel:

klasse (µm)	0-50	50-105	105-150	150-210	210-420	420-2000
massa (g)	0,59	2,21	6,02	14,71	9,10	3,09

a. Hoe zou het verschil tussen de beginmassa 35,67 g en de som van de teruggevonden massa's ontstaan kunnen zijn?
b. Bereken de massafractie organische stof f_{hd}.
c. Bereken de korrelgrootteverdeling in % van de minerale delen (zonder kalk) en geef deze weer als staafgrafiek.
d. Bereken de korrelgrootteverdeling in % van stoofdroge grond < 2 mm.
e. Probeer te bedenken waarom water en grinddeeltjes bij het berekenen van de korrelgrootteverdeling buiten beschouwing worden gelaten.

Er zijn draadzeven en plaatzeven. *Draadzeven* hebben min of meer vierkante openingen tussen gevlochten draden. De lengte van de zijde van het vierkant wordt *maaswijdte* genoemd. De openingen hebben door het vlechtwerk golvende randen en variëren enigszins in grootte. Het nameten van de (gemiddelde) maaswijdte onder het microscoop is hierdoor lastig. Controle van de maaswijdte kan het beste gebeuren door het zeven met standaardmonsters.
Plaatzeven bestaan uit een plaat met ronde of vierkante gaten. Tot en met 2400 µm worden tegenwoordig meestal draadzeven gebruikt, maar op het Bedrijfslaboratorium wordt grond < 2000 µm verkregen door het zeven over een plaatzeef met ronde gaten met een diameter van 2000 µm (mond. med. 1982). Volgens Hooghoudt (1945: 765) is uit niet gepubliceerd onderzoek van Hissink resp. Hardon gebleken, dat een plaatzeef evenveel doorlaat als een draadzeef met een ca. 0,85 maal zo kleine opening. Als dit onderzoekresultaat algemeen geldig zou zijn, dan zou de grens tussen zanddeel en grinddeel volgens het Bedrijfslaboratorium liggen bij 0,85 x 2000 µm = 1700 µm, uitgaande van draadzeven. We zien hier dat we moeten opletten hoe korrelgroottegrenzen geïnterpreteerd moeten worden.
Uit het onderzoek van Hooghoudt blijkt dat ijking van zeven beslist noodzakelijk is. Hij kon verschillen tussen draad- en plaatzeven niet alleen verklaren uit een vormeffect, omdat er ook verschillen bleven bestaan bij het zeven van zuiver bolvormige korrels. Het *vormeffect* houdt in dat sommige vrij platte korrels wel door een draadzeef met vierkante openingen kunnen vallen, nl. diagonaal door de opening, terwijl ze niet door een ronde opening heen kunnen met een diameter gelijk aan de maaswijdte.

5.4.4 Bepaling van de fijnste delen met de pipetmethode

Het Bedrijfslaboratorium voor Grond- en Gewasonderzoek doet sinds 1927 zeer veel grondonderzoek voor boeren en tuinders, hoofdzakelijk om hun bemestingsadviezen te kunnen geven. Dit onderzoek omvat vooral scheikundige bepalingen, maar voor de interpretatie ervan is het nodig iets van de korrelgrootteverdeling in het monster te weten. Figuur 5.24 toont een deel van een verslagformulier van zo'n onderzoek; het gaat ons om de term afslibbaar.

Met *'afslibbaar'* worden de deeltjes in de korrelgrootteklasse 0-16 µm aangeduid. Vanwaar deze naam?
Dit hangt samen met de bepalingsmethode. De kleinste maaswijdte waar nog mee te werken valt, ligt in de buurt van 35 µm. Wil men deeltjes van fijnere korrelgrootte scheiden, dan is een andere methode dan zeven nodig. Vroeger deed men dit door die deeltjes met stromend water uit het monster te wassen: 'afslibben'. Door de lage bezinksnelheid van de fijne deeltjes blijven ze gemakkelijk boven in de suspensie en kunnen ze worden afgeschonken (gedecanteerd). Thans gebruikt het Bedrijfslaboratorium al lang de pipetmethode (Robinson, 1922), die we hieronder bespreken. De verouderde term afslibbaar is echter blijven bestaan. Andere instanties gebruiken de benaming slib(fractie) voor het deel < 16 µm. Bij het inde-

BEDRIJFSLABORATORIUM VOOR GROND- EN GEWASONDERZOEK

Postbus 115 6860 AC OOSTERBEEK Tel. 085-341841

228.122.8 03

J BOUWBOER D.D. 21-09-84

DE VOREN 3

1984 HG DOKKUM

VERSLAG VAN GRONDONDERZOEK OP BOUWLAND

GEGEVENS

Grondsoort	Bemonsterde laag	Datum monstername
KLEI (CODE 20)	0 -25 CM	03-09-84

PER HA. Het advies is geldig tot en met 1988

+ Gerst 30 kg fosfaat extra. Voeg...

	Org. stof (humus)	Afslib-baar	pH-KCl	Koolzure kalk	Mg-MgO-NaCl	B-	FOSFAAT P_2O_5	KALI K_2O
ANALYSERESULTAAT	1,9	30	6,4	0,2				VOLDOENDE
STREEFGETAL (z.o.z.)			6,8				25	

Organische stof, afslibbaar en koolzure kalk in % van de droge grond (* opgegeven gehalte).
Magnesia, bortum en koper in mg/kg droge grond. Kali in mg/100 g droge grond en fosfaat in mg/l.

Onderzoek wordt verricht en adviezen worden uitgebracht alleen op voorwaarde dat de aanvrager afstand doet van ieder recht op aansprakelijkstelling.

5.24 *Figuur*

Enige analyseresultaten van grondonderzoek ten behoeve van het geven van een bemestingsadvies, uitgevoerd door het Bedrijfslaboratorium te Oosterbeek. Kalk, organische stof en afslibbaar zijn opgegeven in % van luchtdroge grond < 2 mm.

len van grondsoorten wordt het slibgehalte nauwelijks meer gebruikt (zie 5.5.1).

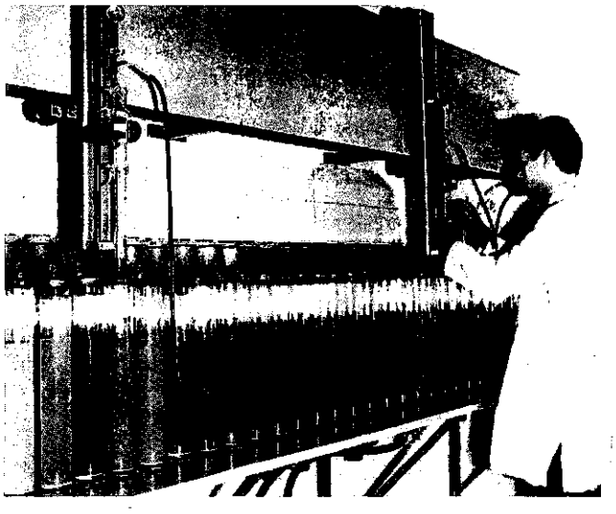
De in 5.4.2 besproken voorbehandeling moet volledig uitgevoerd worden als men de fijnste delen wil bepalen. Daarna zijn er twee mogelijkheden:

a. het leemdeel wordt in een cylinderglas gedaan en met water tot 1 l aangevuld; het zanddeel kan eventueel gedroogd worden en door zeven onderverdeeld;

b. het gehele monster wordt in het cylinderglas gedaan en tot 1 l aangevuld.

Beide methoden worden in Nederland gebruikt.

De inhoud van de cylinder wordt vervolgens goed geschud en daarna met rust gelaten, zodat de deeltjes kunnen bezinken. De omgeving moet trillingsvrij zijn en een constante temperatuur hebben (zie beneden). Na zekere tijd zijn alle deeltjes met korrelgrootte $> y$ een bepaalde diepte gepasseerd. Met een pipet wordt op die diepte een monster opgezogen met alleen deeltjes $< y$ erin (figuur 5.25). Na drogen en wegen van dit monster kan het gehalte aan deeltjes $< y$ worden berekend. De pipettering kan na enige tijd herhaald worden: er wordt dan een steeds fijner deel bepaald. De tijd kunnen we zodanig kiezen, dat y = 16 of 10 of 2 µm (vaak gebruikte klassegrenzen), maar allerlei andere waarden zijn ook mogelijk. Omdat de gehaltes via monsterneming met een pipet bepaald worden, spreekt men van *pipetmethode*.



5.25 *Figuur*

Proefneming bij de pipetmethode. Foto Bedrijfslaboratorium voor Grond- en Gewasonderzoek te Oosterbeek.

De pipetmethode berust op de wet van Stokes, die o.a. stelt dat de valsnelheid evenredig is met het kwadraat van de diameter van het deeltje.
De *wet van Stokes* luidt:

5.26 $$v = \frac{d^2 g}{18\eta}(\rho_k - \rho_v)$$

Voor de afleiding zie b.v. Hillel, 1980: 63. Verklaring van de symbolen:

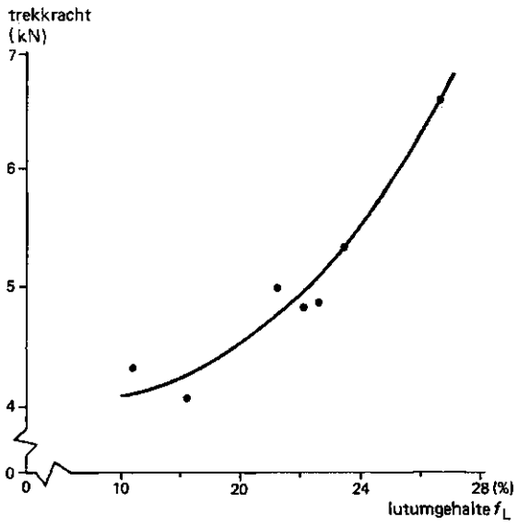
grootheid	symbool	eenheid
valsnelheid	v	m/s
diameter bolvormig deeltje	d	m
zwaarteveldsterkte	g	N/kg (of m/s²)
viscositeit vloeistof	η	Pa·s
dichtheid deeltje (korrel)	ρ_k	kg/m³
dichtheid vloeistof	ρ_v	kg/m³

Omdat ρ_v en η van de temperatuur afhangen, zal v iets variëren met de temperatuur. Daarom moet de temperatuur tijdens het bezinken constant blijven.
De opstelling moet trillingsvrij zijn, opdat er geen wervelingen ontstaan.
Bij het toepassen van de wet van Stokes op deze proefomstandigheden zijn andere vooronderstellingen:
a. De deeltjes zijn voldoende groot om niet te worden beïnvloed door de warmtebeweging van de vloeistofmoleculen.
b. De deeltjes zijn stijf, bolvormig en glad.
c. Alle deeltjes hebben dezelfde dichtheid.
d. De suspensie is voldoende verdund, zodat de deeltjes onafhankelijk van elkaar kunnen vallen.
Vooral aan punt b is bij gronddeeltjes niet voldaan: verreweg de meeste deeltjes in de klasse 0-2 µm zijn bv. niet bolvormig maar plaatvormig. Daarom zegt men wel, dat bij deze bepaling geen echte diameter, maar een *equivalent-diameter* wordt gemeten. Gezien alle vooronderstellingen mogen, strikt genomen, korrelgrootteverdelingen alleen vergeleken worden als ze op dezelfde manier bepaald zijn.

Het gehalte aan deeltjes in de suspensie is ook te meten met de *areometerproef* (= *hydrometermethode*). Daarbij wordt met een dompelaar de dichtheid van de suspensie bepaald. De stijghoogte van de dompelaar is namelijk afhankelijk van de opwaartse kracht, die weer afhankelijk is van de dichtheid van de suspensie. De dompelaar wordt in Nederland o.a. in onderzoek voor de wegenbouw toegepast (Rijkswaterstaat, 1978: 65).

5.27 *Vragen*

a. Is er één algemene definitie te geven voor de grootte van een gronddeeltje?
b. Bereken met behulp van de wet van Stokes de tijd, die bolvormige deeltjes met de navolgende korrelgroottes nodig hebben om een afstand van 10 cm af te leggen in water van 20°C: a. d = 2 µm; b. 16 µm; c. 50 µm; d. 105 µm; e. 150 µm.
Neem g = 9,8 m/s²; $\eta = 10^{-3}$ Pa.s; ρ_k = 2650 kg/m³; ρ_v = 1000 kg/m³.



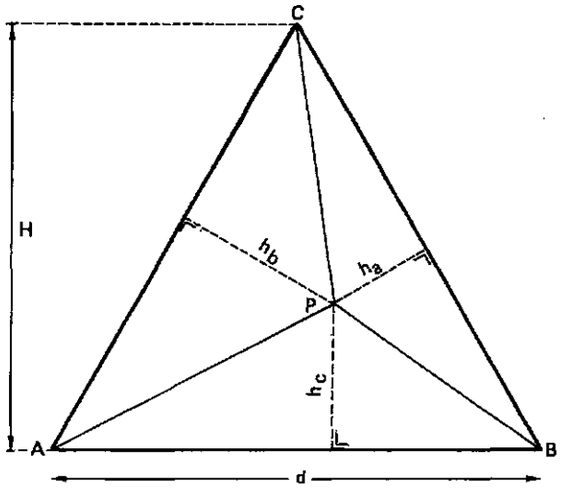
5.29 *Figuur*

Verband tussen het lutumgehalte ('zwaarte') van de bouwvoor en de voor ploegen benodigde trekkracht bij ongeveer eenzelfde vochtgehalte. Naar Haines & Keen, 1925: 401.

5.30 *Kader*

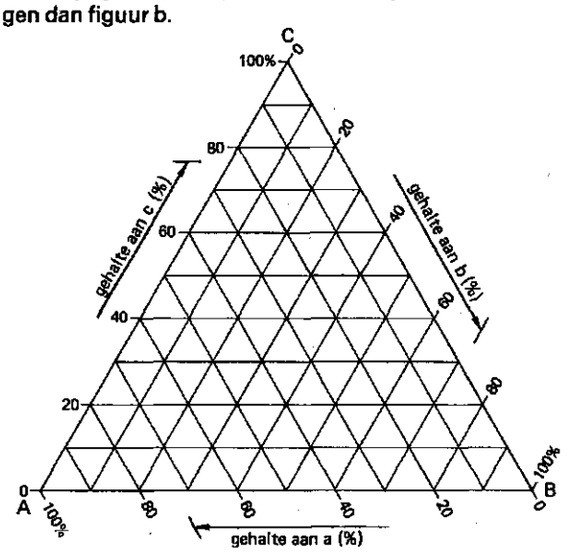
VERKLARING VAN DRIEHOEKSGRAFIEKEN

Als een indeling berust op drie variabelen die samen 100% zijn, kan voor de grafische weergave een gelijkzijdige driehoek gebruikt worden. De driehoeksgrafiek berust op het volgende meetkundig principe. Als we uit een willekeurig punt P in een gelijkzijdige driehoek drie hoogtelijnen neerlaten op de zijden, dan is hun som gelijk aan de hoogte van de driehoek. Dit is als volgt te bewijzen (zie figuur a).



a. De som van de hoogtelijnen uit P is gelijk aan de hoogte van de driehoek.

De oppervlakte van driehoek ABC = de som van de oppervlaktes van de driehoeken APB, BPC en CPA of $\frac{1}{2}dH = \frac{1}{2}dh_a + \frac{1}{2}dh_b + \frac{1}{2}dh_c$ of $H = h_a + h_b + h_c$ (1)
Wat houdt dit voor het gebruik in de bodemkunde in?
Elk grondmonster kan in zo'n driehoek voorgesteld worden door één punt. De lengtes van de hoogtelijnen uit dat punt komen overeen met de gehaltes aan de delen a, b en c, waarvan de som 100% is.
Formule 1 kunnen we bv. vertalen als:
minerale delen (zonder kalk) = zanddeel + siltdeel + lutumdeel of $f_{Zm} + f_{Sm} + f_{Lm}$ = 100%
In dit geval stelt punt C een monster voor met f_{Lm} = 100%.
De lijn AB staat voor de monsters met f_{Lm} = 0.
Voor het aflezen van de driehoek is het handig om lijnen evenwijdig aan elke zijde te trekken, bij elke 10%. We krijgen dan figuur b.



b. De driehoeksgrafiek in zijn algemene vorm.

Om duidelijk aan te geven waar de getallen bij horen, steken de lijnen in figuur b uit en staan de getallen er dwars op. De dwarsstreepjes bij de
pijlen geven de richting van de lijnen aan waarop de betreffende grootheid een gelijke waarde heeft.

5.5 TEXTUURINDELING VAN DE STICHTING VOOR BODEMKARTERING

5.5.1 Inleiding: zwaarte van grond

Als u in bv. het rivierkleigebied met een boer zou spreken over zijn grond, dan is het mogelijk dat hij u vertelt: 'Hier bij de boerderij is het lichte grond, maar achter in het veld heb ik een stuk, dat is zo zwaar dat ik er geen aardappelen op kan verbouwen'. De termen licht en zwaar slaan in dit geval niet op de massa van de grond, maar betekenen *licht bewerkbaar* en *zwaar bewerkbaar*. Waarop deze eigenschap berust, is aannemelijk te maken met tabel 5.28.

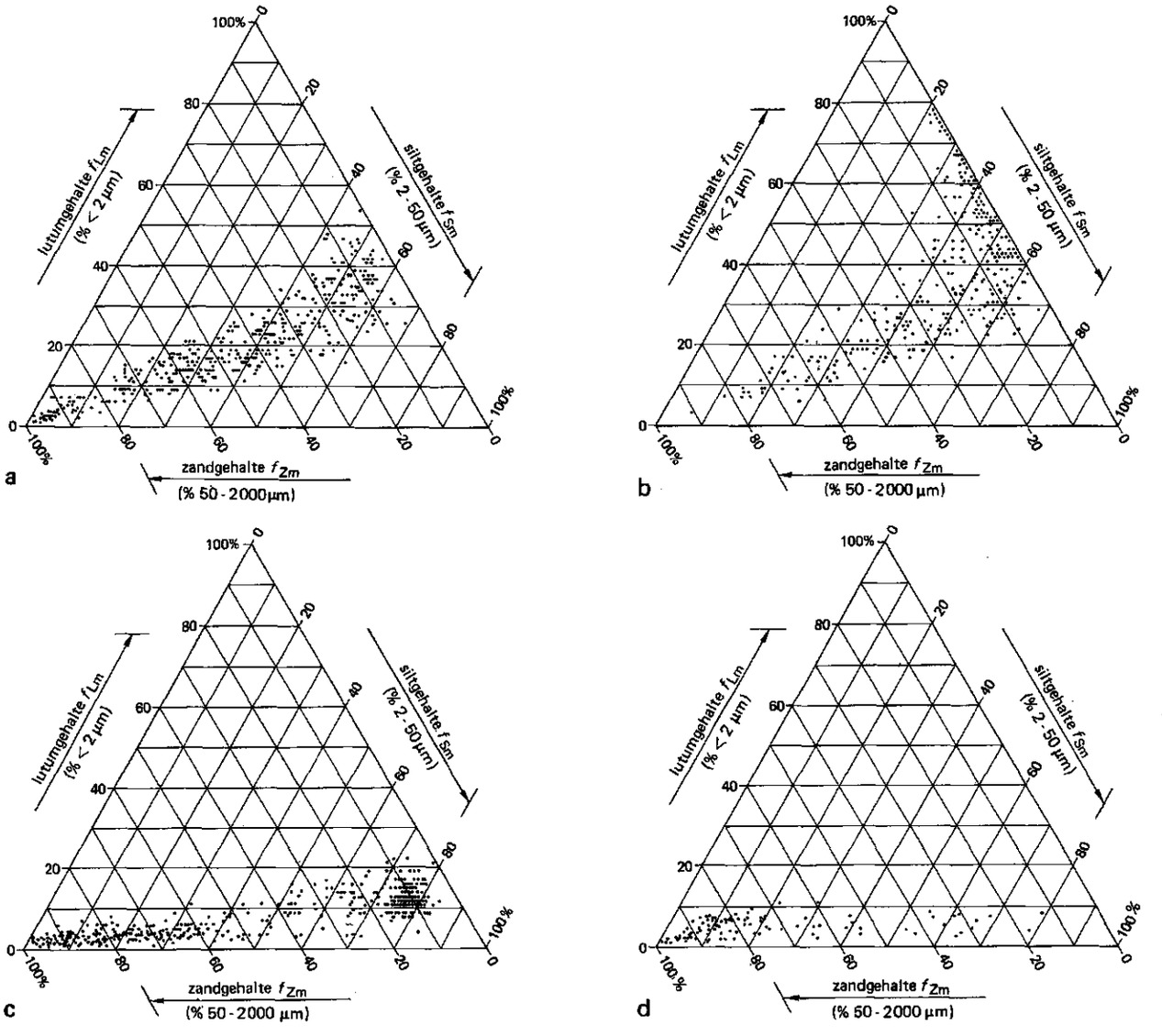
De volumieke massa van stoofdroge grond ρ_d is voor de lichte grond iets groter dan voor de zware. Dat wil zeggen dat 1 m³ van de lichte grond zelfs een iets grotere massa heeft, waaruit blijkt dat de term licht niet op 'licht van gewicht' kan slaan.
Het grote verschil schuilt in het lutumgehalte. Het lutumgehalte van de lichte grond is 13%, van de zware 56%. De invloed van het lutumgehalte op de benodigde trekkracht bij grondbewerking wordt gedemonstreerd in figuur 5.29.

In 5.3.3 zagen we dat het lutumdeel vele opvallende eigenschappen heeft. Eén daarvan is het kittend vermogen, dat de bewerkbaarheid van een grond beinvloedt. Maar ook kationenadsorptie, vochtbinding en daardoor scheurvorming worden sterk door het lutumdeel bepaald. Het is dus geen wonder dat het lutumgehalte bij de indeling van gronden naar korrel-

5.28 *Tabel*

Korrelgrootteverdeling en volumieke massa ρ_d van een lichte en een zware grond.

	massagehalte (%) van stoofdroge grond < 2 mm				ρ_d
	tussen 0-2	2-50	50-2000 µm	f_h	(kg/m³)
lichte grond	13	18	67	2,1	1450
zware grond	56	35	6	3,4	1220



5.32 *Figuur*

Monsters, uitgezet in de driehoeksgrafiek (a t/m c uit De Bakker & Schelling, 1966: 53-55, d. Directie Wieringermeer, 1946-1956):
a. uit het zuidwestelijke zeekleigebied (marien);
b. uit het rivierkleigebied (fluviatiel);
c. uit het dekzand- en lössgebied (eolisch);
d. uit de Noordoostpolder (marien, enkele lichtere).

grootteverdeling de hoofdrol speelt. Het heeft deze hoofdrol overgenomen van het slibgehalte, omdat vooral door onderzoek in de IJsselmeerpolders is gebleken dat vele eigenschappen een veel sterkere correlatie vertonen met het lutumdeel dan met het slibdeel. De oorzaak van dit verschijnsel is, dat het gehalte aan kleimineralen in het sloefdeel laag is (hoofdstuk 6).
In ons voorbeeld komt de bewerkbaarheid tot uiting in de naam. De grondsoort met lutumgehalte = 13% heet 'lichte zavel', de andere 'zware klei'.
Er bestaan volledige indelingen voor het benoemen van grond naar korrelgrootteverdeling. Die van de Stiboka behandelen we in deze paragraaf; die van de RGD en de RIJP in resp. § 5.6 en § 5.8. De textuurindeling van de Stichting voor Bodemkartering (Stiboka) geschiedt naar lutum-, silt- en zandgehalte.
Zand wordt nog onderverdeeld naar grofheid. We zullen beide aspecten achtereenvolgens behandelen en tenslotte de classificatie toepassen op enige korrelgrootteverdelingen.

5.5.2 Indeling naar lutum-, silt- en zandgehalte

De hoofdindeling van de textuur volgens de Stiboka berust op de drie variabelen f_{Lm}, f_{Sm} en f_{Zm}, die samen 100% zijn. Daardoor kan elk grondmonster als één punt worden voorgesteld in een driehoeksgrafiek (zie kader 5.30). In figuur 5.32 is dit gedaan voor monsters resp. uit het zuidwestelijke zeekleigebied, uit het rivierkleigebied, uit het dekzand-lössgebied en uit de Noordoostpolder. Er zijn opmerkelijke verschillen, vooral tussen de mariene en fluviatiele afzettingen enerzijds en de windafzettingen anderzijds. Deze verschillen berusten op de lutum-siltverhouding. Vanouds bestonden verschillende namen voor beide soorten afzettingen, bv. klei tegenover leem. Dit heeft ertoe geleid dat de Stiboka met twee indelingen werkt, één voor de niet-eolische en één voor de eolische afzettingen (= windafzettingen).

5.31 *Vraag*
Schat met behulp van figuur 5.32 de gemiddelde lutum-siltverhouding:
a. voor de monsters uit het zuidwestelijke zeekleigebied;
b. voor de monsters uit het dekzand- en lössgebied.
Wat is uw conclusie?

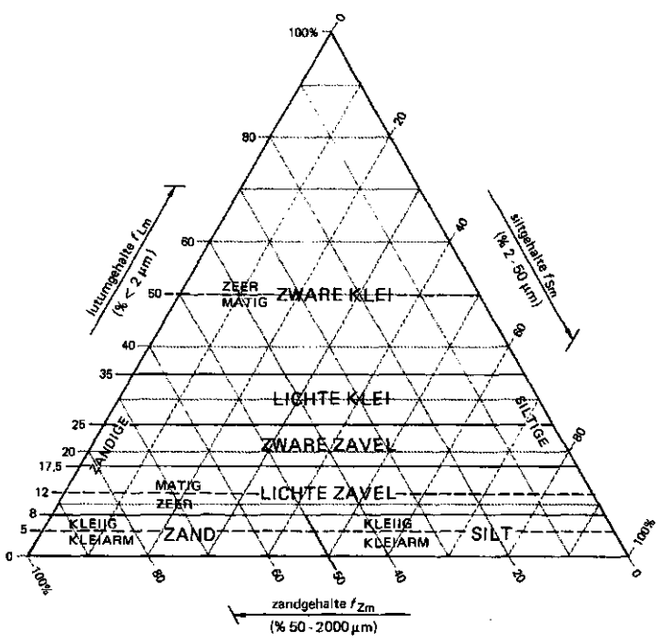
De figuren 5.33 en 5.34 geven de beide Stiboka-indelingen naar textuur. Figuur 5.33 wordt vooral gebruikt voor de holocene rivier- en zeeafzettingen, maar oudere niet-eolische afzettingen kunnen er ook mee worden benoemd. Figuur 5.34 wordt gebruikt voor het benoemen van holoceen duinzand en stuifzand alsmede voor pleistocene windafzettingen zoals dekzand en löss. Maar figuur 5.34 wordt ook gebruikt voor:
- niet-eolisch, pleistoceen zand zoals stuwwalzand (vaak);
- pleistocene kleïige afzettingen zoals keileem (soms).

Uit de figuren 5.33 en 5.34 valt te concluderen, dat de indeling van de niet-eolische afzettingen hoofdzakelijk gebaseerd is op het lutumgehalte en die van de eolische afzettingen hoofdzakelijk op het leemgehalte (want $f_{L+S,m} = 1 - f_{Zm}$).

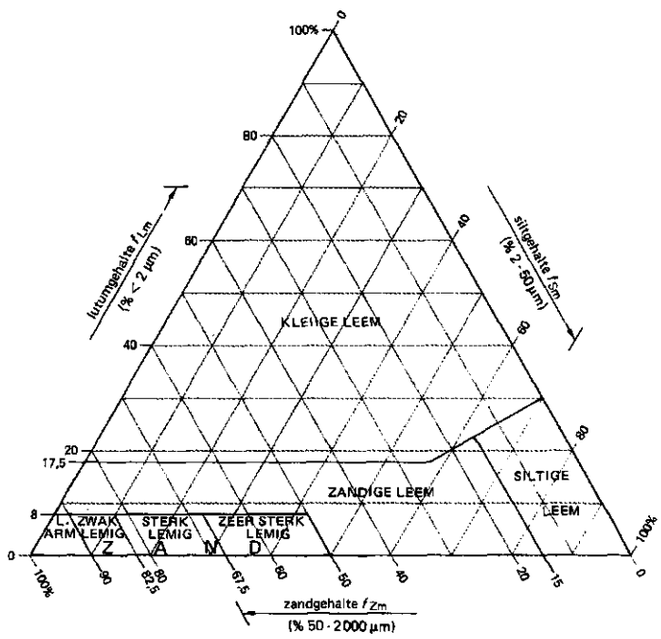
5.35 *Vragen*
a. Van een monster uit een rivierkleigrond is: f_{Lm} = 33%, f_{Sm} = 45% en f_{Zm} = 22%. Teken het monster in een driehoeksgrafiek in en benoem de korrelgrootteverdeling.
b. Deel de grondsoort zand uit figuur 5.34 in naar leemgehalte, met andere woorden vertaal dit deel van de driehoeksgrafiek in een tabel volgens leemgehalte.

5.5.3 Zandgrofheid, gekarakteriseerd door de zandmediaan M_Z

De grofheid van het zanddeel is in zandgronden een belangrijke eigenschap. Leemarm, grof zand laat water bv. snel door, maar kan minder vocht vasthouden dan leemarm, fijn zand. Dit is één van de redenen om zand naar grofheid in te delen en deze indeling op bodemkaarten toe te passen. De Stiboka gebruikt daarbij een soort gemiddelde korrelgrootte, de me-



5.33 *Figuur*
Textuurdriehoek van de Stiboka voor niet-eolische *afzettingen. De indeling geldt niet voor venig materiaal of veen. Naar De Bakker & Schelling, 1966: 56.*



5.34 *Figuur*
Textuurdriehoek van de Stiboka voor eolische *afzettingen. Ook worden niet-eolische afzettingen hiermee benoemd, zoals stuwwalzand. De indeling geldt niet voor venig materiaal of veen. Naar De Bakker & Schelling, 1966: 57.*

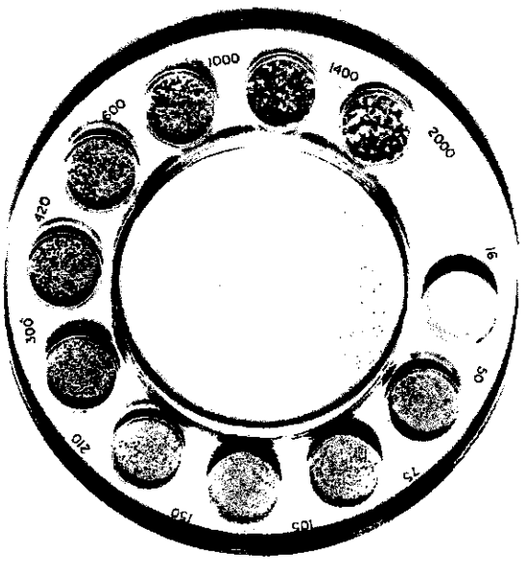
diaan van het zanddeel M_Z (de Stibokaterm is M50; tabel 5.36).

5.36 *Tabel*

Benaming van grondmonsters naar de grofheid van het zanddeel, die gekarakteriseerd wordt door M_Z (= de mediaan van het zanddeel = M50). Naar De Bakker & Schelling, 1966: 58.

M_Z (µm) tussen	Benaming naar grofheid van het zanddeel		
	bij zand		bij zavel, klei of leem
50 en 105	uiterst fijn	fijn	uiterst fijnzandige
105 en 150	zeer fijn		zeer fijnzandige
150 en 210	matig fijn		matig fijnzandige
210 en 420	matig grof	grof	matig grofzandige
420 en 2000	zeer grof		zeer grofzandige

Wat stelt M_Z voor? Voor elk grondmonster zouden we een zeef kunnen construeren, waarop na schudden de helft van de massa van de deeltjes tussen 50 en 2000µm blijft liggen en de andere helft erdoorheen gevallen is. De maaswijdte van zo'n zeef noemen we M_Z.
De *mediaan van het zanddeel,* of kortweg *zandmediaan* M_Z is die korrelgrootte waarboven en waarbeneden de helft van de massa van de deeltjes tussen 50 en 2000 µm ligt. Traditiegetrouw is hier gekozen voor een statistisch symbool; het fysische symbool zou diameter *d* moeten zijn.



5.37 *Figuur*

Zandschijf voor het schatten van de zandgrofheid.

De berekening van M_Z gebeurt met een uitvoerige korrelgrootteanalyse (voorbeeld 5.38). In het veld wordt M_Z geschat door het wrijven van zand tussen de vingers. Beginners in de bodemkunde maken ook wel gebruik van de *zandschijf,* waarin zich uitgezeefde monstertjes van oplopende korrelgrootteklassen bevinden (figuur 5.37). Van het te onderzoeken zand wordt een kleine hoeveelheid geheel droog en los gewreven in de handpalm en op de schijf gebracht. Met een loupe kunnen dan groottes vergeleken worden. Aan deze schatting kleven enige moeilijkheden. Een (natuurlijk) mengsel wordt vergeleken met uitgezeefde delen; anders gezegd: het te onderzoeken monster heeft een flinke spreiding in korrelgrootte, de standaarden hebben een zeer kleine spreiding. Voorts moet een visuele beoordeling vertaald worden in massa's; men ziet namelijk iets van aantallen en groottes, maar niet van massa's. Grote korrels vallen sterk op, maar zijn meestal gering in aantal. Gebruik van de loupe is beslist noodzakelijk om het monster niet te grof te schatten.

Voor de berekening van M_Z moet het zanddeel met behulp van een stel zeven worden onderverdeeld. Het is gebleken dat het voor het bepalen van de zandmediaan weinig uitmaakt welke klassegrenzen daarbij gekozen worden (Wiegers, 1975: 63) mits ze maar dicht bij elkaar liggen. We zullen in het rekenvoorbeeld uitgaan van de grenzen die bij de Stiboka gebruikelijk zijn.

5.38 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven:
Een korrelgrootteverdeling van een zandmonster uit een stuwwal (Veluwe).

massagehalte (%) van de minerale delen tussen						
0-2	2-50	50-105	105-150	150-210	210-420	420-2000 µm
4	9	13	24	24	19	7

Gevraagd: Bereken M_Z van dit monster, afgerond op 1 µm nauwkeurig, uitgaande van een lineair verloop van de verdeling binnen een korrelgrootteklasse.
Oplossing: De index Z slaat op zanddeel. Leemdeeltjes (< 50 µm) worden dus bij het berekenen van M_Z buiten beschouwing gelaten; ook grinddeeltjes (> 2000 µm) doen niet mee. Waar ligt de helft van het zanddeel? Om dit te weten te komen moeten we de gehaltes vanaf 50 µm optellen:

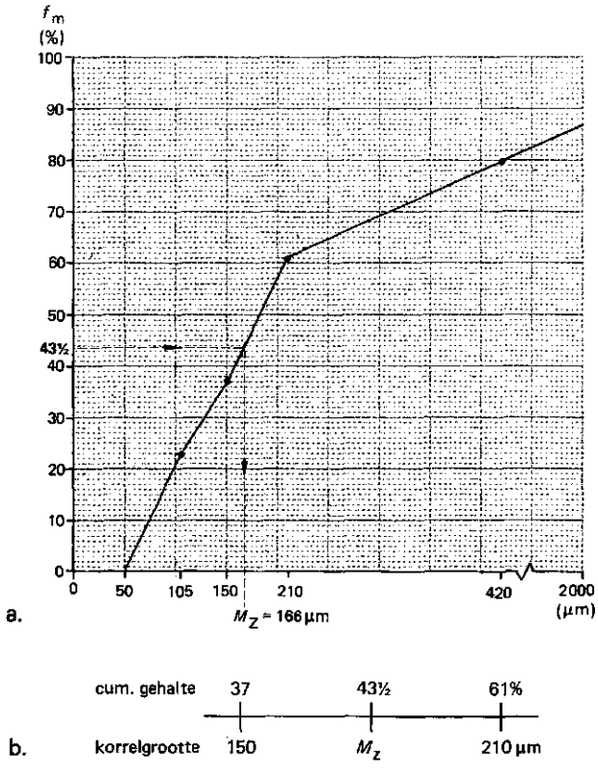
massagehalte (%) van de minerale delen tussen				
50-105	50-150	50-210	50-420	50-2000 µm
13	37	61	80	87

Deze getallen kunnen we uitzetten als sommatiegrafiek (figuur 5.39). Het zandgehalte is 87%. De helft hiervan is 43½%. Volgens de tabel is 37% van het zanddeel fijner dan 150 µm en 61% fijner dan 210 µm. M_Z, de korrelgrootte die met 43½% correspondeert, ligt dus tussen 150 en 210 µm. Maar waar? Om het antwoord te vinden gaan we lineair interpoleren, hetzij op millimeterpapier, hetzij door berekening (figuur 5.39).
Uit figuur 5.39 volgt (43½%-37%): (61%-37%) = (M_Z-150 µm): (210 µm-150 µm), → M_Z = 166 µm.

5.40 *Vraag*

Bereken M_Z van de twee volgende monsters en benoem ze naar grofheid. Kunt u een mogelijkheid opperen voor de wijze van afzetting? Vergelijk daartoe de korrelgrootteverdelingen met die van tabel 5.44.

Nr.	Massagehalte (%) van de minerale delen tussen								
	0-2	2-50	50-105	105-150	150-210	210-300	300-420	420-600	600-2000 µm
1.	0	2	1	3	26	41	18	5	4
2.	5	21	18	26	17	8	3	1	1



5.39 *Figuur*
Bepaling van de mediaan van het zanddeel, M_Z;
a. aflezen; en b. berekenen.

Het getal 50 in M50 betekent 50-2000 μm. Het geeft de ondergrens aan van de korrelgrootteklasse van de deeltjes, waarvan de mediaan bepaald wordt. Men kan ook de mediaan van de deeltjes in de klasse 0-2000 μm, 16-2000 μm, 63-2000 μm enz. berekenen. Die medianen zouden we met M_{nul}, M_{16}, M_{63} enz. kunnen aangeven. Berekening van deze medianen kan analoog gebeuren aan de in voorbeeld 5.38 aangegeven methode. Maar het is ook mogelijk te werken met een algemene formule. Voorschrift en formule voor het berekenen van een mediaan M_x zijn als volgt.

- Noem de ondergrens van het te beschouwen gedeelte x.
- Tel de percentages op van het gedeelte waarvan de mediaan berekend wordt, te beginnen met de fijnste delen. Noem dit totaalpercentage T_x.
- Tel opnieuw op totdat $\frac{1}{2}T_x$ overschreden is. In de als laatste erbij getelde korrelgroctteklasse ligt M_x. Noem de ondergrens van deze klasse d_1 en de bovengrens d_2.
- De algemene formule voor een mediaan wordt nu als volgt:

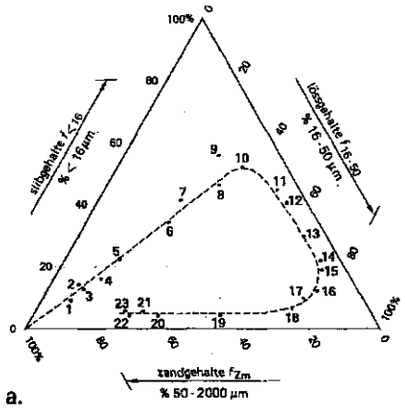
5.41 $$M_x = d_1 + \frac{\frac{1}{2}T_x - \text{gehalte tussen } x \text{ en } d_1}{\text{gehalte tussen } d_1 \text{ en } d_2} (d_2 - d_1)$$

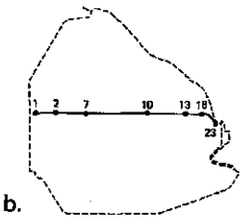
Als we hiermee bv. M_{nul} van monster 2 uit vraag 5.40 berekenen, krijgen we:
M_{nul} = 105 μm + (50%–44%) (150 μm–105 μm)/26% =
= 115 μm.

5.42 *Kader*

EEN TEXTUURTRACÉ IN DE NOORDOOSTPOLDER

Behalve voor het classificeren van grondmonsters kan de driehoeksgrafiek ook dienen als overzichtsfiguur. Worden bv. monsters uit een bepaald traject in de driehoek uitgezet, dan geeft de ligging van de punten een beeld van het textuurverloop. In figuur a is de korrelgrootteverdeling weergegeven van een serie monsters, genomen in een raai van het westen naar het oosten door de Noordoostpolder (Wiggers, 1955). In figuur b is de ligging van deze raai aangegeven.





De monsters zijn genomen uit de laag die het laatst is afgezet voor de afsluiting van de Zuiderzee. De grafiek is gebaseerd op de gehaltes aan deeltjes van 0-16 μm, 16-50 μm en 50-2000 μm (% van de minerale delen).
De verklaring van het textuurverloop kan als volgt worden samengevat. In het westen (monsterplekken nrs. 1-4) is in een onrustig milieu een slibarm sediment afgezet. Naar het oosten gaande werd het water rustiger, wat tot uiting kwam in het bezinken van fijner materiaal; in de driehoek is te zien dat de gehalten aan deeltjes 0-16 en 16-50 μm in een ongeveer constante verhouding stijgen (rechte lijn tussen nrs. 4-10, die door een hoekpunt gaat). Meer naar de kust werden de kansen van de fijnste deeltjes om te bezinken kleiner. Vermoedelijk werd hier alleen met harde winden sediment aangevoerd. Het bevatte weinig zanddeeltjes. Door het woelige water bezonken de slibdeeltjes moeilijk, zodat de afzetting hoofdzakelijk uit lössdeeltjes (16-50 μm) ging bestaan (nrs. 10-16). Dicht bij de kust was het water ondieper en groeide het aanbod van (fijne) zanddeeltjes. De golfslag hield de leemdeeltjes in beweging, zodat de afzetting tenslotte een hoog zandgehalte heeft (nrs. 18-23). Dit zand staat bekend als Blokzijlzand; het wordt gebruikt bij het bepalen van vochtkarakteristieken (9.4.2). Dit uiterst fijne zand (M_Z tussen 50 en 75 μm) is hiervoor geschikt omdat het niet snel lucht toelaat in de fijne poriën.

5.5.4 Toepassen van de textuurindeling volgens de Stiboka

Uit figuur 5.32 blijkt dat korrelgrootteverdeling en afzettingsmilieu samenhangen. Kader 5.42 geeft hiervan een andere illustratie. Tabel 5.44 vermeldt een typerende korrelgrootteverdeling voor een aantal belangrijke Nederlandse afzettingen. Dat deze monsters alle een verschillende naam naar korrelgrootteverdeling krijgen, moge blijken als u de volgende vraag beantwoordt.

5.43 *Vraag*

Benoem de textuur van de 8 monsters uit tabel 5.44 volgens de Stiboka (figuren 5.33 en 5.34 en tabel 5.36).

5.44 *Tabel*

Korrelgrootteverdeling van typerende monsters uit enige Nederlandse afzettingen. Naar De Bakker, 1979: 7.

Nr. Afzetting	Massagehalte f_m (%) in de korrelgrootte klassen (µm)							
	0-2	2-16	16-50	50-105	105-150	150-210	210-420	420-1700
1. duinzand	1,5	0,6	0,2	0,9	12	44	40	0,7
2. zavel, marien	19	7	24,5	35	14	0,5	0,3	–
3. zand, marien	1	1,1	3,4	35	36	18	5,5	0,3
4. rivierklei	48	29	22	1,4	0,1	0,1	0,2	0,2
5. löss	15	9,5	72,5	3,3	0,1	0,1	0,1	–
6. dekzand	4	1,4	26,5	24	21	15	7,5	0,9
7. keileem*	18	7,5	7,5	15	14	14	19	5,3
8. zand, stuwwal*	1,5	2,1	7,5	4	8	15	39	23

* In tegenstelling tot de andere monsters bevatten keileem en stuwwalzand ook nogal wat materiaal grover dan 2000 µm. Het grindgehalte f_{Gd} in dit keileemmonster bedraagt 7% en in het stuwwalzand 14%.

5.5.5 Sommatiecurve als beeld van spreiding

Van vier monsters uit tabel 5.44 is de korrelgrootteverdeling uitgezet als sommatiegrafiek (figuur 5.45). Er is veel verschil in vorm van de sommatiecurven. Dit wordt veroorzaakt door:

a. een verschil in de gehaltes aan fijne en grove delen;
b. een verschil in spreiding.

Met spreiding bedoelen we het volgende (vergelijk 5.1.1). Bij *sommige monsters zijn de deeltjes van één klasse of twee aaneengesloten klassen sterk overheersend*, waardoor de curve plaatselijk zeer steil verloopt: zie bv. de deeltjes 16-50 µm bij monster 5, de löss. Dan is er een kleine spreiding.

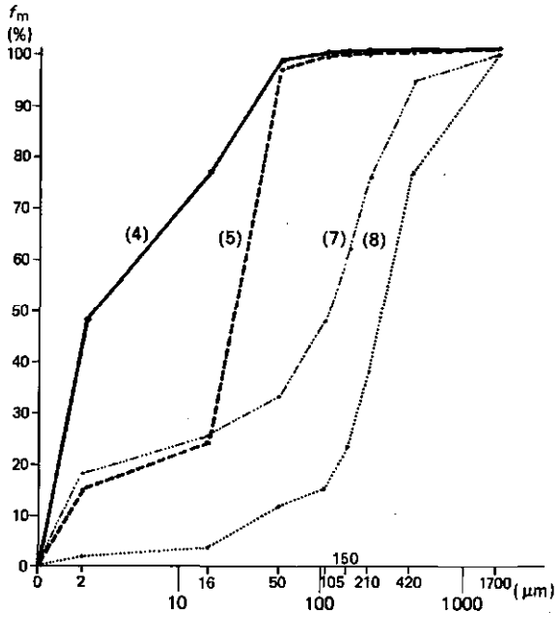
Bij het omgekeerde is er een grote spreiding.

5.46 *Vraag*

Welk monster uit figuur 5.45 heeft volgens u de grootste spreiding en waarom?

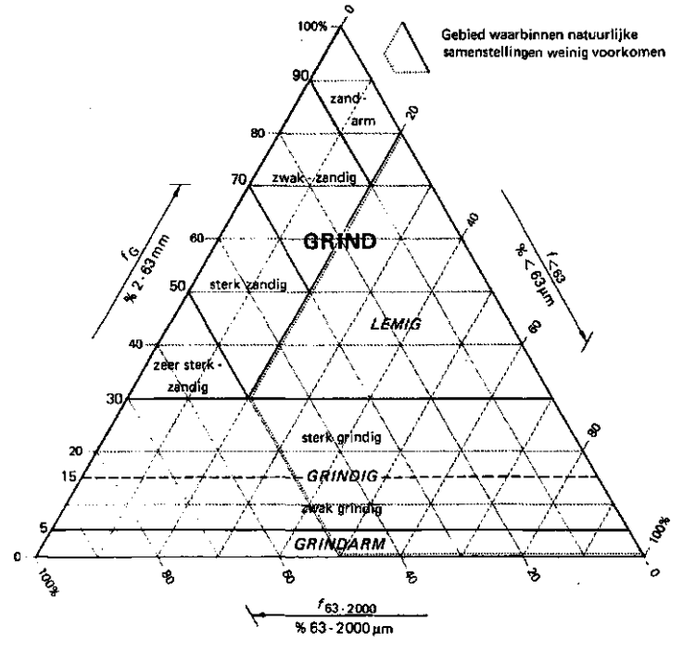
5.6 INDELING NAAR KORRELGROOTTE VOLGENS DE RIJKS GEOLOGISCHE DIENST

In deze paragraaf bespreken we de classificatie van de Rijks Geologische Dienst (RGDD) (Reugg e.a., 1974). We citeren uit de beknopte versie uit 1977 van *Classificatie van onverharde sedimenten. De oudere indelingen worden niet besproken.* Men moet er wel op letten dat ze afwijken van het huidige systeem; in elk kaartrapport is een verklaring opgenomen van de voor dat rapport en kaart gebruikte indelingen. Doordat er tussen opnemen en publiceren van kaarten veel tijd zit, worden de oudere indelingen nog lang gebruikt. Tot 1982 was er nog geen 1:50000 kaartblad verschenen met de korrelgrootteclassificatie uit 1974.



5.45 *Figuur*

De korrelgrootteverdeling van monsters uit vier Nederlandse afzettingen, weergegeven als sommatiegrafiek (4 = rivierklei, 5 = löss, 7 = keileem, 8 = stuwwalzand, zie tabel 5.44).



5.47 *Figuur*

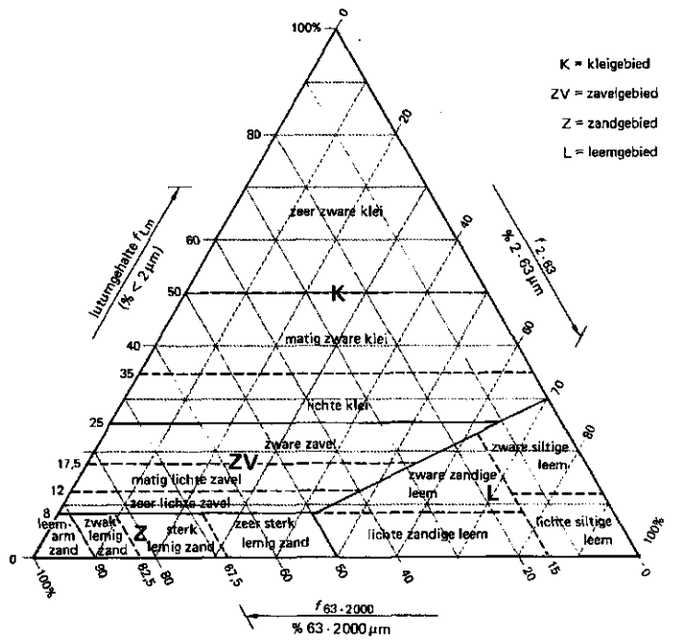
Classificatiedriehoek van de Rijks Geologische Dienst voor materiaal met een grindfractie, een zandfractie en een silt/lutumfractie. Naar RGD, 1977: 4. De termen zandfractie en siltfractie komen niet precies overeen met die van de Stiboka (zie 5.2.3).

De classificatie van de RGD berust op de in figuur 5.17 gegeven klassen en namen voor korrelgroottedelen. Partikels > 63 mm worden niet in de naamgeving betrokken, maar wel bij beschrijvingen vermeld. De indeling geldt voor onverharde sedimenten. In eerste instantie wordt een onderscheid gemaakt in klastische en niet-klastische sedimenten, dat wil zeggen sedimenten waarvan de deeltjes in vaste vorm door water, wind of ijs vervoerd zijn, tegenover sedimenten die ontstaan zijn door neerslag uit oplossingen of door ophoping van organische resten. Organische sedimenten worden benoemd met de in hoofdstuk 8 opgenomen organische-stofdriehoek. We beperken ons hier verder tot de klastische sedimenten (met een organische-stofgehalte < 15 à 30%). In de klastische sedimenten wordt onderscheid gemaakt tussen grind, grindig materiaal en grindarm materiaal (figuur 5.47).

5.48 *Vragen*

a. Wat is in figuur 5.47 op 100% gesteld? Wat is buiten beschouwing gelaten?
b. Bij welke grindgehaltes liggen de grenzen tussen grindarm, grindig resp. grind?
c. Kunt u verklaren waarom bepaalde natuurlijke samenstellingen weinig voorkomen?

Vervolgens worden grindig en grindarm materiaal onderverdeeld naar de gehaltes aan zandfractie, siltfractie en lutumfractie, die samen op 100% gesteld worden (figuur 5.49).



5.49 *Figuur*

Classificatiedriehoek van de Rijks Geologische Dienst voor materiaal met een zandfractie, een siltfractie en een lutumfractie. Naar RGD, 1977: 5. De grens tussen silt- en zandfractie is bij 63 µm gelegd.

Tenslotte wordt de grondsoort zand nog onderverdeeld naar grofheid van de deeltjes tussen 63 en 2000 µm (tabel 5.50).

5.50 *Tabel*

Benaming van de grofheid van zand volgens de Rijks Geologische Dienst, gebaseerd op de mediaan M_{63}. Naar RGD, 1977: 5.

M_{63} (µm) tussen	Benaming van zand naar grofheid van de fractie 63-2000 µm	
63- 106	uiterst fijn	
106- 150	zeer fijn	fijn
150- 212	matig fijn	
212- 300	matig grof	
300- 425	zeer grof	grof
425-2000	uiterst grof	

5.51 *Vraag*

Probeer alle verschillen op te schrijven tussen de classificatie naar korrelgrootteverdeling van de Stiboka en die van de RGD.

5.7 SOORTELIJKE OPPERVLAKTE

5.7.1 Inleiding

Verschillende eigenschappen van grond, zoals doorlatendheid, vochtbindend vermogen en chemische vruchtbaarheid, hangen samen met verschijnselen die zich aan het grensvlak van de vaste fase voordoen. Hoe groter de oppervlakte van de vaste fase, des te sterker beïnvloeden de grensvlak- of adsorptieverschijnselen het gedrag van een grond.
Het verband tussen korrelgrootte en soortelijke oppervlakte vormt het onderwerp van deze paragraaf.
Op het microreliëf van de korrels gaan we niet in. Het is van belang voor de wrijvingseigenschappen van grond. Van dekzand zijn de korrels in het algemeen ronder en matter dan van rivierzand. Dit wordt veroorzaakt doordat tijdens transport in lucht de korrels met grotere snelheid op elkaar botsen dan in water.

5.7.2 Berekening van de massieke oppervlakte s

De massieke oppervlakte s van de minerale delen is de gezamenlijke oppervlakte van alle minerale deeltjes per eenheid van massa. Voor rechthoekige deeltjes is

5.52 $$s = \frac{2}{\rho_m}\left(\frac{1}{l} + \frac{1}{b} + \frac{1}{d}\right)$$

Verklaring:

grootheid	symbool	eenheid
massieke oppervlakte	s	m²/kg
dichtheid van de minerale delen	ρ_m	kg/m³
lengte van een deeltje	l	m
breedte van een deeltje	b	m
dikte van een deeltje	d	m

Deze formule is als volgt af te leiden. Het volume van een deeltje met lengte l, breedte b en dikte d is $l\,b\,d$.
Het aantal deeltjes per volume-eenheid minerale delen is $1/(l\,b\,d)$.
Het aantal deeltjes per massa met een dichtheid ρ_m is $1/(\rho_m\,l\,b\,d)$.
De oppervlakte van 1 deeltje is $2bl + 2dl + 2bd$.
s = gezamenlijke oppervlakte per massa =

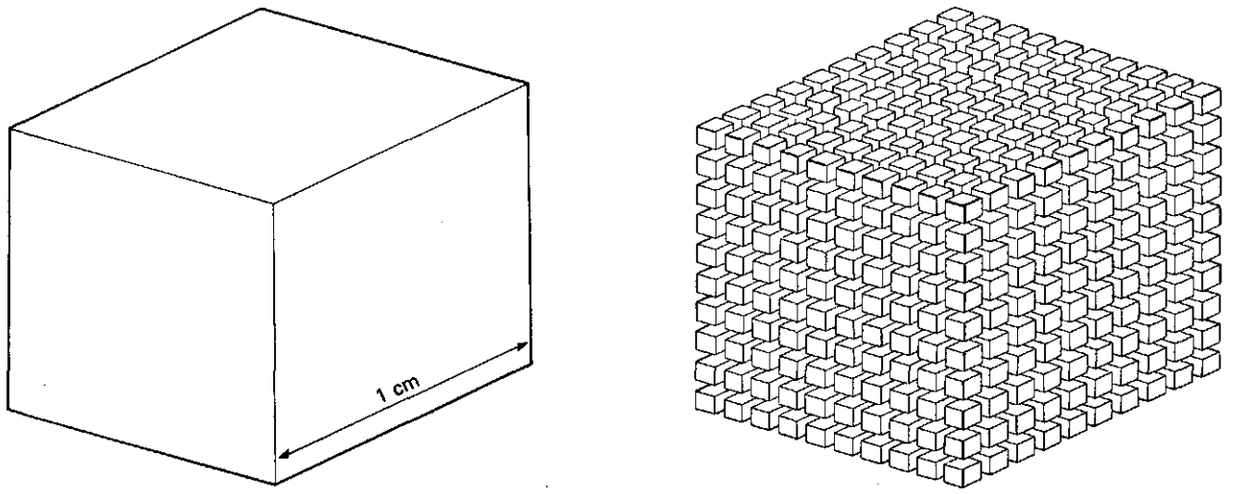
$(2lb + 2ld + 2bd)/\rho_m lbd.$

$$s = \frac{2}{\rho_m}\left(\frac{1}{l} + \frac{1}{b} + \frac{1}{d}\right)$$

Voor de deeltjes met een kubusvorm is $l = b = d$ en dan gaat (5.52) over in

5.53 $$s = \frac{6}{\rho_m d}$$

Formule 5.53 geldt eveneens voor bolvormige deeltjes (zie vraag 5.56) en in het algemeen voor alle isodiametrische deeltjes. Omdat in formule 5.53 d in de noemer staat, neemt s met eenzelfde factor toe als waarmee d kleiner wordt (figuur 5.54).



5.54 *Figuur*

De oppervlakte van een kubus met een ribbe d = 1 cm is 6 cm². Opgedeeld in kubusjes met d = 0,1 cm wordt de oppervlakte 60 cm². Dus als de ribbe 10 x zo klein wordt, neemt de oppervlakte met een factor 10 toe; s is omgekeerd evenredig met d. Knapp, 1979: 15.

Van de plaatvormige kleimineralen is de dikte ten opzichte van de overige afmetingen gering. In dat geval wordt s in 5.52 overwegend door de term $1/d$ bepaald. Voor kleimineralen is daardoor met

5.55 $$s = \frac{2}{\rho_m d}$$

de massieke oppervlakte redelijk nauwkeurig te benaderen (zie vraag 5.56).

5.56 *Vragen*

a. Bereken de massieke oppervlakte s van bolvormige deeltjes met een diameter d en een dichtheid ρ_m (maw. leidt formule 5.53 af voor bolvormige deeltjes).
b. Bereken s van kleiplaatjes met de afmeting 500 nm bij 500 nm bij 5 nm met (5.52) èn met (5.55). Druk s uit in ha/kg en vergelijk beide uitkomsten. ρ_m = 2650 kg/m³; 1 nm = 10^{-9} m.
c. Bereken s van een grond die voor 15% uit lutumdeeltjes met de grootte uit vraag b bestaat, voor 25% uit siltdeeltjes (gemiddelde d = 15 µm) en voor 60% uit zanddeeltjes (gemiddelde d = 100 µm).
d. Hoeveel draagt het lutumdeel bij aan de soortelijke oppervlakte van de grond uit c?

5.7.3 Berekening van het U16-getal (een areïeke oppervlakte)

Naast s wordt in de bodemkunde nòg een begrip gebruikt dat met de oppervlakte van minerale delen te maken heeft, namelijk het U16-getal (symbool: U_{16}). Bv. bij de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders is de onderverdeling van zand gebaseerd op U_{16}, in plaats van op een zandmediaan zoals bij de Stiboka en de RGD.

Het U16-*getal* is een grootheid van dimensie 1, die aangeeft hoeveel maal de gezamenlijke oppervlakte van de deeltjes tussen 16 en 2000 µm groter is dan de oppervlakte van eenzelfde massa bolvormige deeltjes met een diameter van 1 cm en met gelijke dichtheid. Naarmate de waarde van U_{16} groter is, is het deel tussen 16 en 2000 µm fijner van korrelgrootte. In moderne termen is U_{16} een areïeke oppervlakte (areïek = gedeeld door oppervlakte; Schurer & Rigg, 1980: 25).

Bij de berekening van U_{16} wordt gebruik gemaakt van de formule van Zunker:

5.57 $$U_s = \frac{4343\ \mu m}{\lg \frac{d_2}{d_1}} \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} \right)$$

U_s is een grootheid die aangeeft hoeveel maal de gezamenlijke oppervlakte van de deeltjes van een subklasse s groter is dan de oppervlakte van eenzelfde massa bolvormige deeltjes met een diameter van 1 cm en met gelijke dichtheid (normaalblad N213, 1939).

Verdere verklaring van formule 5.57:

grootheid	symbool	dimensie
U-getal van de deeltjes van een subklasse	U_s	1
diameter ondergrens subklasse	d_1	lengte
diameter bovengrens subklasse	d_2	lengte

Het verband tussen U_s en s is:

5.58 $U_s = \rho_m \times s \times 1{,}66$ mm

Tabel 5.59 geeft aan hoe uit waarden van U_s het U16-getal van een grondmonster berekend kan worden.

5.59 *Tabel*

Waarden U_s, alsmede berekening van U_{16} van een zeezandmonster, waarvan de korrelgrootteverdeling binnen de klasse 16-2000 µm is opgegeven. De waarden voor U_s zijn berekend met 5.57.

subklasse (µm)	U_s	f_d* (%)	$U_s \times f_d$ (%)
16- 50	373,0	3,4	1268,2
50- 75	154,4	12	1972,8
75- 105	113,2	23	2603,6
105- 150	80,1	36	2883,6
150- 210	56,6	18	1018,8
210- 300	40,1	5	200,5
300- 420	28,3	0,5	14,2
420- 600	20,0	0,2	4,0
600- 850	14,1	–	–
850-2000	7,9	–	–
		+	+
	Totaal:	98,1	9965,7

* f_d is het massagehalte van stoofdroge grond < 2 mm.

Het U16-getal van het zeezandmonster is $\frac{9965{,}7\%}{98{,}1\%} = 102$

5.8 GRONDSOORTENINDELING VAN DE RIJKSDIENST VOOR DE IJSSELMEERPOLDERS

De hoofdindeling naar korrelgrootte van de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders (RIJP) berust op het lutumgehalte (tabel 5.60). In tegenstelling tot bij de Stiboka en de RGD wordt bij de RIJP het lutumgehalte uitgedrukt op stoofdroge

grond (< 2000 µm). Een nadere karakterisering van zand vindt plaats met behulp van het U16-getal (tabel 5.61).

5.60 *Tabel*

Grondsoortenindeling naar lutumgehalte f_{Ld} volgens de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders. Zuur, 1947.

f_{Ld} (%)	naam van de grondsoort	code
0-1½	kleiarm zand A	0
1½-3	kleiarm zand B	1
3-5	kleihoudend zand A	2
5-8, $U_{16} < 120$	kleihoudend zand B	3
5-8, $U_{16} > 120$	lichte zavel A	3
8-12	lichte zavel B	5
12-17	zware zavel A	6
17-25	zware zavel B	7
25-35	klei A	8
35-50	klei B	9
50-100	klei C	10

5.61 *Tabel*

Benaming van zand naar U16-getal volgens de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders. Zuur, 1947.

U_{16}	naam van zand naar areïeke oppervlakte van deel 16-2000 µm	code
< 50	grof	a
50- 80	matig fijn	b
80-120	middelfijn	c
120-180	zeer fijn	d
180-270	uiterst fijn	e
270-400	uiterst fijn	f

Bij zand kunnen we dus combinatienamen krijgen zoals 'kleiarm, grof zand B' (code: 1a).

5.62 *Vraag*

Kunt u bedenken waarom men een grond met f_{Ld} = 5 à 8% de benaming kleihoudend zand B heeft gegeven als $U_{16} < 120$, en lichte zavel als $U_{16} > 120$?

5.9 INVLOED VAN DE KORRELGROOTTEVERDELING OP ENIGE EIGENSCHAPPEN VAN GROND

Van de eigenschappen die sterk door de korrelgrootteverdeling beïnvloed worden, behandelen we hier: enige aspecten van de stabiliteit van de bodemstructuur; het vochtleverend vermogen; de doorlatendheid voor water. De bewerkbaarheid werd al eerder genoemd (figuur 5.29). We zullen aanstippen in welke richting de eigenschappen veranderen, als lutumgehalte, silt- of leemgehalte, of zandgrofheid veranderen. Omdat het organische-stofgehalte ook een grote invloed op de genoemde eigenschappen heeft, gaan we in gedachten uit van een ongeveer gelijk, vrij laag organische-stofgehalte, namelijk van matig humusarm materiaal (1½ à 2½% organische stof).

5.9.1 Slempgevoeligheid in verband met lutumgehalte

Slemp is het vervloeien van bovengrond op akkerland onder invloed van regen. Kiemplanten kunnen hierdoor verstikt worden. De ontmengde fijne deeltjes vormen slecht doorlatende laagjes aan het oppervlak (*slempkorst*), of de hele bouwvoor zakt in elkaar, dwz. dat de grote poriën verdwijnen (*interne slemp*). Op de slempgevoeligheid hebben alle bestanddelen invloed die de binding tussen gronddeeltjes bepalen: water, organische stof, kalk, ijzer en lutum. De voornaamste factor vormen de lutumdeeltjes.

Als er weinig kleine deeltjes aanwezig zijn, is de vorming van fijne laagjes niet mogelijk, noch het opvullen van de holtes tussen zandkorrels. Kleiarm zand is dus meestal niet slempgevoelig, kleiig zand kan het enigszins zijn. Het gevaarlijkste traject ligt bij een lutumgehalte tussen ongeveer 8 en 17% (lichte zavel). Bij een hoger lutumgehalte (f_{Lm}) neemt de slempgevoeligheid snel af doordat het 'bindende' karakter van de lutumdeeltjes de overhand krijgt boven het 'verstoppende'. Zware klei is daardoor niet slempgevoelig, maar wel zwaar bewerkbaar. Het optimale lutumgehalte voor akkerbouw ligt tussen ca. 17 en 35%, waar noch de binding, noch de verstopping overheerst (zware zavel en lichte klei).

5.9.2 Stuifgevoeligheid in verband met zandgrofheid en grindgehalte

In het huidige gematigde klimaat in Nederland kan alleen zand stuifgevoelig zijn. De mate van de gevoeligheid hangt o.a. sterk van de korrelgrootteverdeling af. Typische *windafzettingen* bestaan meestal uit fijn zand. De zanddeeltjes zijn te zwaar om in suspensie te blijven in lucht. Ze worden wel springend verplaatst doordat er andere zanddeeltjes tegenaan vliegen. Dit kan ook nog gebeuren met zeer fijne grinddeeltjes. Iets grovere grindkorrels rollen mee. Beide soorten deeltjes treffen we dan ook wel in windafzettingen aan in lage gehaltes. Zijn er echter veel tamelijk grove grinddeeltjes (> 8 mm) in een sediment aanwezig, dan is een zuiver eolische ontstaanswijze onwaarschijnlijk.

Omgekeerd zal een sediment met grove grinddeeltjes moeilijk een prooi worden van winderosie. Bij het wegblazen van de zanddeeltjes hopen achterblijvende grinddeeltjes zich op en vormen tenslotte een aaneengesloten laag aan het oppervlak. Deze *keienvloer* (Eng. desert pavement) verhindert verdere winderosie. Dus: een windafzetting is later weer het meest gevoelig voor winderosie (sterk lemig zand en leem uitgezonderd).

5.9.3 Ploegzool in verband met lutumgehalte

Door het rijden op akkerland kan vlak onder de regelmatig geploegde laag een verdichte laag ontstaan, de zogenaamde ploegzool. Sommige gewassen, zoals aardappelen, hebben veel last hiervan doordat de wortels niet kunnen groeien in de ploegzool. Vooral in zeer lichte zavel kan de ploegzool erg dicht zijn. Ook in matig lichte zavel wordt gemakkelijk een ploegzool gevormd. Hier zijn de gevolgen echter minder ernstig, omdat de grond bij die textuur enig vermogen heeft tot het vormen van krimpscheurtjes, waardoor de wortels toch toegang krijgen tot de ondergrond. In zware zavel en klei is dit regeneratievermogen zo groot, dat de ploegzool geen probleem vormt.

5.9.4 Vochtleverend vermogen in verband met textuur

Het vochtleverend vermogen gaat over de hoeveelheid water die de grond kan leveren aan een gewas, als er een neerslagtekort is. Dit vermogen wordt bepaald door het regenwater dat in de bewortelde zone kan blijven hangen en door het water dat door capillaire opstijging uit het grondwater de wortelzone kan bereiken.

Bij het vasthouden en aanzuigen van water speelt de capillaire binding in niet-kleiige gronden de hoofdrol. We kunnen globaal stellen dat in deze gronden het vochtleverend vermogen groter wordt, naarmate het siltgehalte toeneemt en het zanddeel fijner wordt, omdat er dan meer met water gevulde capillaire holtes zijn. Het effect van het leemgehalte op de vochtlevering kan ook indirect zijn via een diepere beworteling.

5.63 *Kader*

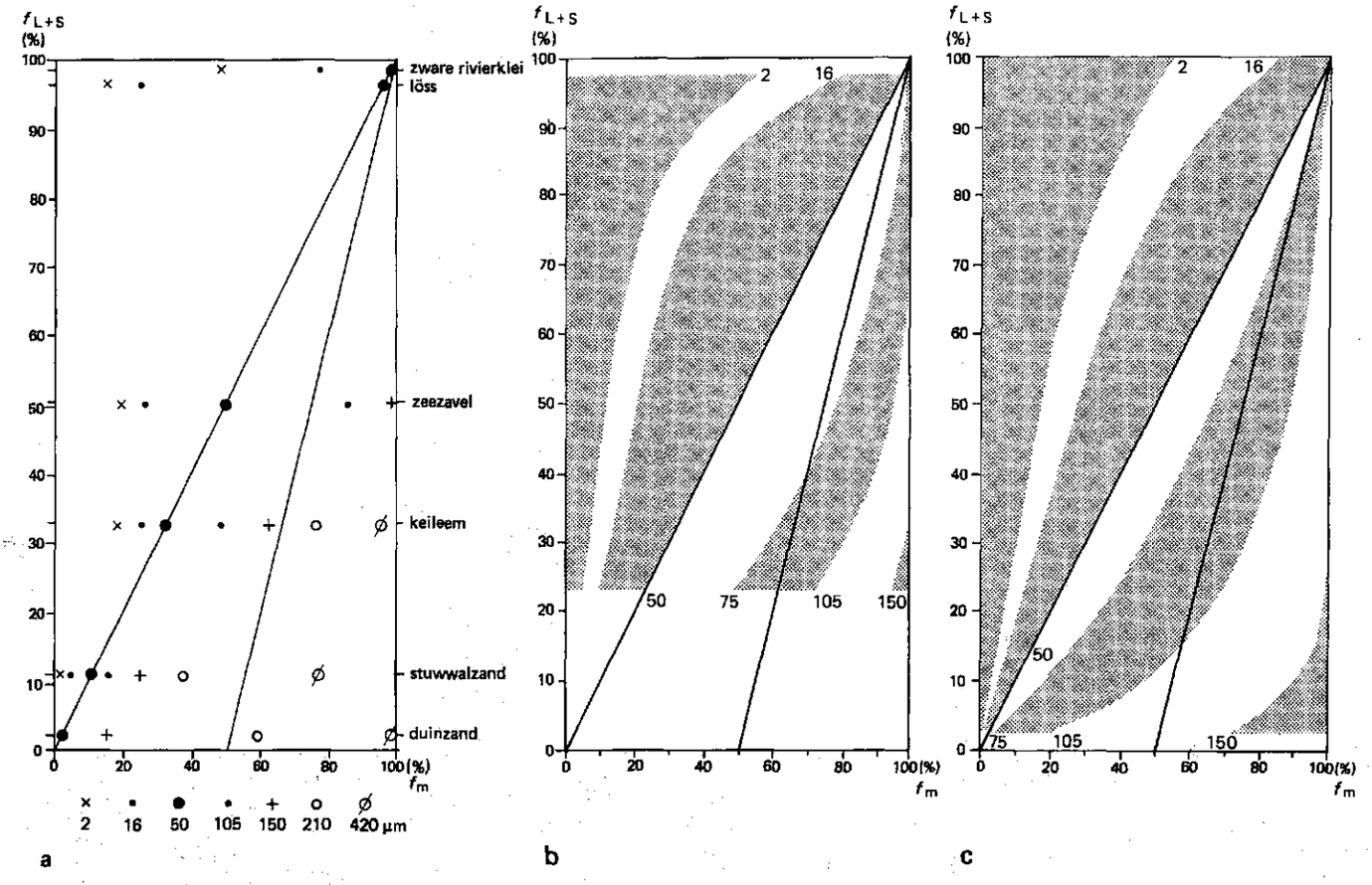
DE RECHTHOEKSGRAFIEK VAN DOEGLAS

In 1955 publiceerde D.J. Doeglas een rechthoekig diagram waarin evenals in de driehoeksgrafiek een groot aantal monsters kan worden uitgezet. Ten opzichte van de driehoeksgrafiek heeft de rechthoeksgrafiek als voordeel, dat de vergelijking niet tot drie korrelgrootteklassen beperkt blijft. Hierdoor kunnen kleine verschillen tussen afzettingen zeer goed worden weergegeven.

Elke horizontale lijn stelt één grondmonster voor. De korrelgrootteverdeling wordt op die lijn cumulatief uitgezet met behulp van tekens die een korrelgrootte symboliseren (zie figuur a). De hoogte van de horizontale lijn wordt bepaald door het gehalte aan deeltjes kleiner dan de gekozen referentiegrootte. Hier is de referentiegrootte 50 µm. Voor het vergelijken van zware-kleimonsters kan 16 µm gekozen worden, voor zandmonsters 210 µm, enz. De diagonaal geeft de gehaltes aan van de deeltjes kleiner dan de referentiegrootte. De lijn van de rechter bovenhoek naar het midden van de basis correspondeert bij een referentiegrootte = 50 µm met de zandmediaan: zij is de verzameling van de punten die het massagehalte van de deeltjes 50-2000 µm halveert.

Als veel monsters worden uitgezet en vloeiende lijnen door punten van gelijke korrelgrootte worden getrokken, krijgen we geschematiseerde figuren zoals b en c. In dit voorbeeld worden zeeafzettingen in het noorden en zuidwesten van Nederland vergeleken. Voor een gegeven lutumgehalte is het leemdeel in het noorden sterker vertegenwoordigd. Leemarme en zwak lemige zeezanden ($f_{L+S,m} < 17\frac{1}{2}\%$) komen in het noorden nauwelijks voor. Tevens is het zanddeel in het noorden fijner, niet alleen bij de lutumarme maar ook bij de lutumrijke afzettingen. Dit komt door een hoger gehalte aan deeltjes tussen 50 en 75 µm. De hulplijn die met de zandmediaan correspondeert valt in figuur b in een fijner deel dan in figuur c.

Door deze verschillen zijn gronden in de noordelijke zeeafzettingen vaak 'opdrachtiger' dan in het zuidwesten: de ondergrond heeft een grotere capillaire stijgsnelheid, waardoor meer vocht vanuit het grondwater kan worden aangevoerd. Het waterbergend vermogen in het noorden is kleiner.



a. Zes monsters uitgezet in de rechthoeksgrafiek (zie tabel 5.44)
Geschematiseerde korrelgrootteverdeling in zeeafzettingen in Friesland en Groningen (b) en in Zeeland en Zuid-Holland (c)

Bij gronden met veel lutum ligt de zaak ingewikkelder. Weliswaar is de vochtbinding sterk, maar op het punt dat planten verwelken zit er nog steeds vrij veel water in de grond. De binding van dat water is dus té sterk. De capillaire aanvoer wordt door twee factoren belemmerd: een lage stroomsnelheid in de zeer nauwe poriën en onderbreking van het capillaire contact door horizontale krimpscheuren. Het optimale lutumgehalte voor vochtlevering ligt tussen ongeveer 10 en 30%.

5.9.5 Doorlatendheid in verband met zandgrofheid en leemgehalte

Met doorlatendheid bedoelen we in deze subparagraaf de zogenaamde verzadigde doorlatendheid, de snelheid waarmee een waterlaag door de grond kan stromen.
Het is gemakkelijk in te zien dat leemarm zand beter doorlatend voor water wordt, naarmate het zand grover is. De holtes tussen de zandkorrels worden dan immers ook groter. Bij eenzelfde grofheid neemt de doorlatendheid af naarmate het leemgehalte hoger is: de poriën worden dan verkleind (dier- en wortelgangen blijven hier buiten beschouwing).
Een bewerking van de grond in te natte toestand kan dit effect versterken: vele leemdeeltjes zullen tussen de zandkorrels terechtkomen en de 'zandzeef' verstoppen.
De doorlatendheid van kleiige gronden is sterk afhankelijk van de actuele bodemstructuur: bij aanwezigheid van doorlopende gangen of scheuren is de doorlatendheid groot. Niet-gescheurde kleilagen zijn slecht doorlatend.

5.9.6 De textuurgrenzen naar lutumgehalte

De grenzen naar korrelgrootteverdeling, zoals die in de textuurdriehoeken van de Stiboka te vinden zijn (figuren 5.33 en 5.34), zijn vanuit de praktijk ontstaan, door uitwisselen van ervaringen tussen boeren en bodemkarteerders. Fundamenteel wetenschappelijk onderzoek om ze landbouwkundig te rechtvaardigen is nauwelijks gedaan. Wel is langzamerhand vrij veel bekend over het verband tussen eigenschappen en textuur. Daarvan vormen de vorige subparagrafen een populaire samenvatting. Hieruit valt af te leiden dat de grenzen goed voldoen. We zullen voor de indeling naar het lutumgehalte f_{Lm} een overzicht geven. Er wordt verondersteld dat de hele wortelzone uit materiaal met dezelfde textuur bestaat als de bouwvoor (wat meestal niet waar is) en dat er een diepe grondwaterstand is.
Een grond, bestaande uit kleiarm zand ($f_{Lm} < 5\%$), paart een gemakkelijke bewerkbaarheid aan gevaar voor verdroging. Het adsorptievermogen voor voedingsstoffen is afhankelijk van de aanwezigheid van humus. Op lichte zavel ($8\% < f_{Lm} < 17\frac{1}{2}\%$) heeft men te maken met problemen van structuur-instabiliteit. Is een goede structuur te handhaven, dan zijn de water- en luchthuishouding goed, evenals de chemische eigenschappen.
Gronden die uit zware zavel ($17\frac{1}{2}\% < f_{Lm} < 25\%$) bestaan, behoren meestal tot de beste gronden van Nederland. Ze zijn vrij stabiel van structuur en goed verkruimelbaar. Het vochtleverend vermogen is hoog. Lichte-kleigronden ($25\% < f_{Lm} < 35\%$) zijn ook goed, al krijgen ze boven $f_{Lm} = 30\%$ al iets van de bezwaren van zware klei.
Deze bezwaren van zware-kleigronden ($f_{Lm} > 35\%$) zijn:
- de moeilijke verkruimelbaarheid, ze zijn alleen in een klein vochtgehaltetraject bewerkbaar;
- het trage afstaan van water;
- het ontstaan van scheuren, waardoor regenwater en kunstmest soms versneld worden afgevoerd naar het grondwater en waardoor de capillaire opstijging belemmerd wordt;
- de soms kleine doorlatendheid in natte toestand.

Het is niet mogelijk om bij de moderne landbouwmethoden de opbrengsten van gewassen rechtstreeks te koppelen aan de textuur van de grond. In het algemeen is, wat de bodem betreft, de opbrengst afhankelijk van de lucht-, vocht- en voedselvoorziening. Sommige zandige en venige gronden leveren wat dit betreft even goede groeiomstandigheden als kleiige gronden, zodat de opbrengsten bijna even hoog zijn, met soms lagere kosten. Wel spreekt men van 'zware' en 'lichte' vruchtwisseling. Dit wil zeggen dat op kleiige gronden wintertarwe in de vruchtwisseling is opgenomen, een gewas dat op zandige gronden weinig gebruikt wordt en daar lagere opbrengsten geeft (door een grotere gevoeligheid voor ziekten?).
Er spelen veel meer factoren een rol bij de bodemgeschiktheid dan de textuur. We zullen ze in dit boek nog tegenkomen.

5.64 *Vraag*

Zet in volgorde van hoog naar laag vochtbindend vermogen: leemarm grof zand, zware klei, lichte zavel, leemarm fijn zand, zwak lemig grof zand, lichte klei. Alle monsters zijn humusarm.

5.65 *Tabel*

Belangrijkste van de in dit hoofdstuk geïntroduceerde grootheden.

nummer formule	naam grootheid in dit boek	symbool	geheugensteun	SI-eenh.	andere literatuur	
					namen	symb.
5.6	zandgehalte van de minerale delen	f_{Zm}	(massa)fractie	1	% zandfractie	
5.7	leemgehalte van de minerale delen	$f_{L+S,m}$	mineraal	1	% leemfractie	
5.8	siltgehalte van de minerale delen	f_{Sm}	siltdeel	1	% siltfractie	
5.9	lutumgehalte van de minerale delen	f_{Lm}	lutumdeel	1	% lutum	L
	mediaan van het zanddeel, zandmediaan	M_Z	zanddeel	µm	M50-cijfer	M50
5.41	mediaan van een korrelgroottedeel	M_x	mediaan	µm		
5.52	massieke oppervlakte	s	surface (Eng.)	m²/kg	soortelijke oppervlakte	S
5.57	U-getal van de deeltjes van een subklasse	U_s	subklasse	1	U-cijfer	U
	U16-getal	U_{16}	16-2000 µm	1	U16-cijfer	U16

5.66 *Repeteervragen*

a. Wat is het verschil tussen zandgrond, zand, zanddeel en zanddeeltje?
b. Wat verstaan we onder het lutumgehalte van de minerale delen?
c. Geef de namen en indexen voor bestanddelen van grond, die gebruikt worden in verband met het onderzoek naar korrelgrootte.
d. Definiëer het lutumdeel, siltdeel, leemdeel, zanddeel en grinddeel.
e. Definiëer de zandfractie volgens Stiboka, RIJP resp. RGD.
f. Leg verbanden tussen de kenmerken van zanddeeltjes en de eigenschappen van het zanddeel. Idem voor siltdeel en lutumdeel.
g. Wat is in hoofdlijnen de werkwijze bij het bepalen van de korrelgrootteverdeling?
h. Wat welke grootheden gaat de textuurindeling van de Stiboka uit?
i. Waarom heeft de Stiboka 2 textuurdriehoeken?
j. Waarmee wordt de zandgrofheid gekarakteriseerd? Omschrijf deze grootheid.
k. Noem een grondsoort met een grote spreiding in korrelgrootte en één met een kleine spreiding.

l. Hoe groot is de invloed van het lutumdeel op de massieke oppervlakte van grond?
m. In welk lutumgehaltetraject is het gevaar voor slemp het grootst?
n. Waarom komen op grindige afzettingen weinig holocene stuifzandafzettingen voor?
o. Waarom hoeft een ploegzool in een matig-lichte-zavelgrond niet schadelijk te zijn voor het gewas?
p. Waarom is het vochtleverend vermogen van zavelgronden meestal groter dan dat van zware-kleigronden?
q. Bespreek globaal hoe de eigenschappen van grond veranderen bij stijgend lutumgehalte.

5.10 LITERATUUR

5.10.1 Geraadpleegde literatuur

Bakker H. de & J. Schelling, 1966. Systeem van bodemclassificatie voor Nederland. Pudoc, Wageningen. 217 p.
Bakker H. de, 1979. Major soils and soil regions in the Netherlands. Junk, Den Haag en Pudoc, Wageningen. 203 p.
Bedrijfslaboratorium voor Grond- en Gewasonderzoek, z.j. Overzicht onderzoekvormen en bepalingen. Oosterbeek. 7 p.
Breukelen, L.L. van, D.J. Perduijn, A. Pheifer, P.J. Tichelaar, H.J. Timmers & J.H. van der Velden, z.j. Keramiek. Losbladige cursus. Stichting opleiding keramici, De Steeg.
Directie van de Wieringermeer, 1946-1956. Bodemkundige code- en profielenkaart van de Noordoostpolder.
Doeglas, D.J., 1955. A rectangular diagram for comparison of size frequency distributions. Geologie en Mijnbouw 17: 129-137.
Doeglas, D.J., 1962. A graphic approach to the interpretation of variations in the size frequency distributions of silty clays. Bull. francais des argiles 13: 3-14.
Haines, W.B. & B.A. Keen, 1925. Studies in soil cultivation. III. Measurements on the Rothamsted classical plots by means of dynameter and plough. The Journal of Agricultural Science 15: 395-406.
Heij, D. van der & P. K. Peerlkamp, 1970. Kennis van grond en bodem. 6e druk. Wolters-Noordhoff. Groningen. 216 p.
Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, N. Y. 413 p.
Hofstee, J. & H.J. Fien, 1971. Analysemethoden voor grond, gewas, water en bodemvocht. Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders, Kampen.
Hoofdcommissie voor de normalisatie in Nederland, 1939. Indeeling en benaming van grondmonsters; hoofdindeeling. Normaalblad N 209.
Hoofdcommissie voor de normalisatie in Nederland, 1939. Indeeling en benaming van grondmonsters; nadere indeeling van zand en grind op grondslag van de korrelgrootte. Normaalblad N 210. Den Haag.
Hoofdcommissie voor de normalisatie in Nederland, 1939. Indeeling en benaming van grondmonsters; methoden voor onderzoek van zand en grind. Normaalblad N 213. Den Haag.
Hoofdcommissie voor de normalisatie in Nederland, 1939. Indeeling en benaming van grondsoorten; toelichting bij de normaalbladen N 209, N 210 en N 213. Den Haag.
Hooghoudt, S.B., 1945. Een bijdrage tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond nr. 9: Een gecombineerde zeef- en pipetmethode voor de bepaling van de granulaire samenstelling van den grond.
International organisation for standardization, 1967. Aanbeveling R565.
Nederlands Normalisatie Instituut, 1969. Controlezeven. Normaalblad NEN 2560.
Nederlands Normalisatie Instituut, 1974. Voorschriften beton. Normaalblad 3861.
Knapp, B.J., 1979. Soil processes. George Allen and Unwin, Londen, 72 p.
Rijks Geologische Dienst, 1977. Classificatie van onverharde sedimenten (beknopte versie). RGD, Haarlem. 7 p.
Rijkswaterstaat, 1967. Eisen door de Rijkswaterstaat gesteld aan bouwstoffen voor de wegenbouw. Staatuitgeverij, Den Haag. 100 p.
Rijkswaterstaat, 1978. Eisen voor bouwstoffen in de wegenbouw. Staatsuitgeverij, Den Haag. 100 p.
Robinson, G.W., 1922. A new method for the mechanical analysis of soils and other dispersions. J. Agr. Sci. 12: 306-321.
Ruegg, G.H.J., C.J. van Staalduinen, J.H. Bisschops & H.A. van Adrichem Boogaert, z.j., maar dateert uit 1974), Classificatie van onverharde sedimenten bij de Rijks Geologische Dienst. Doel, richtlijnen, classificatie, verantwoording. RGD, Haarlem. 35 p.
Schurer, K. & J.C. Rigg, 1980. Grootheden en eenheden in de landbouw en de biologie. Pudoc, Wageningen. 121 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1965. De bodem van Nederland. Toelichting bij de bodemkaart van Nederland, schaal 1:200 000. Stiboka, Wageningen. 292 p.
Visser, R.C., 1976. Grondbeschrijving. LGM-med. 17, nr. 5.
Vries, O. de & F.J.A. Dechering, 1984. Grondonderzoek. Beschrijving en toelichting bij het grondonderzoek zoals dat in het Bedrijfslaboratorium verricht wordt. Drukkerij Gebr. Hoitsema, Groningen. 3e druk, 164 p.
Wiegers, H., 1975. S.C.W.-Classificatie van zand. Med. 38, Stichting Studie Centrum Wegenbouw, Arnhem. 88 p.
Wiggers, A.J., 1955. De wording van het Noordoostpoldergebied. Tjeenk Willink, Zwolle. 214 p.
Zuur, A.J., 1947. Renvooi voor de bodemkundige code- en profielkaarten van den Noordoostpolder, benevens sleutel voor het lezen van de bodemkundige gegevens op code- en profielkaart. Kampen.

5.10.2 Aanbevolen literatuur

Algemeen
Doeglas, D.J., 1952. Afzettingsgesteenten. Servire, Den Haag. 173 p.
Hooghoudt, S.B., 1934. Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige grootheden van den grond nr. 2: De doorlatendheid, de maximale capillaire stijghoogte, de hoeveelheid hangwater, de grootheid μ van Porchet en het specifiek oppervlak. De methoden ter bepaling van deze grootheden en hun onderling verband. Blz. 215-345. Verslagen van Landb. Ond. 40B.
Ruegg e.a., 1974.
Wiegers, 1975.

Bepalingsmethoden
Hofstee & Fien, 1971.
Hooghoudt, 1945.
Rijkswaterstaat, 1978.
Robinson, 1922.
De Vries & Dechering, 1948.

Eigenschappen, gekoppeld aan textuur
Fahmy, M.I., 1961. The influence of clay particles on the hydraulic conductivity of sandy soils. Proefschrift, Wageningen. 89 p.
Haines & Keen, 1925.
Hooghoudt, 1934.
Maandblad voor de Landbouwvoorlichtingsdienst (nov. 1948). Speciaal nummer over stuivende akkers.

Grafische weergave
Doeglas, 1952, blz. 93 (waarschijnlijkheidspapier).
Doeglas, 1955.

Indelingen naar korrelgrootte
De Bakker & Schelling, 1966, blz. 51-58.
Hoofdcommissie voor de normalisatie in Nederland, 1939.
Rijks Geologische Dienst, 1977.
Soil Survey Staff, 1951. Soil survey manual. United States Department of Agriculture. 503 p.
Visser, 1976.
Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geol. 30, 377-392.
Zuur, 1947.

Samenstelling van Nederlandse gronden
Bakker, H. de & A.W. Edelman-Vlam (1976), De Nederlandse bodem in kleur. Stiboka en Pudoc, Wageningen. 148 p.
Doeglas, 1962.
Jong, J.D. de, 1951. Duin- en zeezand. Bijdrage tot kennis van de granulometrische samenstelling van Nederlandse grondsoorten. Staatsdrukkerij, Den Haag. 52 p.
Poelman, J.N.B., De lutum-slibverhoudingen in rivierkleigronden. Boor en Spade XIV (1965), 196-214.
Stichting voor Bodemkartering, allerlei toelichting op bodemkartering (o.a. 1:50000 bodemkaarten).
Vries, O. de, 1942. De granulaire samenstelling van Nederlandsche grondsoorten. 's-Gravenhage. Versl. Landb. Ond. 48(11)A, 565-708.

Soortelijke oppervlakte, korrelvorm
Doeglas, 1952, blz. 111-124.
Hooghoudt, 1934, blz. 225-227.

Statistische beschouwingen (o.a. spreiding)
Griffiths, J.C., 1967. Scientific method in analysis of sediments. McGraw-Hill. 508 p.
Pettijohn, F.J., 1957. Sedimentary rocks. 2e ed. Harper and Brothers, New York. 718 p.



HOOFDSTUK 6: BODEMMINERALOGIE

door A. Breeuwsma en J.S. Drijver-de Haas

6.1 HERKOMST EN ONTSTAAN VAN MINERALEN IN DE BODEM

6.1.1 Inleiding

In dit hoofdstuk worden de *anorganische* bestanddelen van de bodem behandeld. Zij worden samengevat onder de naam minerale bestanddelen, kortweg mineralen genoemd. Met de term *mineraal* bedoelen we een deel van een gesteente of bodem met een typerende combinatie van chemische samenstelling en ionenrangschikking, meestal leidend tot een karakteristieke kristalvorm (figuur 2.2) en een bepaalde hardheid.
Er zijn reeds vele mineralen bekend, enkele duizenden zelfs en hieraan worden ieder jaar nog eens tientallen toegevoegd. Een groot deel van de al bekende mineralen komt echter maar zelden voor, zodat voor de bodemkundige maar een gering aantal (zo'n vijftig) van wezenlijk belang is.
In dit hoofdstuk wordt een algemeen inzicht gegeven in de herkomst van de belangrijkste mineralen, de manier waarop zij in de bodem zijn terechtgekomen, de hoeveelheden waarin zij voorkomen, hun bouw en hun eigenschappen. De mineralogische samenstelling van de belangrijkste gronden in Nederland komt in het volgende hoofdstuk aan de orde.
Mineralen bevinden zich in gesteenten met kristalvorm (*kristallijn*) of zonder (*amorf*). Op de een of andere manier worden zij los gemaakt van het oorspronkelijke gesteente. Zij kunnen dan ter plekke blijven liggen, in welk geval men spreekt van *autochtoon* materiaal, of ze kunnen naar elders vervoerd worden en daar gedeponeerd worden. In het laatste geval gaat het om *allochtone* sedimenten (zie ook 2.5.2). Het losmaken van mineralen uit vast gesteente hoort tot het proces dat *verwering* wordt genoemd.
Verwering betekent in het algemeen verandering onder invloed van het weer. Voor gesteente houdt dat in dat het uiteenvalt in grotere of kleinere deeltjes (fragmenteert). We zullen echter zien dat het voor gesteenten niet alleen weersfactoren of andere abiotische factoren zijn die verwering veroorzaken, maar dat ook organismen (biotische factoren) een rol spelen bij verwering.

6.1.2 Fysische verwering

Als de oorzaak van verwering gevormd wordt door natuurkundige krachten van buitenaf of door spanning binnen in het gesteente, spreekt men van *fysische* verwering. Het gaat hier dus om zuiver mechanische oorzaken. Krachten van buitenaf kunnen optreden als zich ijs vormt in spleten en poriën in gesteente. Dit komt veelvuldig voor in hooggebergte in de tijd dat de temperatuur schommelt om het vriespunt. De volumetoename van water bij *bevriezen* bedraagt ongeveer 9%, wat een grote druk kan opleveren, nl. 1 kbar. Ook levend materiaal kan aanzienlijke druk uitoefenen op gesteente. Wortels van bomen en planten kunnen, na hun weg gevonden te hebben in de kleinste spleten, door diktegroei gesteente tot splijten brengen. Dit is een voorbeeld van *biotische* verwering.
Gesteente is een slechte warmtegeleider. Als het dan ook blootgesteld wordt aan de zon zal de temperatuur binnenin ver achter blijven bij die aan het oppervlak. Het resultaat hiervan is afschilferen, wat te vergelijken is met het afbladderen van verfwerk. Een ander effect van *warmtewerking* is het verschijnsel, dat niet alle stoffen in dezelfde mate of in dezelfde richting uitzetten. Ook dit levert inwendige spanningen op, die tot afbrokkelen kunnen leiden. Dit komt vooral voor in grofkorrelig gesteente.
Ook de vorming van kristallen en daaropvolgende *hydratie* in poriën in gesteente kan een druk opleveren die zo sterk is dat

splijting van het gesteente optreedt. Dit is te zien in woestijngebieden, als anhydriet ($CaSO_4$) uitkristalleert in poriën en scheurtjes en vervolgens water opneemt, waardoor gips ($CaSO_4.2H_2O$) gevormd wordt. Tenslotte draagt de *zwaartekracht* nog bij aan fysische verwering. Door stromend water en tegen het gesteente aanschurende stenen wordt uiteenvallen bevorderd.

Resultaat
Hoe de fysische verwering ook tot stand gekomen is, het proces verandert niets aan de chemische samenstelling van de mineralen die zich in het gesteente bevinden. Het enige effect is *fragmentatie*, waardoor delen of deeltjes ontstaan, die kleiner van grootte zijn. Daardoor wordt de soortelijke oppervlakte van het gesteente vergroot (zie ook § 5.7) en daarmee veranderen de fysische eigenschappen (zie § 5.9). Daarnaast heeft de oppervlaktevergroting nog tot gevolg dat een grotere oppervlakte blootgesteld wordt aan chemische verwering.

Resistentie van gesteenten
De snelheid waarmee en de mate waarin fysische verwering kan inwerken op een gesteente is afhankelijk van de samenstelling wat betreft de mineralen en de structuur daarvan. Die samenstelling bepaalt b.v. of een gesteente grofkorrelig is, zoals graniet, of fijnkorrelig, zoals bazalt. Bazalt zal een grotere resistentie hebben dan graniet.
De mineralen zelf verschillen in hardheid en splijtbaarheid. Dit wordt veroorzaakt door de structuur van de kristalroosters (zie figuur 6.8). Mineralen, waarvan de roosters plaatvormig zijn, zoals bij de fyllosilicaten (zie tabel 6.10), zijn gemakkelijk splijtbaar. Mica is hiervan een goed voorbeeld. Het andere uiterste vormt kwarts, dat hard is en slecht splijtbaar. Gesteente, dat veel mineralen zoals mica bevat, zal dus weinig resistent zijn; ander gesteente, dat veel kwarts bevat zal zeer resistent zijn tegen fysische verwering.

Belang
Fysische verwering is vooral van belang in koude, droge gebieden waar verweerbaar gesteente aanwezig is. In Nederland komt weinig vast gesteente voor, zodat deze vorm van verwering niet belangrijk is. Wèl belangrijk zijn de produkten van fysische verwering die elders heeft plaatsgevonden. Ze vormen het grind-, zand- en siltdeel in de meeste Nederlandse gronden. Het lutumdeel bestaat hoofdzakelijk uit produkten van een andere soort verwering, de chemische verwering, die we nu zullen behandelen.

6.1.3 Chemische verwering (zie ook 26.3.2)
Gesteente is niet alleen blootgesteld aan mechanische krachten, maar ook aan contact met water en lucht, de stoffen die zich daarin bevinden en aan organisch materiaal. Hierdoor kunnen mineralen worden aangetast en komen stoffen vrij die nieuwe mineralen vormen of die worden afgevoerd. We spreken dan van *chemische verwering*. De belangrijkste groep mineralen die door chemische verwering gevormd wordt zijn de *kleimineralen*, die ontstaan uit silicium- en aluminiumhoudende afbraakprodukten; we behandelen ze in § 6.3. Een voorbeeld van aantasting zonder nieuwvorming is het verweren van *kalksteen* door koolzuurhoudende regen, zoals dat te zien is aan historische gebouwen die uit kalksteen zijn opgetrokken. Regenwater bevat altijd een bepaald percentage koolstofdioxyde, waardoor het enigszins zuur wordt:

6.1 $H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3$ (koolzuur)

De zure regen lost kalk op doordat het oplosbare calciumwaterstofcarbonaat gevormd wordt dat met regenwater wegspoelt:

6.2 $CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$

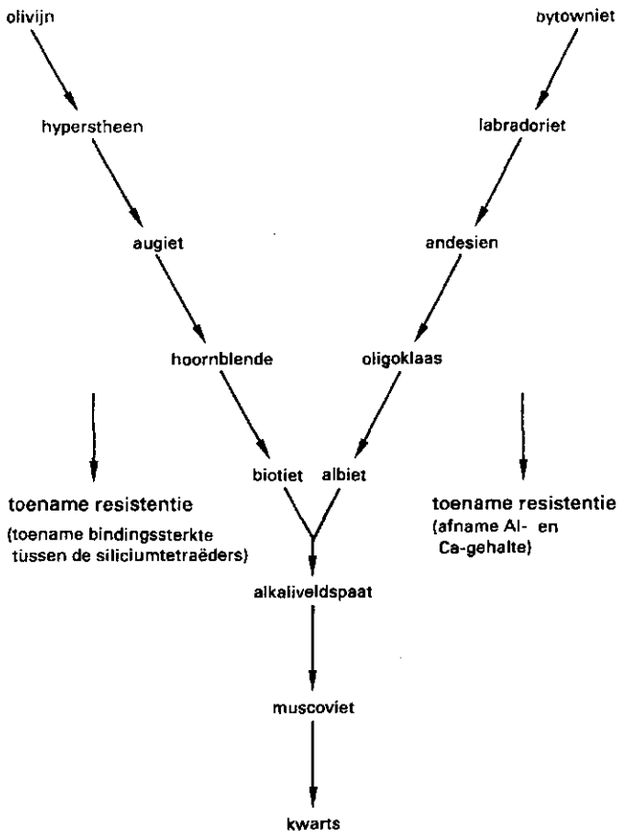
De luchtverontreiniging versterkt de verwering van kalk nog. Ook koolstofdioxyde, dat wordt afgegeven door haarwortel-tjes die het gesteente zijn binnengedrongen, tast het gesteente aan. Hetzelfde geldt voor humuszuren, afgegeven door plantenresten.

Resultaat
De chemische veranderingen van mineralen kunnen van velerlei aard zijn, maar ze hebben met elkaar gemeen, dat ze altijd plaatsvinden in de aanwezigheid van water en dat de verweringsprodukten doorgaans oplosbaar zijn in water (als zouten) of daarin suspenderen (zoals de kleimineralen). Het effect van chemische verwering is des te groter naarmate het gesteente meer vergruisd is (oppervlaktevergroting).
Samenvattend kan men dus zeggen dat het effect van chemische verwering zich op drie manieren kan uiten:
a. er worden oplosbare zouten gevormd, die weggespoeld kunnen worden of ter plekke beschikbaar blijven voor opname door wortels van planten;
b. er worden nieuwe mineralen gevormd;
c. het verband tussen de oorspronkelijke gesteentedeeltjes wordt verzwakt, waardoor fysische krachten een grotere invloed kunnen uitoefenen.

Belang
Chemische verwering speelt dus een belangrijke rol bij het ontstaan van nieuwe mineralen. Deze kunnen weer een hoofdbestanddeel vormen van klastische sedimentgesteenten, zoals de kleimineralen in zavels en kleien in Nederland. Dit materiaal is naar ons land vervoerd na elders door verwering ontstaan te zijn.
De opgeloste stoffen, ontstaan door chemische verwering, kunnen van belang zijn voor de bodemvruchtbaarheid van niet-bemeste gronden. Soms worden ze direct door de planten opgenomen, soms ook eerst gebonden door humus en kleimineralen. In de bodem gaat de chemische verwering nog steeds door.

Resistentie van mineralen
Er is een duidelijk verschil in de mate waarin minineralen resistent zijn tegen chemische verwering. Zo zijn Mg- en Fe-silicaten niet erg resistent, waardoor zij op den duur uit het gesteente verdwijnen. Dit gebeurt bij olivijn, hoornblende, augiet, biotiet, chloriet, e.d. (tabel 6.10). Een dergelijke opsomming nodigt uit tot het opstellen van een *resistentiereeks*. Figuur 6.3 laat een dergelijke reeks zien, uitgesplitst voor lichte en donkere mineralen (zie 6.2.3).

Links staat bovenaan het minst resistente donkere mineraal olivijn. Olivijn bestaat uit enkele ('losse') tetraëders van 4 zuurstofionen met in het zwaartepunt een siliciumion (figuur 6.8 a t/m c); tussen de tetraëders bevinden zich magnesium of ijzerionen. In de richting van kwarts neemt de stabiliteit (resistentie) van de mineralen toe wat gepaard gaat met een hechtere binding tussen de samenstellende tetraëders (vergelijk figuur 6.8 d t/m i). In de rechter helft van figuur 6.3 wordt de toename van de resistentie van lichte mineralen veroorzaakt door de afname van het aantal aluminiumtetraëders die samen gaat met de afname van het Ca-gehalte.
Behalve de twee hierboven genoemde zijn er meer factoren die invloed hebben op de resistentie, zoals de aanwezigheid van oxydeerbare kationen (b.v. Fe^{++}-ionen). Ook de dichtheid waarmee de tetraëders samengepakt zijn is belangrijk: hoe compacter hoe resistenter. Door de belangrijkheid van een aantal factoren samen te nemen en hun effect op mineralen te vergelijken heeft men een rangorde kunnen maken, waarbij geldt, dat een hoger indexnummer een hogere resistentie betekent. Jackson maakte een dergelijke lijst voor kleimineralen en mineralen van vergelijkbare grootte (tabel 6.4). Door de minerale samenstelling van de lutumfractie te bepalen en de verweringsindexen te wegen is een verweringsgetal te geven. Hoe hoger dit getal is, des te sterker is de verwering geweest. Dit kan duiden op oudere bodems of erosiemateriaal daarvan. Het kan ook zijn dat de omstandigheden de verwering versneld hebben. Dit soort verweringsreeksen is niet algemeen geldig. In de praktijk speelt het milieu (klimaat, vegetatie, e.d.) waarin de verwering plaats vindt, toch een overheersende rol. Zo zijn ijzer- en aluminiumoxyden in een gematigd klimaat bij onvolledige afbraak van organische stof minder stabiel dan in een tropisch klimaat waarin geen orga-



6.3 *Figuur*

Twee resistentiereeksen van een aantal mineralen in magmatisch gesteente. Links donkere, rechts lichte mineralen (hier veldspaten). Naar Bear, 1964: 32 (oorspr. Goldich, 1938).

nische zuren worden gevormd. In tabel 6.4 is vermeld dat ijzer- en aluminiumoxyden het langst weerstand bieden (12 Hm en 11 Gb). Dit geldt dus voor vochtige en vrij warme omstandigheden (oxisolen in de tropen). In een klimaat waarin podzolering plaatsvindt, zullen de ijzer- en aluminiumoxyden afgevoerd worden door complexering met humuszuren en resulteert er een kwartsgrond. De stabiliteit van mineralen is dus afhankelijk van de samenstelling van de bodemoplossing. Dit kan voor een deel worden weergegeven via stabiliteitsdiagrammen (Van Breemen en Brinkman, 1976).

6.4 *Tabel*

Verweringsindexen van mineralen in het lutumdeel. Vastgesteld voor goed ontwaterde gronden, oorspronkelijk basische gesteenten en vochtige, vrij warme omstandigheden. Naar Bear, 1964: 120 (oorspr. Jackson).

Verweringsindex en symbool	Mineralen in het lutumdeel van grond
1 Gp	gips, haliet, natriumnitraat, ammoniumchloride, natriumsulfaat
2 Ct	calciet, dolomiet, aragoniet, apatiet
3 Hr	hoornblende, olivijn, pyroxenen, diopsied
4 Bt	biotiet, glauconiet, chloriet (met Fe en Mg), nontroniet
5 Ab	albiet, mikroklien
6 Qr	kwarts,
7 Il	illiet, sericiet, muscoviet
8 Vr	vermiculiet
9 Mt	montmorilloniet, beidelliet
9 Ig	tussenvormen van montmorilloniet, vermiculiet en chloriet
10 Kl	kaoliniet en halloysiet
11 Gb	gibbsiet en boehmiet
11 Allo	allofaan
12 Hm	hematiet, goethiet, limoniet
13 An	anataas, zirkoon, rutiel, ilmeniet, korund

6.1.4 Samenvatting verwering

De oorzaken, resultaten en produkten van fysische en chemische verwering zijn samengevat in tabel 6.5. Fysische verwering komt neer op fragmentatie van gesteenten, waarbij de grootte van de fragmenten kan verschillen. De deeltjes kunnen ter plekke blijven liggen of door erosie en transport elders terechtkomen (zie 6.1.5). In beide gevallen vormen zij de zogenaamde primaire, *klastische* (detritische) componenten in afzettingsgesteenten. Chemische verwering levert altijd produkten op die een andere chemische samenstelling hebben dan het oorspronkelijke gesteente. Na sedimentatie uit een suspensie vormen zij de nieuwgevormde, klastische componenten van afzettingsgesteenten. Stoffen die neerslaan uit een oplossing vormen *niet-klastische* sedimenten (vgl. tabel 2.3c). Metalen kunnen bij chemische verwering in het gesteente achterblijven als ertsen.

6.5 *Tabel*

Vergelijking van de fysische en chemische verwering van gesteenten.

	fysische verwering	chemische verwering
oorzaken	mechanische krachten van water, wind, ijs; uitzetting door kristalvorming of warmte; zwaartekracht	chemische reactie met stoffen, die zich bevinden in de lucht, in regenwater, in plantenresten (humus), zoals CO_2, H_2O, O_2 en humuszuren
resultaat	vaste deeltjes van verschillende grootte door fragmentatie; de mineraalsamenstelling is dezelfde als die van het oorspronkelijke gesteente	mineralen van andere samenstelling dan die van het oorspronkelijke gesteente, voorkomend als vaste deeltjes, in suspensie of in oplossing
produkten	primaire klastische componenten, zoals kwarts in grind en zand	1. nieuwgevormde klastische componenten, zoals ijzeroxyden en -hydroxyden en kleimineralen 2. zouten in oplossing, zoals natrumchloride ($NaCl$), calciumsulfaat ($CaSO_4$) en calciumwaterstofcarbonaat $Ca(HCO_3)_2$

6.6 *Vragen*

a. In Zuid-Limburg komen verweringsgronden op krijt (kalksteen) voor. Daarbij wordt een onderscheid gemaakt tussen gronden met kalkdeeltjes (o.a. krijteerdgronden) en gronden zonder kalk. Het verweringsresidu bestaat uit klei (kleefaarde) en vuursteeneluvium. Welke grond is het sterkst verweerd: een krijteerdgrond of kleefaarde?

b. Herkent u de verweringssymbolen in tabel 6.4?

c. Twee monsters A en B zijn afkomstig uit de tropen. Van grondmonster A bestaat het lutumdeel uit kwarts, illiet en vermiculiet. Van B uit kaoliniet, gibbsiet en hematiet. Welk monster heeft de sterkste verwering ondergaan of is afkomstig uit het meest verweerde erosiemateriaal?

6.1.5 Transport van mineralen

Verplaatsing van mineralen vindt op grote schaal plaats. 75% van het aardoppervlak bestaat uit sedimenten, zowel verhard als onverhard, en al die sedimentcomponenten zijn ooit op die bepaalde plek terecht gekomen. Die bepaalde plek kan zijn de plaats van verwering, in welk geval er geen sprake is van transport. Dan spreken we van *verweringsgronden* (Eng. residual soils). Op plateaus en berghellingen kan men vaak een dergelijke verweringslaag aantreffen. Die laag kan zó dik worden dat een deel door de zwaartekracht naar beneden glijdt. Een andere mogelijkheid is dat de laag of een deel ervan door ijs, sneeuw of regen in beweging gebracht wordt waardoor de verweringsprodukten beneden terecht komen. In dat geval zal het vooral om produkten van fysische verwering gaan, maar ook chemische verweringsprodukten kunnen meegevoerd

worden, vooral opgelost of gesuspendeerd (de kleimineralen) in water. De opgeloste zouten kunnen in oplossing blijven (zoals keukenzout in zeewater) of bij oververzadiging neerslaan (zoutgesteente). Kleideeltjes kunnen bij stilstand van het water bezinken en dan het kleibestanddeel van de bodem vormen of ze kunnen onder bepaalde omstandigheden tot kleischalie worden verhard. Alle processen waarbij sprake is van afvoer van verweringsprodukten worden samengevat onder het begrip *erosie*.
Van belang bij het transport van verweringsprodukten (van zowel fysische als chemische verwering) is de grootte van de deeltjes. Het transport levert vaak een *sortering naar deeltjesgrootte* op (zie 2.5.2). Het is juist in dit opzicht dat primaire en secundaire mineralen (zie § 6.2) van elkaar verschillen: primaire mineralen zijn vaak groter dan secundaire mineralen. De eerste zullen dan ook overwegend te vinden zijn in het zand- en grinddeel, de laatste vooral in het silt- en lutumdeel (zie figuur 5.13).

6.1.6 Kringloop van mineralen (vgl. 2.5.1)

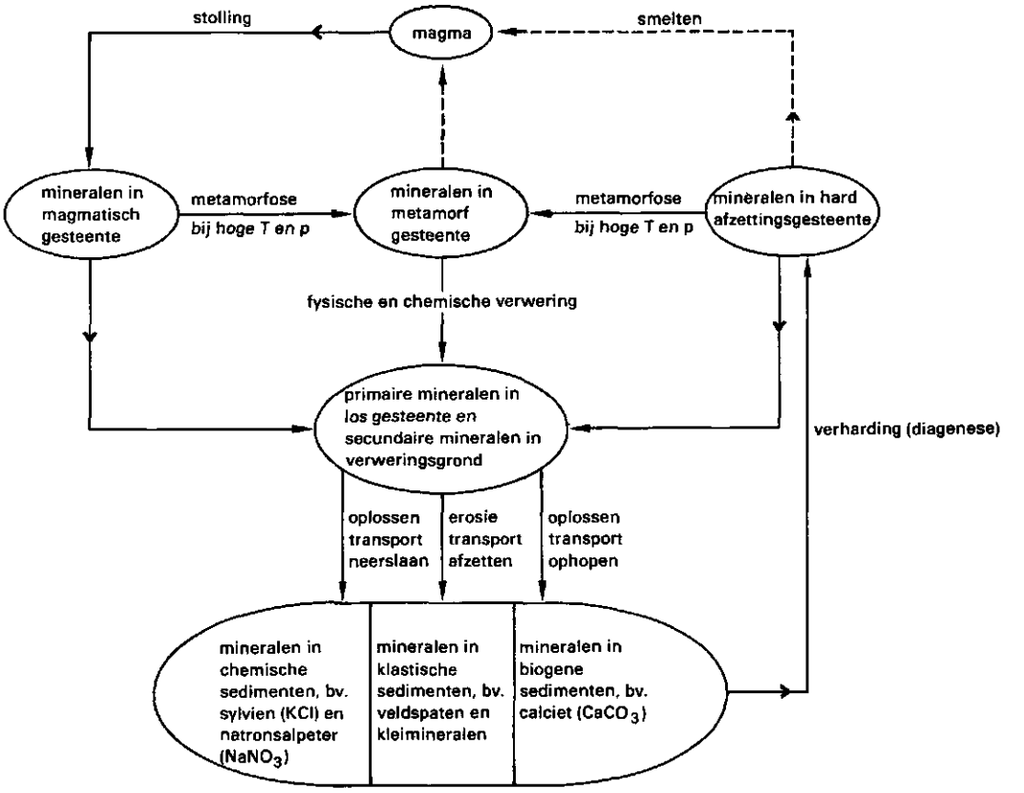
In het voorgaande zou de indruk gewekt kunnen zijn dat het sedimenteren van verweringsprodukten een eindstadium zou zijn. Niets is minder waar. In feite speelt zich in de geologische geschiedenis een continu, zij het zeer langzaam proces af, waarbij verweringsprodukten ontstaan, sedimenteren en verharden tot gesteente, dat weer verweert of tot metamorf of zelfs magmatisch gesteente omgevormd kan worden, enz. In deze gang van zaken zijn alleen abiotische processen genoemd. Nog ingewikkelder wordt deze kringloop als men de rol die organismen erin spelen, erbij betrekt (zie 6.1.2 en 6.1.3). Een andere rol van organismen in dit proces is die van accumuleren van mineralen, zoals de koraaldieren dat doen door het bouwen van koraalriffen. Die riffen kunnen verweren waardoor de kalk weer in oplossing komt. Die kalkprodukten kunnen door oververzadiging weer neerslaan, verharden en kalksteen vormen. De eindeloosheid van al deze processen wordt geïllustreerd door figuur 6.7 waarin de *kringloop van mineralen* schematisch is weergegeven (verg. deze figuur met figuur 2.25).

6.2 INDELINGEN VAN MINERALEN

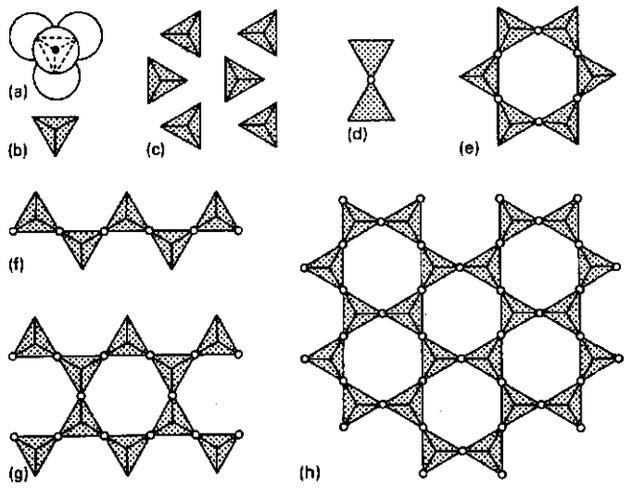
In deze paragraaf behandelen we diverse indelingen van mineralen: naar herkomst, kristalopbouw, chemische samenstelling, kleur en dichtheid. Mineralen die voorkomen in magmatische en metamorfe gesteenten en hun fysische verweringsprodukten worden *primaire* mineralen genoemd (6.2.1). *Secundaire* mineralen zijn ontstaan door chemische verwering (6.2.2). Indeling naar kleur en dichtheid komt aan de orde in 6.2.3.

6.2.1 Primaire mineralen

Door fysische verwering, erosie en sedimentatie komen vele primaire mineralen in de bodem terecht, waar ze verder kunnen verweren en bijdragen aan de natuurlijke chemische vruchtbaarheid. De bodemvorming wordt mede door de primaire mineralen bepaald via de factor *'moedermateriaal'*.
De meeste primaire mineralen zijn silicaten van aluminium, ijzer of magnesium. Vier zuurstofionen omgeven telkens het kleinere siliciumion. Men kan zich dit voorstellen als een regelmatig viervlak, een tetraëder, met de middelpunten van de zuurstofionen als hoekpunten en het silicumion in het centrum (figuur 6.8). Tussen de tetraëders of tetraëdergroepen zitten metaalionen. De kristalopbouw hangt af van de wijze waarop de *SiO_4-tetraëders* aan elkaar gekoppeld zijn. Met deze op-

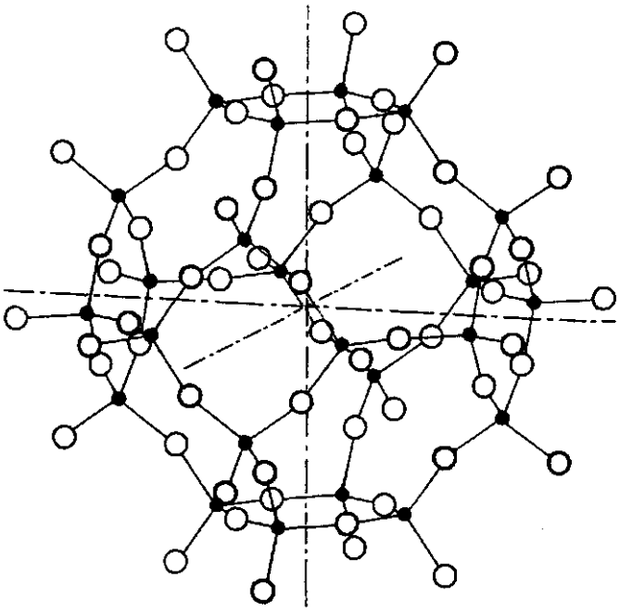


6.7 *Figuur*
Kringloop van mineralen en gesteenten.



• = Si^{4+}-ion;

o = zuurstofionen die door de tetraëders gemeenschappelijk gebruikt (kunnen) worden



——— = ionbinding

— — — = kristalas

6.8 *Figuur*

Indeling van silicaten naar koppeling van SiO_4-tetraëders. Pannekoek & Van Straaten, 1984: 76 (de oorspronkelijke versie is van Holmes, 1978: 19); figuur i is van Nota & Troelstra, 1968: 111.

a. SiO_4-tetraëder: 4 grote zuurstofionen met daartussen een klein Si- of Al-ion
b. Schematische voorstelling van deze tetraëder
c. Nesosilicaten (b.v. olivijn)
d. Sorosilicaten (b.v. epidoot)
e. Cyclosilicaten (b.v. toermalijn)
f. Inosilicaten, pyroxenen (b.v. augiet)
g. Inosilicaten, amfibolen (b.v. hoornblende)
h. Fyllosilicaten (b.v. mica's en kleimineralen)
i. Tektosilicaten (b.v. veldspaten).

bouw kunnen eigenschappen, zoals kristalvorm (zie figuur 2.2), splijtbaarheid en verweerbaarheid samenhangen. Aldus onderscheidt men de volgende subklassen van silicaten: ortho- of nesosilicaten, sorosilicaten, cyclosilicaten, inosilicaten, fyllosilicaten en tektosilicaten (figuur 6.8 en tabellen 6.10 en 6.11).

6.9 *Vraag*

De namen van de subklassen van silicaten zijn afgeleid van de volgende Griekse woorden: *orthos* = recht; *nesos* = eiland; *sooros* = groep; *kyklos* = cirkel; *inos* = draad, vezel; *phyllon* = blad; *tektainomai* = bouwen. Probeer verband te leggen tussen de namen en de tekeningen in figuur 6.8.

Enige verbanden tussen bouw en eigenschappen van de silicaten zijn als volgt te formuleren (Nota & Troelstra, 1968: 108).
De *dichtheid* (volumieke massa) van de silicaten neemt af naarmate de inwendige structuur gecompliceerder is. Er kunnen namelijk steeds minder metaalionen gebonden worden, als een O^{2-} 'gebruikt' wordt door meer Si^{4+} (het SiO_4-tetraëder op zich heeft een lading van −4). Olivijnen en pyroxenen hebben een dichtheid van ca. 3200 kg/m³, veldspaat en kwarts van ca. 2600 kg/m³. Kwarts is strikt genomen geen silicaat, omdat het een oxyde is en nauwelijks metaalionen bevat. Het driedimensionale netwerk van SiO_4-tetraëders, met bindingen van gelijke sterkte in alle richtingen, leidt bij kwarts tot het ontbreken van *splijting* en een moeilijke verweerbaarheid. Bij de tektosilicaten, zoals de veldspaten, die ook zo gebouwd zijn, treedt echter wel een duidelijke splijting op. Deze is het gevolg van tussengeschakelde kationen, die de zwakke schakels vormen in het driedimensionale netwerk van de tetraëders. Er is elektrisch gezien plaats voor deze kationen, omdat een deel van de Si^{4+}-ionen vervangen is door Al^{3+}-ionen. In het algemeen geldt dat de binding binnen het Si-O-skelet veel sterker is dan de binding tussen dat skelet en de kationen. Dit heeft ondermeer tot gevolg dat de splijtvlakken parallel lopen aan de tetraëderlinten of -platen. De lintstructuur bij de inosilicaten veroorzaakt de prismatische of vezelige habitus van de pyroxenen en amfibolen. De bladsplijting en plaatvormige habitus van de mica's en kleimineralen volgt uit de plaatstructuur van de tetraëders (figuur 6.8).

In de tabellen 6.10 en 6.11 is een aantal belangrijke mineralen uit magmatische respectievelijk metamorfe gesteenten weergegeven. Hierin staan alleen de kristallijne mineralen genoemd. De amorfe zijn hierin niet te vinden. De groepen silicaten worden onderverdeeld al naar gelang welke metalen de tetraëderroosters opvullen, en de mate waarin silicium in de tetraëders vervangen is door aluminium (dit gebeurt bv. bij de veldspaten). De formules van de chemische samenstelling in de tabellen zijn gegeneraliseerd. Vaak zijn elementen die in wisselende verhouding kunnen voorkomen, aangegeven door het plaatsen van komma's, bv. bij biotiet:
$K(Mg,Fe,Al,Ti)_3Si_3AlO_{10}(OH,F)_2$.
In de literatuur vindt men niet altijd precies dezelfde formule voor een mineraal; dit wordt begrijpelijk vanuit de vervangingsmogelijkheden die er in het kristalrooster zijn. Welk ion op een bepaalde plaats terechtkomt bij het uitkristalliseren, hangt mede van het aanbod ter plekke af. Dit verschijnsel wordt *isomorfe vervanging* of isomorfe substitutie genoemd (zie ook 6.3.2).

6.10 *Tabel*

Enige belangrijke primaire mineralen in magmatische gesteenten. Bronnen: Nota & Troelstra, 1968: 119-150; Pannekoek & Van Straaten, 1984: 94-97.

mineraalgroep	mineraalnaam	chemische samenstelling
nesosilicaten	olivijn	$(Mg,Fe)_2SiO_4$
	zirkoon	$ZrSiO_4$
cyclosilicaten	toermalijn	$Na(Mg,Fe,Mn,Li,Al)_3(OH,F)_4$
inosilicaten		
pyroxenen	augiet	$(Na,Ca,Mg,Fe,Al,Ti)(Si,Al)O_3$
	hypersteen	$(Mg,Fe)SiO_3$
	diopsied	$CaMgSi_2O_6$
amfibolen	hoornblende	$Ca_2Na(Mg,Fe)_4(Al,Fe,Ti)(Al,Si)_8O_{22}(O,OH)_2$
	glaukofaan	$Na_2(Mg,Fe)_3(Al,Fe)_2Si_8O_{22}(OH)_4$
fyllosilicaten		
mica's	muscoviet	$KAl_2Si_3AlO_{10}(OH,F)_2$
	sericiet	K-arme vorm van muscoviet
	biotiet	$K(Mg,Fe,Al,Ti)_3Si_3AlO_{10}(OH,F)_2$
tektosilicaten		
veldspaten	*alkaliveldspaten*	
	orthoklaas	$KAlSi_3O_8$
	mikroklien	$KAlSi_3O_8$
	albiet	$NaAlSi_3O_8$
	plagioklazen	mengkristallen* van: $NaAlSi_3O_8$ en $CaAl_2Si_2O_8$

mineraalgroep	mineraalnaam	chemische samenstelling	
	albiet	90–100%	0– 10%
	oligoklaas	70– 90%	10– 30%
	andesien	50– 70%	30– 50%
	labradoriet	20– 50%	50– 70%
	bytowniet	10– 30%	70– 90%
	anorthiet	0– 10%	90–100%
veldspatoïden	nefelien	$(Na,K)AlSiO_4$	
(veldspaatver-	leuciet	$KAlSi_2O_6$	
vangers)	analciem	$NaAlSi_2O_6.H_2O$	
oxyden	kwarts	SiO_2	
	hematiet	Fe_2O_3	
	rutiel	TiO_2	
	ilmeniet	$FeTiO_3$	
	korund, robijn, saffier	Al_2O_3	
fosfaten	apatiet	$Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$	

* De percentages slaan op molfracties van zuivere albiet en anorthiet.

6.11 *Tabel*

Enige belangrijke primaire mineralen die in metamorfe gesteenten voorkomen. Bronnen: Nota & Troelstra, 1968: 119-150; Pannekoek & Van Straaten, 1984: 95-96.

mineraalgroep	mineraalnaam	chemische samenstelling
nesosiliceten	andalusiet	Al_2SiO_5
	sillimaniet	Al_2SiO_5
	distheen	Al_2SiO_5
	granaat	$(Ca,Mg,Fe,Mn)_3(Al,Fe,Ti,Cr)_2(SiO_4)_3$
	stauroliet	$(Fe,Mg)_2(Al,Fe)_9O_7(SiO_4)_4(OH)$
sorosilicaten	epidoot	$(Ca,Na)_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)OH$
fyllosilicaten	chloriet	$(Mg,Fe,Al)_3(Si,Al)_2O_5(OH)_4$
	serpentijn	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
	talk	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
	pyrofylliet	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
	chloritoïd	$(Fe,Mg,Mn)_2Al_4O_2(SiO_4)_2(OH)_4$

6.12 *Vraag*

In tabel 6.10 komen twee mineralen voor met dezelfde chemische samenstelling, namelijk orthoklaas en mikroklien. In tabel 6.11 zien we iets dergelijks bij andalusiet, sillimaniet en distheen. Hoe verklaart u dit?

Dat de silicaten gemiddeld het overgrote deel (80%) uitmaken van de primaire mineralen in stollingsgesteenten, blijkt uit tabel 6.13. Van de silicaten blijken de veldspaten weer het belangrijkste te zijn (60% van het totaal). *Accessorische* (bijkomende) mineralen komen in lage gehaltes voor, b.v. zirkoon, toermalijn, hematiet, rutiel en apatiet; ook hieronder bevinden zich nog enige silicaten. In *sedimentgesteenten zijn o.a. kwarts en carbonaten belangrijk.*

6.13 *Tabel*

Gemiddelde minerale samenstelling van stollingsgesteenten in de aardkorst (tot 16 km diepte) en van sedimentgesteente aan het aardoppervlak (massagehalte). N.B. De getallen hebben een grote spreiding. Schachtschabel e.a., 1979: 2 (oorspr. Clarke & Jeffries).

mineraal(groep)		massafractie (%) stollingsgesteenten		sedimentgesteenten	
inosilicaten		17		–	
mica's		4		20	
	alkaliveldspaten	20			
veldspaten		60		7	
	plagioklazen	40	— +	— +	
silicaten		81	81	27	27
kwarts			12		38
accessorische mineralen			7		6
carbonaten			–		20
kleimineralen			–		9

Primaire mineralen vormen een groot deel van het *'skelet'* van grond. Pas na chemische verwering dragen ze bij aan de plantevoeding en de bodemvorming. Primaire mineralen hebben weinig vermogen om water en kationen te binden: ze hebben nauwelijks lading; bovendien is de soortelijke oppervlakte gering door de aanzienlijke grootte van de deeltjes (vergelijk § 5.7). Secundaire mineralen hebben meestal een veel groter vermogen tot adsorptie.

6.2.2 Secundaire mineralen

De produkten van chemische verwering zijn terug te vinden in de verweringslaag, in afzettingen of in oplossing. Aldaar vormen zij secundaire mineralen, waarvan de chemische samenstelling dikwijls eenvoudiger is dan die van de primaire mineralen. Tabel 6.14 geeft een overzicht. Wat de fyllosilicaten betreft zijn hier slechts de belangrijkste kleimineralen genoemd.

De secundaire mineralen reageren in het algemeen gemakkelijker met water of andere stoffen dan primaire en hebben nogal eens adsorptievermogen (kleimineralen en oxyden). Gezien hun grote belang voor de bodemkunde wijden we drie aparte paragrafen aan de secundaire mineralen (§ 6.3 Kleimineralen; § 6.4 Oxyden; § 6.5 Overige mineralen).

6.14 *Tabel*

Enige belangrijke secundaire mineralen (ontstaan door chemische verwering). Bronnen: Nota & Troelstra, 1968: 82-150; Pannekoek & Van Straaten, 1984: 94-97; Schachtschabel e.a., 1979: 34 & 41.

mineraalgroep	mineraalnaam	chemische samenstelling
fyllosilicaten	*kleimineralen*	
	kaoliniet	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
	halloysiet	als kaoliniet maar met meer water in de tussenlagen
	illiet	$K_{1,2}X_{0,4}(Al,Mg)_4(Si_7Al)O_{20}(OH)_4$ *
	montmorilloniet	$X_{0,8}(Al,Mg)_4Si_8O_{20}(OH)_4.nH_2O$ *
	beidelliet	als montmorilloniet maar met meer Al in de tetraëderlagen
	nontroniet	als montmorilloniet maar met meer Fe^{3+} in de octaëderlagen
	glauconiet	b.v. als illiet maar met meer Fe in de octaëderlagen
	vermiculiet	b.v. $X_{1,4}(Al,Fe,Mg)_6(Si,Al)_8O_{20}(OH)_4.nH_2O$ *
oxyden en	hematiet	Fe_2O_3
hydroxyden	goethiet	FeOOH
	lepidokrokiet	FeOOH
	limoniet	$Fe_2O_3.nH_2O$
	ferrihydriet	'amorf' Fe-oxyde
	gibbsiet	$Al(OH)_3$
	boehmiet	AlOOH
	bruciet	$Mg(OH)_2$
	pyrolusiet	MnO_2
	chalcedoon	SiO_2 (cryptokristallijn)
	opaal	$SiO_2.nH_2O$
	anataas	TiO_2
carbonaten	calciet	$CaCO_3$
	aragoniet	$CaCO_3$
	dolomiet	$CaMg(CO_3)_2$
	magnesiet	$MgCO_3$
	sideriet	$FeCO_3$
fosfaten	vivianiet	$Fe_3(PO_4)_2.8H_2O$
	strengiet	$Fe(OH)_2H_2PO_4$
	varisciet	$Al(OH)_2H_2PO_4$
	apatiet	$Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$
sulfaten	anhydriet	$CaSO_4$
	gips	$CaSO_4.2H_2O$
	kieseriet	$MgSO_4.H_2O$
	jarosiet	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
sulfiden	pyriet	FeS_2
	markasiet	FeS_2
	mackinawiet	FeS
	greigiet	Fe_3S_4
chloriden	haliet (steenzout)	NaCl
	sylvien	KCl
	carnalliet	$KCl.MgCl_2.6H_2O$
	kainiet	$KCl.MgSO_4.3H_2O$

* X is meestal Ca, Mg of Na

6.2.3 Indeling naar kleur en dichtheid

Als we een ondergrondmonster van dekzand met rivierzand vergelijken, valt dikwijls op dat in rivierzand meer donkere puntjes te zien zijn. Met de loupe blijkt dat sommige zandkorrels donker gekleurd zijn. Dekzand bestaat hoofdzakelijk uit het licht gekleurde mineraal kwarts dat geen voedingsstoffen bevat. Bont gekleurd zand is chemisch wat 'rijker'.

Bij het voorbeeld van een resistentiereeks (figuur 6.3) werd al onderscheid gemaakt tussen *lichte* en *donkere* mineralen. Tot de lichte mineralen horen vooral kwarts, de veldspaten en veldspatoïden (vergelijk tabel 6.10). De meeste andere mineralen zijn donker; vaak geldt: hoe meer ijzer, des te donkerder.

6.15 *Proef*

We doen een schepje rivier- of strandzand in een bekerglaasje met bromoform, een vloeistof met een dichtheid van ca. 2800 kg/m³. Vele zandkorrels blijven drijven, maar een aantal zakt naar de bodem.

Met de methode van proef 6.15 zijn *zware* en *lichte* mineralen te scheiden, mits we een trechter gebruiken met onderin een kraan. De grens wordt meestal gelegd bij $\rho_{mineraal}$ = ca. 2900 kg/m³: de volumieke massa van zware mineralen is groter (met andere vloeistoffen zijn meer scheidingen te maken). De dichtheid van enige lichte mineralen staat in tabel 4.65. Tot de zware mineralen behoren de amfibolen, pyroxenen en accessorische mineralen van de stollingsgesteenten en de meeste mineralen van metamorfe gesteenten. De samenstelling van de zware-mineralenfractie is vaak karakteristiek voor een bepaald gesteente en kan aanwijzingen geven over de herkomst van bodembestanddelen. Bij de secundaire mineralen zijn vooral de ijzeroxyden zwaar.

Gesteenten worden wel ingedeeld in zure en basische. Dit slaat niet op de pH, want je kunt niet spreken van een 'gesteente-oplossing' naar analogie van de bodemoplossing. De termen slaan op de relatieve rijkdom (*'zuur'*) of armoede (*'basisch'*) aan SiO_2 (vgl. 2.2.3). Basische gesteenten bevatten b.v. veel plagioklaas, zoals bazalt. Een 'zuur' uitvloeiingsgesteente is rhyoliet, dat veel kwarts en alkaliveldspaat bevat. Kwartsrijke gesteentes geven zuurdere verweringsgronden dan 'basische' gesteentes.

6.16 *Vragen*

Een grondmonster uit een kleisediment heeft de volgende minerale samenstelling. Er is 30% lutum. Daarin zit (massafractie): 5% kaoliniet, 40% illiet, 10% vermiculiet, 10% montmorilloniet, 5% chloriet, 10% oxyden, 10% kwarts en veldspaten, 10% calciet.

In het siltdeel zitten enige kleimineralen en oxyden, maar vooral kwarts en veldspaten en calciet. Het zanddeel bevat de volgende mineralen in hoeveelheden van enige betekenis: calciet, augiet, hoornblende, muscoviet, biotiet, orthoklaas, albiet, anorthiet, goethiet, kwarts, epidoot en granaat.

a. Uit welke gesteenten moet het materiaal afkomstig zijn?
b. Bevat het secundaire mineralen en zo ja, welke?
c. Op welke manieren kan de kalk erin gekomen zijn?
d. Kunnen er na de afzetting nog mineralen gevormd zijn?
e. Hoe beoordeelt u de natuurlijke bodemvruchtbaarheid?

De volgende vragen staan op zich:

f. Bevat toermalijn volgens tabel 6.10 altijd lithium?
g. Waar duidt de toevoeging $.nH_2O$ op in de chemische samenstelling van mineralen?
h. Verbeter de volgende tekst: 'Bij diagenese worden de mineralen omgekristalliseerd door hoge temperatuur en druk. Zo ontstaat een metamorf gesteente, dat weer kan verweren en eroderen; dit houdt o.a. transport van mineralen naar de lage landen in. Daar worden ze afgezet als biogene sedimenten'.
i. Welke hoofd- en kleine letter horen bij elkaar? Zoek 5 combinaties, elke letter mag slechts eenmaal gebruikt worden:

A. fysische verwering	a. kleimineralen
B. oplossen	b. primaire mineralen
C. chemische verwering	c. worteldruk
D. biotische verwering	d. fragmentatie
E. erosie	e. allochtone sedimenten
F. stollen	–

6.3 KLEIMINERALEN

6.3.1 Inleiding

Ter inleiding een drietal eigenschappen van klei.

1. Wie wel eens geboetseerd heeft, weet dat klei in vochtige toestand kneedbaar (plastisch) is en na droging hard.
2. Verschillende kleisoorten gedragen zich bij droging verschillend, wat blijkt uit proef 6.17. De oorzaken van dit krimpgedrag worden in 6.3.2 aangestipt.
3. Ook de derde eigenschap, nl. bijzonder gedrag van klei t.o.v. kationen, kan met een proef aangetoond worden (6.19).

6.17 *Proef*

Van drie verschillende kleisoorten, die humusarm zijn en die ongeveer hetzelfde lutumgehalte hebben, worden even grote monsters genomen en in een bakje gedaan. Ze worden alle drie helemaal nat gemaakt. Na volledige droging aan de lucht is dan een beeld te zien zoals in figuur 6.18.

6.19 *Proef*

Een kalkloos kleimonster wordt in een verticale buis gedaan. Een tweede buis wordt met uiterst humusarm, leemarm, kalkloos zand gevuld. Op de grondmonsters wordt verdund zwavelzuur van bekende concentratie gegoten. In het percolaat (= doorgestroomde vloeistof) van de klei kunnen met oxaalzuur Ca^{2+}-ionen aangetoond worden, in het zandpercolaat niet. De eerste 10 ml van het percolaat wordt ook getest door neutralisatie met natronloog (titratie met lakmoes als indicator). Als de toegevoegde H_2SO_4 een concentratie had van 31,0 mmol/l, kunnen de resultaten bv. zijn:



6.18 *Foto*

Krimpverschillen van een aantal kleisoorten; a. kaolien, b. illietklei en c. smectietklei. Het lutumgehalte is bij alle monsters 100%; het organische-stofgehalte is zeer laag. Stiboka-foto's R53-215, -217 en -216.

Te onderzoeken vloeistof	Volume NaOH met c = 100 mmol/l voor neutralisatie	Conclusie over conc. van H_2SO_4
10 ml kleipercolaat	0,32 ml	1,6 mmol/l
10 ml zandpercolaat	6,0 ml	30,0 mmol/l

Uit de resultaten van proef 6.19 blijkt, dat er voor neutralisatie van het kleipercolaat aanzienlijk minder NaOH nodig is dan voor neutralisatie van het zandpercolaat.

6.20 *Vragen*

a. Wat blijkt uit proef 6.19 over het gedrag van klei ten opzichte van kationen?
b. Hoe is de derde kolom van de proefresultaten (6.19) berekend?
c. Welke kleisoort in figuur 6.18 is het meest geschikt voor het maken van porselein?

In § 5.3 werd al geconstateerd dat kleiig materiaal mineralen bezit, die in zand niet of nauwelijks voorkomen: de kleimineralen. Een samenvatting staat in 6.3.2. Te zijner tijd volgt een uitvoerige behandeling van de kleimineralen in meer subparagrafen (in deze voorpublikatie ontbreekt dit nog).

6.3.2 Het verband tussen kristalbouw en eigenschappen: samenvatting

De eigenschappen van kleiige gronden kunnen hoofdzakelijk verklaard worden uit de eigenschappen van het meest typerende bestanddeel daarin, de kleimineralen. Deze kleimineralen vertonen een aantal merkwaardige verschijnselen, die begrijpelijker worden als we iets van de kristalopbouw weten. We onderscheiden in deze samenvatting drie groepen van eigenschappen.

1. Kleimineralen bestaan uit zeer dunne plaatvormige kristallen, die zich hoofdzakelijk in het lutumdeel bevinden ($<2\,\mu m$). Dergelijke kleine deeltjes zijn met de lichtmicroscoop niet afzonderlijk te zien, er is een elektronenmicroscoop nodig (vergelijk figuur 5.3 met 6.21). Gevolgen van de *plaatvorm en kleinheid*:

1a. Bij het uitdrogen vormen de kleiplaatjes pakketjes, waarin ze elkaar aantrekken, zodat droge klei hard is (figuur 6.21 geeft een beeld van zulke pakketjes; daar zijn ze door 'diagenese' ontstaan).

1b. In natte toestand glijden de plaatjes gemakkelijk over elkaar heen, zodat natte klei plastisch is.

2. Oorspronkelijk dacht men dat de kleifractie zich alleen in grootte onderscheidde van silt- en zanddeeltjes. Later kwam het vermoeden van een afwijkende vorm, doordat klei als schilfers opdroogt en klei-oppervlakken glimmen. Pas via waarnemingen met technieken als de elektronenmicroscopie, röntgendiffractie, differentiële thermische analyse en infrarood-spectrografie konden modelvoorstellingen van de kristalstructuur worden gemaakt. De plaatvorm ontstaat door een regelmatige opbouw uit tetraëder- en octaëderlagen. De *tetraëderlagen* zijn opgebouwd uit tetraëders van zuurstofionen met in het centrum meestal een silicium- of aluminiumion (figuur 6.8). De *octaëderlagen* bestaan uit octaëders van hydroxyl- of zuurstofionen met in het centrum meestal een aluminium- of magnesiumion. De octaëderlaag vormt met 1 of 2 tetraëderlagen een *(aluminaat)silicaatlaag*; er wordt dan resp. van 1:1 en 2:1 kleimineralen gesproken (figuur 6.22). Een kleiplaatje bestaat normaliter uit vele silicaatlagen; de tussenruimten kunnen verschillend gevuld zijn. Ze zijn meestal toegankelijk voor kationen, watermoleculen en kleine organische verbindingen. Tussen de silicaatlagen is de binding zwakker dan binnen in de silicaatlaag. Gevolgen van de *gelaagde kristalopbouw*:

2a. Het lutumdeel heeft een enorm grote soortelijke oppervlakte (§ 5.7), waardoor processen aan het oppervlak van de deeltjes kwantitatief belangrijk zijn.

2b. Kristallen van kleimineralen kunnen vrij gemakkelijk splijten in dunnere plaatjes.

2c. In de ruimtes tussen de silicaatlagen kan bij bepaalde mineralen water in wisselende hoeveelheden voorkomen, zodat de kristallen kunnen zwellen en krimpen (intrakristallijne zwelling). Het kleimineraal montmorilloniet vertoont dit in sterke mate bij een hoge Na^+-bezetting.

3. Kleimineralen worden bijna altijd bij verwering gevormd (6.1.3). Meestal zijn de ionen niet in de goede verhouding aanwezig die zou leiden tot elektrisch neutrale kristallen. Dit leidt tot 'isomorfe vervanging': als bv. de plaats, bestemd voor een Si^{4+}-ion, wordt ingenomen door een Al^{3+}-ion, krijgt het kleiplaatje een negatieve lading. De voorwaarde van elektroneutraliteit wordt vervuld door adsorptie van kationen, zowel aan de buitenkant van het kristal als tussen de silicaatlagen. Gevolgen van de eventuele *negatieve lading*:

3a. Klei kan door elektrostatische krachten kationen adsorberen (proef 6.19). Een gedeelte van de geadsorbeerde kationen is omwisselbaar tegen andere kationen; een ander gedeelte zit opgesloten tussen de silicaatlagen. Vermiculieten kunnen zo kalium fixeren, hetgeen op rivierklei de kaliumvoeding bemoeilijkt.

3b. Klei kan kationen zoals K^+, NH_4^+ en Mg^{2+} behoeden voor uitspoeling. De plant kan deze voedingsstoffen ter beschikking krijgen door ze bv. te ruilen tegen H^+.

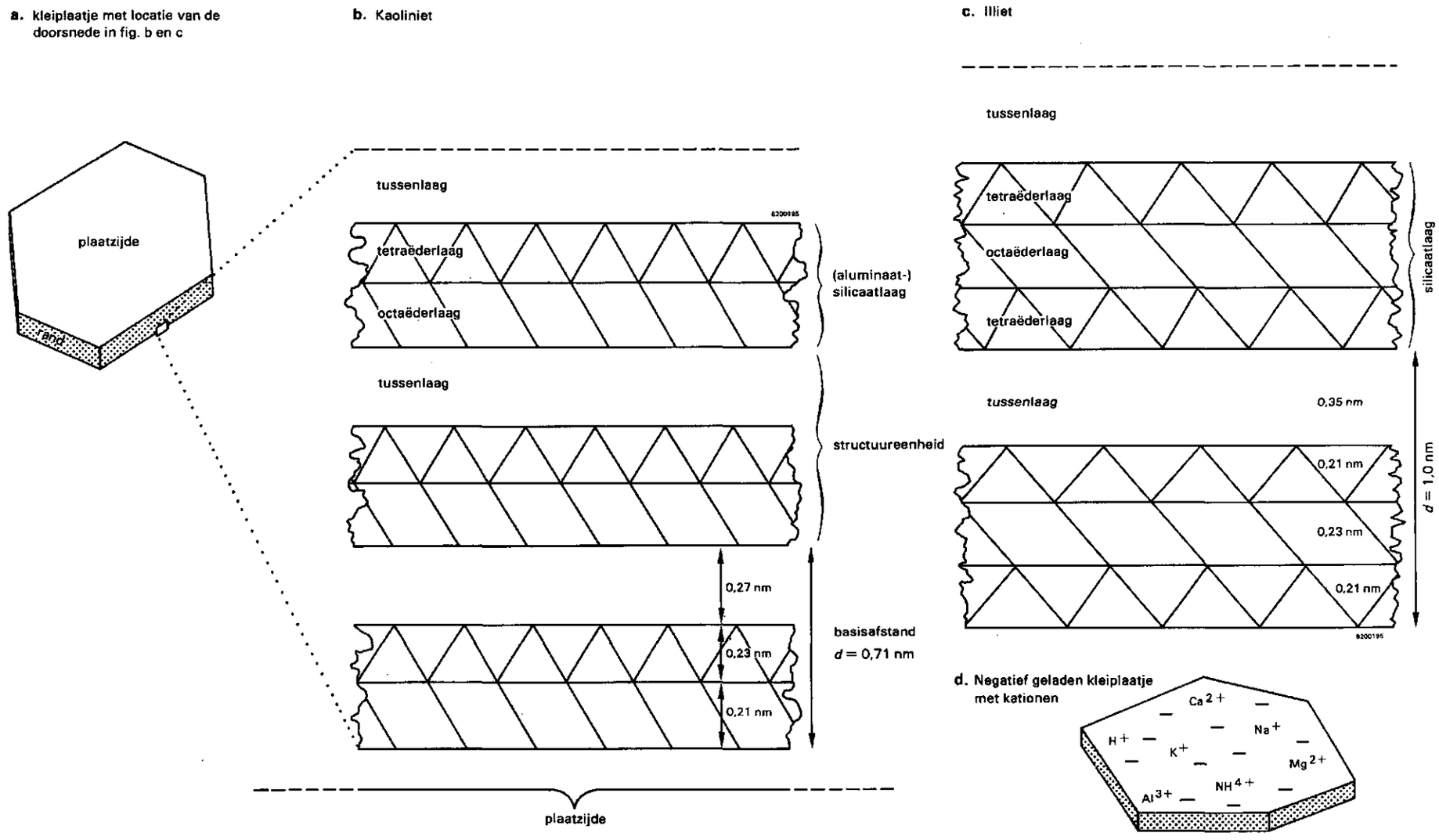
3c. Bij verontreiniging door zware-metaalionen kan klei deze ionen in eerste instantie elektrostatisch binden.

3d. De aan de buitenkant van het kristal geadsorbeerde kationen kunnen door osmotische krachten water aantrekken. Hierop berust het sterke vochtbindende vermogen van klei (9.2.4). Ook het grootste deel van het zwel- en krimpvermogen kan ermee verklaard worden (osmotische zwelling). Klei met een



6.21 *Foto*

Het kleimineraal kaoliniet, uitgekristalliseerd in de porie van een zandsteen. De kristallen zijn plaatvormig en meestal zeshoekig. Het monster is afkomstig van een boring op de Noordzee en werd gefotografeerd met een rasterelektronenmicroscoop. Het zwarte balkje stelt 5 µm voor. Keller, 1978: 3.



6.22 *Figuur*

Modelvoorstellingen van kleimineralen. a. Kleiplaatje met locatie van de doorsneden in figuur b en c, die een stukje van een kleiplaatje met silicaatlagen op schaal weergeven (b. 1:1 kleimineraal kaoliniet; c. 2:1 kleimineraal illiet); d. negatief geladen kleiplaatje met geadsorbeerde kationen.

hoog montmorillonietgehalte krijgt bij uitdrogen grote scheuren (figuur 6.18c), die weer dichtgaan in natte tijden. Andere kleimineralen doen dit nauwelijks (kaoliniet, figuur 6.18a).

6.23 *Vragen*

a. Als u zand fijn maalt tot materiaal met veel deeltjes kleiner dan 2 µm, hebt u dan klei gekregen?

b. Welke hoofd- en kleine letter horen bij elkaar? Zoek 4 combinaties, elke letter mag slechts eenmaal gebruikt worden:

A. osmotische zwelling	a. plaatvorm
B. kationenadsorptie	b. negatieve lading
C. soortelijke oppervlakte	c. negatieve lading aan de buitenkant
D. kneedbaarheid	d. tussenlagen
E. anionenadsorptie	

6.4 OXYDEN

6.4.1 Inleiding

Bij de verwering van silicaten kunnen naast kleimineralen ook oxyden en hydroxyden van Si, Al, Fe, Ti, Mn, e.d. ontstaan. Doordat deze elementen en oxyden niet of niet meer in silicaatvorm gebonden zijn spreekt men van 'vrij' Si, Al, enz., of van 'vrij' SiO_2, Al_2O_3, enz. De verbindingen waar het hier om gaat kunnen worden gerangschikt in *echte oxyden*, zoals Fe_2O_3, *oxyhydroxyden*, b.v. FeOOH, *hydroxyden* zoals $Al(OH)_3$ en slecht gekristalliseerde, meestal microkristallijne of amorfe verbindingen met een ongedefinieerde samenstelling, zoals $SiO_2.n\ H_2O$, waarbij n varieert. In het vervolg worden al deze verbindingen kortheidshalve met de term *'oxyden'* aangeduid.

Evenals de kleimineralen komen oxyden vooral in de lutumfractie voor. Oxydedeeltjes kunnen echter ook uitgroeien tot grotere korrels waarbij concreties kunnen ontstaan van enkele millimeters, soms zelfs centimeters, in doorsnede. *Concreties* zijn plaatselijke ophopingen van een chemische stof in de vorm van vaste aan elkaar gekitte deeltjes. Aan de andere kant hebben ook geringe hoeveelheden van slecht uitgekristalliseerd materiaal een heel grote invloed op de fysieke eigenschappen van de grond. Zo kunnen b.v. zandkorrels aan elkaar worden gekit en op die manier de wortelgroei belemmeren. Ook het chemisch gedrag van de grond kan reeds bij lage concentraties sterk worden beïnvloed door het hoge soortelijk oppervlak van oxydedeeltjes en de effecten op adsorptie van stoffen in de bodem (o.a. metalen en fosfaat).

Doordat de adsorptie-eigenschappen van oxyden sterk afwijken van die van kleimineralen hebben gronden met veel oxyden (zoals die in tropische klimaten, met Al- en Fe-oxyden) geheel andere eigenschappen dan gronden met kleimineralen.

In de volgende subparagrafen behandelen we veel voorkomende oxyden.

6.4.2 Siliciumoxyden

SiO_2 komt in de bodem hoofdzakelijk voor in de vorm van *kwarts*. Dit mineraal is opgebouwd uit tetraëders, die alle hoekpunten gemeenschappelijk hebben (figuur 6.8i). Kwartskorrels zijn doorgaans onregelmatig van vorm en – in sedimenten – afgerond. De kleur varieert meestal van wit, grijs- of blauwachtig tot zeer donker, afhankelijk van de kristalliniteit en de aanwezigheid van ingebouwde of ingesloten verontreinigingen. Veel halfedelstenen, zoals *agaat, jaspis, amethyst* e.d. ontlenen hieraan hun specifieke kleur en glans. Naast kwarts komen, hoewel veel minder algemeen, ook *tridymiet* en *cristobaliet* voor. Dit zijn hoge-temperatuurvormen van SiO_2 die vooral in vulkanische gebieden worden gevonden.

Bekende vormen van microkristallijne kwarts zijn *chalcedoon, vuursteen* (wit) en *hoornsteen* (zwart). Zij vormen overgangen naar *opaal* ($SiO_2.nH_2O$), waarin de ordening van de SiO_4-tetraëders op zo kleine schaal plaatsvindt, dat de structuur moeilijk is vast te stellen. Vroeger werd dit materiaal amorf genoemd. Opaal kan langs organische weg ontstaan, in hogere planten of andere organismen zoals diatomeeën e.d. of door precipitatie uit een (over) verzadigde oplossing. Door een verdergaande kristallisatie kan hieruit op den duur secundaire kwarts ontstaan.

Kwarts komt hoofdzakelijk in het zand- en siltdeel voor doordat het één van de meest resistente mineralen is. Zand bestaat meestal voor meer dan 80% uit dit mineraal. Bio-opaal komt vooral in de Ah-horizont voor (gehalte 1 à 4%) en in mariene sedimenten.

6.4.3 Aluminiumoxyden

Gibbsiet (vroeger ook wel hydrargilliet genoemd) is de meest voorkomende kristallijne vorm van Al-oxyde. Het is een hydroxyde, γ-$Al(OH)_3$, met dezelfde bouw als de octaëderlagen van de fyllosilicaten. In dit geval zijn de OH-groepen van de octaëderlagen met elkaar verbonden door waterstofbruggen. Isomorfe substitutie (d.w.z. vervanging van het Al-ion door een ander metaal-ion dat ongeveer gelijk is van grootte) komt vrijwel niet voor. Andere, minder frequent voorkomende Al-oxyden zijn *boehmiet* (γ-AlOOH) en *diaspoor* (α-AlOOH). Deze drie mineralen samen vormen de hoofdbestanddelen van *bauxiet*. Dit is een residu dat in een tropisch klimaat kan ontstaan doordat er zeer sterke verwering plaatsvindt waarbij het ontstane kiezelzuur volledig wordt afgevoerd en Fe- en Al-oxyden achterblijven (oxisolen). In vergelijking 6.24 is dit weergegeven voor de verwering van het kleimineraal kaoliniet tot aluminiumhydroxyde en kiezelzuur.

6.24 $$\underset{\text{kaoliniet}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 5H_2O \rightarrow 2Al(OH)_3 + \underset{\text{kiezelzuur}}{2H_4SiO_4}$$

Gibbsiet komt ook in minder sterk verweerde 'tropische' gronden (ultisolen) meestal wel voor. In gematigde streken treft men het minder vaak aan. Daar is de verwering minder sterk en ook is er minder omzetting van organische stoffen. Door deze laatste factor is de kans dat Al door organische verbindingen wordt gebonden groter. Amorfe vormen van Al-oxyde zijn niet bekend. Waarschijnlijk komt Al in microkristallijne vorm hoofdzakelijk voor in samenhang met Si, als Al-silicaat (*allofaan* en *imogoliet*).

6.4.4 IJzeroxyden

De Fe-oxyden in de bodem zijn vrijwel altijd Fe(III)-oxyden. Ze vallen in de bodem op door de kleur die ze aan de grond geven. Wanneer sommige bodembestanddelen wel en ander niet door Fe-oxyden zijn gekleurd (of daaruit bestaan) spreekt men in Nederland van *roestverschijnselen* (gleyverschijnselen, zie ook 26.3.7).

De meest voorkomende Fe-oxyden zijn *goethiet* (α-FeOOH) en *hematiet* (α-Fe_2O_3). *Goethiet* is meestal geelbruin van kleur en hematiet rood. Daarnaast wordt ook nogal eens het oranje *lepidokrokiet* (γ-FeOOH) gevormd. In enkele gevallen komt men ook wel het roodbruine *maghemiet* (γ-Fe_2O_3) en het zwarte *magnetiet* (Fe_3O_4) tegen.

Bovengenoemde Fe-oxyden zijn kristallijn. Ook wordt echter zeer vaak slecht gekristalliseerd, waterhoudend Fe(III)-oxyde aangetroffen. Vroeger noemde men dit amorf Fe(III)-oxyde,

tegenwoordig spreekt men van *ferrihydriet* ($Fe_5HO_8.4H_2O$). Het is doorgaans roodbruin van kleur. In gereduceerde gronden is soms een slecht gekristalliseerd Fe(II-III)-oxyde aanwezig, dat wegens zijn typische, groene kleur groene roest wordt genoemd. Zuivere Fe(II-III)-oxyden komen ook onder anaërobe omstandigheden niet voor. De Fe-oxyden en de erbij behorende kleuren zijn nog eens samengevat in tabel 6.25.

6.25 *Tabel*
De oxyden van ijzer, hun chemische samenstelling en kleur.

Naam	Formule	Kleur	Kleurtoon Munsell
KRISTALLIJNE Fe-OXYDEN			
goethiet	α-FeOOH	geelbruin	7,5-10YR
hematiet	α-Fe_2O_3	rood	5 -2,5YR
lepidokrokiet	γ-FeOOH	oranje	5 -7,5YR
maghemiet	γFe_2O_3	roodbruin	
magnetiet	Fe_3O_4	zwart	
SLECHT GEKRISTALLISEERDE Fe-OXYDEN			
ferrihydriet	$Fe_5HO_8.4H_2O$	roodbruin	5 -7,5YR
groene roest	Fe(II,III)-oxyde	groen	

Van de kristallijne Fe-oxyden is goethiet de meest voorkomende vorm. Het wordt gevormd in omstandigheden waarbij Fe(III)-ionen langzaam vrijkomen en een hydrolysecomplex vormen (hydrolyseren). Dit proces wordt bevorderd door de aanwezigheid van organische stof. De hydrolysereactie (N.B. hydrolyse is feitelijk ontleding van water) kan door onderstaande vereenvoudigde vergelijking worden weergegeven:

6.26 $Fe(III) + 2H_2O \rightarrow FeOOH + 3H^+$

De tussenstappen zijn hierbij achterwege gelaten. Wanneer er in korte tijd veel Fe(III)-ionen vrijkomen en snel hydrolyseren ontstaat in eerste instantie ferrihydriet. Dit kan b.v. het geval zijn wanneer anaëroob, Fe-houdend grondwater aan de oppervlakte komt in drainbuizen, sloten e.d. Lepidokrokiet wordt meestal in milieus met veel organische stof aangetroffen (b.v. in veengronden).
Hematiet wordt in de bodem meestal in een tropisch tot subtropisch klimaat gevormd. Het geeft al in geringe concentraties een dieprode kleur aan deze gronden. Men neemt aan dat het ontstaat door veroudering van ferrihydriet. Het ontbreken van organische stoffen, die het vormen van complexen bevorderen is waarschijnlijk een gunstige omstandigheid zowel voor de vorming als voor de veroudering van het ferrihydriet.

Behalve in sommige sterk verweerde gronden die in een tropisch klimaat zijn ontstaan (oxisolen), bedraagt het 'vrije' Fe-oxydegehalte in de bodem meestal niet meer dan enkele procenten (0,2-5%). In gevallen waar Fe-houdend grondwater aan de oppervlakte komt, b.v. in beek- en rivierdalgronden, kan de concentratie echter plaatselijk wel tot 50% of meer oplopen. In deze gevallen ontstaan vaak grote harde concreties of *ijzeroerlagen* die vroeger als ijzererts werden gedolven in Nederland. Zie ook de kleine letters in 26.3.7.
In het bovenstaande is herhaaldelijk het voorkomen van Fe-houdend grondwater ter sprake gekomen. Er is in dit opzicht een belangrijk verschil tussen Fe en Al. Het laatstgenoemde element komt overwegend voor in slecht oplosbare vorm zodat Al-oxyden meestal ter plaatse ontstaan. IJzer is in gereduceerde vorm, dus als Fe(II), tamelijk goed oplosbaar en kan zich daardoor na transport veel sterker ophopen dan Al.

Al- en Fe-oxyden hebben een variabele lading. Deze is in een zuur milieu positief, bij een hogere pH negatief. Hoewel de negatieve lading gering is t.o.v. die van de kleimineralen (meestal kleiner dan 0,1 mol kg^{-1}), speelt deze in de praktijk soms toch een belangrijke rol. Dit is het geval in die tropische gronden die naast Al- en Fe-oxyden ook kaoliniet bevatten.
In gematigde streken zijn Al- en Fe-oxyden vooral belangrijk door hun vermogen om *anionen te binden*, in het bijzonder *fosfaat*.

6.4.5 Mangaan- en titaanoxyden
Mangaan komt in veel geringere concentraties in de aardkorst voor dan Si, Al en Fe. Het gehalte aan Mn-oxyden is daardoor dan ook meestal veel lager (<0,5%). Doordat Mn, net als Fe, in gereduceerde vorm (als Mn^{2+}-ion) kan worden vervoerd, kunnen na oxydatie plaatselijk wel hoge concentraties van Mn-oxyde ontstaan. Hun aanwezigheid valt meestal op door de bruinzwarte tot zwarte kleur. In de regel komen ze samen met, of in de buurt van Fe-oxyden voor. Enkele bekende vormen van Mn-oxyde zijn *pyrolusiet* (b-MnO_2) en *birnessiet*, een (Mn^{4+}, Mn^{2+})-oxyde.
Titaanoxyden komen hoofdzakelijk voor als primaire mineralen, o.a. als *rutiel* (TiO_2) en *ilmeniet* ($FeTiO_3$). *Anataas* (TiO_2) wordt over het algemeen als een secundair mineraal beschouwd. In niet sterk verweerde gronden bedraagt het TiO_2-gehalte niet meer dan 0,2-0,8%. Doordat Ti-oxyden tot de meest resistente mineralen behoren neemt het gehalte toe met de verweringsgraad van de grond. In sommige tropische gronden kan dit tot 12% zijn.

6.5 OVERIGE MINERALEN

6.5.1 Carbonaten
Deze verbindingen vormen een belangrijke groep van mineralen vanwege hun betekenis voor de bodemvruchtbaarheid. De meest voorkomende vorm is *calciet* ($CaCO_3$). Daarna komt *dolomiet*, $CaMg(CO_3)_2$. Samen vormen zij de hoofdbestanddelen van kalksteen, krijt, mergel, marmer en dergelijke. Verder komen, maar in geringere hoeveelheden, onder andere nog voor *magnesiet* ($MgCO_3$), *aragoniet* ($CaCO_3$) en *sideriet* ($FeCO_3$). Daarnaast treden nog allerlei tussenvormen op. In Nederland worden de carbonaathoudende gronden *kalkhoudende gronden* genoemd (zie 3.17 en 3.21).

6.5.2 Sulfiden
De sulfiden vormen een belangrijke groep van mineralen in gereduceerde gronden. Bij hogere concentraties (>0,5%) zijn het meestal mineralen die ter plaatse zijn ontstaan door sulfaatreducerende bacteriën. In de bodem bevinden zich hoofdzakelijk ijzersulfiden zoals het amorfe FeS, *mackinawiet* (FeS), *greigiet* (Fe_3S_4) en *pyriet* (FeS_2). In eerste instantie wordt fijn verdeeld, amorf FeS gevormd, dat een zwarte kleur geeft aan het sediment of de bodem waarin het ontstaat. Deze vorm is echter metastabiel en wordt op den duur omgezet in pyriet, met als mogelijke tussenfasen mackinawiet en greigiet. Sulfiden zijn vooral bekend wegens hun voorkomen in bepaalde zeekleigronden (zie ook 26.3.5), maar daarnaast kunnen ze ook in zand- en veengronden voorkomen.

6.5.3 Sulfaten
Sulfaten zijn over het algemeen goed oplosbaar en worden daardoor alleen in droge (woestijn)gebieden op grote schaal in de bodem gevonden, o.a. in de vorm van *gips* ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) (zie ook 2.2.4). In gematigde streken komen soms slecht oplosbare basische sulfaten voor die als tussenfase optreden bij de oxydatie van sulfiden. Het meest bekende voorbeeld hiervan is *jarosiet*, $KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$, dat een gele kleur heeft die kenmerkend is voor zogenaamde *kattekleivlekken* (zie ook 26.3.5). Wanneer het bij deze oxydatie vrijkomende zwavelzuur reageert met calciet kunnen in dergelijke gronden soms fraaie naaldvormige gipskristallen worden gevonden.

6.5.4 Fosfaten

Doorgaans komen fosfaten slechts in geringe concentraties in de bodem voor (<0,1%). Bovendien is de oplosbaarheid zo klein dat bij landbouwkundig gebruik van de grond fosfaat moet worden toegevoegd. Het aantal fosfaatmineralen dat in de bodem kan worden aangetroffen is bijzonder groot. Momenteel zijn reeds meer dan 30 mineralen aangetoond. Een groot aantal hiervan is ontstaan door reacties van P-houdende meststoffen met de bodem. Chemisch gezien is het belangrijk onderscheid te maken tussen de Al- en Fe-fosfaten enerzijds en de Ca- en Mg-fosfaten anderzijds. Van de eerste categorie neemt de oplosbaarheid toe met toenemende pH, bij de tweede juist met afnemende pH.

Enkele van de meest bekende fosfaatmineralen zijn
varisciet, $AlPO_4(H_2O)_2$;
strengiet, $FePO_4(H_2O)_2$;
apatiet, $Ca_2Ca_3(PO_4)_3(OH,F)$ en
taranakiet, $K_3H_6Al_5(PO_4)_8(H_2O)_{18}$.

Onder gereduceerde omstandigheden kan ook Fe(II)-fosfaat ontstaan in de vorm van *vivianiet*. Dit mimeraal is in zuurstofarme omgeving wit, maar heeft na drogen een opvallend blauwe kleur in de grond. In Nederland komt het vooral voor in beekdalgronden, meestal samen met sideriet (Visscher, 1949: 37).

6.27 *Repeteervragen*

a. Wat is een mineraal?
b. Wat is verwering?
c. Wat zijn allochtone sedimenten?
d. Definieer het verschil tussen fysische, chemische en biotische verwering.
e. Noem drie oorzaken van fysische verwering.
f. Waarop berust de resistentie van gesteenten tegen verwering? En de resistentie van mineralen?
g. Geef twee voorbeelden van scheikundige verwering met de produkten die ontstaan.
h. Waarom zijn resistentiereeksen van mineralen niet algemeen geldig?
i. Wat is het verschil tussen klastische en niet-klastische sedimenten?
j. Wat zijn verweringsgronden?
k. Definieer het begrip erosie.
l. Teken een kringloop van mineralen.
m. Wat bedoelt men met het onderscheid tussen primaire en secundaire mineralen?
n. Wat is het verschil in bouw tussen orthosilicaten, cyclosilicaten, fyllosilicaten en tektosilicaten? Verband met kristalvorm?
o. Wat verstaat men onder isomorfe vervanging? Welke eigenschap van kleimineralen ontstaat hierdoor?
p. Geef de chemische formule van kwarts, orthoklaas, apatiet, kaoliniet, goethiet, gibbsiet, calciet, gips, pyriet en sylvien.
q. Bij welke dichtheid legt men vaak de grens tussen zware en lichte mineralen?
r. Noem drie eigenschappen van klei en verklaar deze uit eigenschappen van kleimineralen.
s. Bespreek de kristalopbouw van kaoliniet en illiet in grote lijnen. Wat zijn de gevolgen voor de waterhuishouding en het gedrag van ionen in de grond?
t. Welke soort stoffen vatten we in dit boek samen onder de term 'oxyden'?
u. In welke korrelgroottefracties overheerst kwarts?
v. Welk type stof vormt het hoofdbestanddeel van bauxiet? Hoe ontstaat bauxiet?
w. Noem een mineraal (naam en chemische samenstelling) dat in bodemroest kan voorkomen.
x. Welke stoffen bepalen het fosfaatbindend vermogen van niet-basische gronden?
y. Welk mineraal vormt vaak zwarte gleyverschijnselen?
z. Noem drie vormen van kalk.
aa. Welk chemisch element speelt een hoofdrol bij het onstaan van katteklei-vlekken?
bb. Welke ionen kunnen fosfaat vastleggen bij hoge pH?

6.6 Literatuur

Bear, F.E. (ed.), 1964. Chemistry of the soil. Reinhold, New York and Chapman & Hall, London. 515 p.

Breemen, N. van & R. Brinkman, 1976. Chemical equilibria and soil formation. In: Soil Chemistry Vol. A. Basic elements. Ed. G.H. Bolt & M.G.M. Bruggenwert. Elsevier, Amsterdam: 141-170.

Breeuwsma, A., 1985. Kleimineralogische en chemische karakteristieken van zeeklei, rivierklei en beekklei. Stichting voor Bodemkartering, rapport nr. 1869, 34 p.

Brindley, G.W. & G. Brown, 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London. 495 p.

Deer, W.A., R.A. Howie & J. Zussman, 1964. Rock forming minerals. Vol. 1-5. Longmans, Green & Co., London.

Dixon, J.B. & S.B. Weed (eds.), 1977. Minerals in soil environments. Soil Science Society of America, Madison (Wisconsin). 948 p.

Gieseking, J.E., (ed.), 1975. Soil components. Vol. 2: Anorganic components. Springer Verlag, Berlin etc. 684 p. Goldlich, S.S., 1938. A study in rock weathering. J. Geol. 46: 17-58.

Greenland, D.J. & M.H.B. Hayes (eds.), 1978. The chemistry of soil constituents. John Wiley & Son, New York etc. Hoofdstuk 2 gaat over: The structure and chemistry of soil clay minerals.

Holmes, A., 1978. Principals of physical geology. Nelson, Sunbury-on-Thames, U.K. 3e herziene druk, 730 p.

Keller, W.D., 1978. Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. Clays and Clay Minerals 26: 1-20.

Knapp, B., 1979. Soil processes. George Allen & Unwin, London, 72 p.

Nota, D.J.G. & S.R. Troelstra, 1968. Practicumhandleiding mineralogie en petrografie. Landbouwhogeschool, Wageningen. 240 p.

Olphen, H. van & J.J. Fripiat, 1979. Data Handbook for clay minerals and other non-metallic minerals. Pergamon Press, Oxford etc. 346 p.

Pannekoek, A.J. & L.M.J.U. van Straaten, (red.), 1984. Algemene geologie. Wolters-Noordhoff, Groningen. 4e druk, 599 p.

Schachtschabel, P.H., H.-P. Blume, K.-H. Hartge & U. Schwertmann, 1982. Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 11e druk, 422 p.

Visscher, J., 1949. Veenvorming. Noorduijn's Wetenschappelijke Reeks no. 33. Noorduijn, Gorinchem. 115 p.

Weaver, C.E. & L.D. Pollard, 1973. The chemistry of clay minerals. Elsevier, Amsterdam etc. 213 p.

7

HOOFDSTUK 7: DE MINERALOGISCHE SAMENSTELLING VAN DE NEDERLANDSE ZAND- EN KLEIGRONDEN

door A. Breeuwsma

7.1 INLEIDING

Vast gesteente op geringe diepte komt in Nederland alleen voor over een gebied van ca. 3000 ha in Zuid-Limburg. Dit betreft de bekende krijt- of mergelgesteenten waaruit door verwering smectietrijke gronden zijn ontstaan.

Als het krijt ondiep voorkomt heten deze gronden krijteerdgronden (profiel 22 uit De Nederlandse Bodem in Kleur), als het dieper voorkomt worden ze tot de ooivaaggronden gerekend en het materiaal heet *vuursteeneluvium* als het rijk aan vuursteen is en indien dit niet het geval is *kleefaarde*, wegens de grote plasticiteit.

Voor het overige bestaat de Nederlandse bodem aan het oppervlak uit losse sedimenten van zand, klei, lössen.d. Het materiaal van deze 'klastische' sedimenten is van elders aangevoerd. De samenstelling van de bodem is daardoor afhankelijk van de samenstelling van het achterland. Doordat de aanvoergebieden en -patronen in de loop der tijden vele wijzigingen hebben ondergaan, komen zowel in horizontale als verticale richting verschillen in samenstelling voor, ook binnen één type afzetting. Hieronder worden de twee belangrijkste in Nederland aan de oppervlakte voorkomende sedimenten beschreven: zandige en kleiige.

7.2 ZANDGRONDEN

7.2.1 Primaire mineralen

Het mineralogisch onderzoek van zandgronden is in Nederland meer op de herkomst van het materiaal gericht geweest dan op de totale samenstelling. De herkomst is vooral bestudeerd met behulp van de samenstelling van grind en zware mineralen (zie kleine letters in 2.6.6).
In het laatste geval worden de doorzichtige mineralen in de fractie met een dichtheid groter dan 2800 kg m^{-3} m.b.v. een microscoop gedetermineerd en geteld. Op grond van bepaalde combinaties (associaties) van zware mineralen kan men sediment-petrologische eenheden of provincies onderscheiden.
Een totale mineralogische analyse is veel tijdrovender omdat het aantal mineralen groter is en de determinatie moeilijker, vooral bij geheel of gedeeltelijk ondoorzichtige korrels. Bovendien worden vaak voorbehandelingen toegepast met waterstofperoxyde en zoutzuur, waardoor sommige mineralen geheel of gedeeltelijk oplossen, o.a. calciet, apatiet, biotiet, chloriet en glauconiet.

Een globale omschrijving van de mineralogische samenstelling van de zandige formaties in Nederland is te vinden in de toelichting bij de Geologische Overzichtskaarten van Nederland (Zagwijn, e.a., 1975).
Voor een wat meer gedetailleerd beeld van de aard van de verschillen in mineralogische samenstelling van zandgronden is het onderscheid tussen de *'bruine' Rijnzanden* van de Formatie van Urk en de *'witte' zanden van oostelijke herkomst*, te weten de Formaties van Harderwijk, Scheemda en Enschede, illustratief. Deze zanden komen in de stuwwallen van Midden- en Oost-Nederland aan de oppervlakte voor (23.6.2). De 'bruine' zanden onderscheiden zich van de 'witte' doordat ze meer donkergekleurde bestanddelen bevatten. De aanwezigheid van relatief veel rood gekleurde kwarts en zandsteen geeft aan het zand een rossige tint, ook in afwezigheid van ijzerhuidjes. In verband met de vrij grote verscheidenheid aan kleuren spreekt men ook wel van bonte zanden. Naast kwartskorrels (60-70%) zijn er doorgaans vrij veel gesteentefragmenten aanwezig (25-30%), hoofdzakelijk afkomstig van zandsteen, schalies, e.d. Verder treft men veldspaten, muscoviet, biotiet

en chloriet aan en wordt de zware-mineralenfractie gekenmerkt door de aanwezigheid van vrij veel augiet en/of saussuriet (verweringsprodukt van epidoot, hoornblende, e.d.). De 'witte' zanden bevatten meer kwartskorrels (80-90%), terwijl deze bovendien vaker wit van kleur zijn of transparant. Het gehalte aan donkergekleurde gesteentefragmenten is veel kleiner (<10%) en de zware-mineralenassociatie wordt gekenmerkt door hogere concentraties aan toermalijn en metamorfe mineralen en het vrijwel ontbreken van augiet en saussuriet.
Bodemkundig is het onderscheid tussen 'bruine' en 'witte' zanden interessant, omdat de profielontwikkeling aangeeft dat de 'bruine' zanden mineralogisch 'rijker' zijn dan de 'witte'. Dat wil zeggen dat in de bruine zanden meer verweerbare mineralen aanwezig zijn, waardoor de grond beter bestand is tegen verweringsprocessen. Vermoedelijk is het vooral de aanwezigheid van biotiet, chloriet, hoornblende, augiet, epidoot en saussuriet, die maakt dat de 'bruine' zanden minder uitspoeling van humus, Fe en Al te zien geven.
De *afzettingen van de Maas* komen alleen in Zuid-Limburg in min of meer zuivere vorm (onvermengd met Rijnmateriaal) aan de oppervlakte voor. Ze zijn gekenmerkt door een vrij laag gehalte aan kwartskorrels (40-50%) en een hoog gehalte (50-60%) aan groene, grijze en zwarte componenten, meestal gesteentefragmenten afkomstig van leisteen, schist, zandsteen, e.d. Doordat de grijze en zwarte kleuren overheersen heeft het zand een vaalgrauwe kleur.
De Nederlandse zandgronden bestaan voor het grootste deel uit *dekzanden*, die uit Rijn- en/of Maasmateriaal zijn ontstaan, of uit materiaal van oostelijke herkomst. Zware-mineralenonderzoek en tellingen van de groen, rood, zwart of wit gekleurde bestanddelen van dekzand uit heel Nederland hebben aangetoond dat er een grote verscheidenheid in samenstelling aanwezig is die samenhangt met de (lokale) herkomst van het materiaal (Maarleveld, 1968). Een meer gedetailleerde mineralogische analyse op deze schaal ontbreekt echter. Ook over de samenhang tussen de natuurlijke chemische bodemvruchtbaarheid van dekzandgronden en de vegetatie is weinig bekend.
Naast bovengenoemde zanden uit het Kwartair treft men hier en daar ook nog zanden uit het Tertiair aan de oppervlakte aan. In Twente en de Achterhoek zijn dit vaak *glauconiethoudende zanden* met een kenmerkende grijsgroene kleur (vooral in lemige lagen). In Zuid-Limburg vindt men o.a. bij Brunssum de zgn. *zilverzanden*, die vrijwel uitsluitend uit kwartskorrels bestaan (soms voor meer dan 99%).
In het bovenstaande is herhaaldelijk de aanwezigheid van gesteentefragmenten ter sprake gekomen. Deze fragmenten komen hoofdzakelijk in de grind- en grove zandfracties voor. Telt men de in deze componenten aanwezige mineralen mee bij de mineralogische analyse, dan gaat met name het kwartsgehalte omhoog. Daardoor varieert het totale *kwartsgehalte van de zandfractie* (50-2000 µm) meestal van 80-95%, ook bij de Maaszanden (tabel 7.1).
Het *veldspaatgehalte* van Nederlandse zandgronden ligt in deze fractie vermoedelijk meestal tussen 5 en 10%, het *micagehalte* tussen 1 en 5%. In sommige gevallen is ook nog een paar procent *chloriet* aanwezig (in Rijn- en Maaszanden). De zware mineralen vertegenwoordigen doorgaans niet meer dan 0,5% van de totale zandfractie. De mineralogische samenstelling is binnen een bepaalde afzetting ook nog afhankelijk van de deeltjesgrootte (tabel 7.1). Zo neemt b.v. het kwartsgehalte sterk af met afnemende deeltjesgrootte. Vermoedelijk is het veldspaatgehalte in de fractie 16-50 µm meestal het hoogst (tot 20 à 25%). Het micagehalte neemt in de fijnere fracties toe en bereikt doorgaans een maximum in de fractie 2-16 µm. Ook het chlorietgehalte vertoont deze trend.

7.1 *Tabel*
Globale schatting van de gemiddelde mineralogische samenstelling van korrelgroottefracties in Nederlandse zandgronden (massaprocenten).

Mineraalgroep	massafractie (%) in korrelgroottefractie (µm)			
	50–2000	16–50	2–16	<2
kwarts	80–95	65	40	5–10
veldspaten	5–10	20	20	<5
mica's	1– 5	10	–	–
chloriet	<3	5	–	–
zware mineralen	0,5	?	?	?
kleimineralen	–	–	35	80
'vrij' Fe_2O_3 *▽	0,1–3	?	?	2– 5
'vrij' Al_2O_3 *	0,1–1	?	?	1– 3

* 'vrij' wil zeggen: niet in de vorm van silicaten gebonden (overwegend oxyden).
▽ In kwelgebieden zijn plaatselijk veel hogere gehalten mogelijk.

7.2.2 Secundaire mineralen
Voorzover *calciet* in zand voorkomt is het overwegend allochtoon. Het komt hoofdzakelijk in zeezand voor en in de ondergrond van dekzandgebieden, o.a. in Overijssel en Gelderland. De bovengrond is in deze gebieden kalkloos geworden door ontkalking. De overgang van kalkhoudend naar kalkloos materiaal (de kalkgrens) komt het meest ondiep voor in de beekdalgronden (op 1 à 2 m diepte). De stuwwallen zijn vrijwel volledig kalkloos.
IJzeroxyden komen in sterk wisselende hoeveelheden voor, meestal als authigene vormen van goethiet, ferryhydriet en lepidokrokiet. De gehalten zijn het laagst in veldpodzolgronden (<0,3%), iets hoger in moderpodzolgronden (0,5-1,0%) en soms zeer hoog in beekeerdgronden (10-30%). Sterk ijzerhoudende gronden worden in Nederland vaak roodoornige gronden genoemd. De concentratie van *aluminiumoxyden* varieert in zandgronden meestal tussen 0,1 en 1,0%.
Behalve 'nieuwvormingen' van ijzeroxyden treft men in beekdalgronden ook authigene vormen van calciet, ijzercarbonaten (sideriet) en ijzerfosfaten (blauw vivianiet) aan. (N.B.: Onder gereduceerde omstandigheden hebben deze ijzerverbindingen vaak een witte kleur). In Overijssel komt ook plaatselijk pyriet voor en wel in beekdalgronden met een venige bovengrond en kwel van sulfaathoudend grondwater afkomstig van tertiaire mariene sedimenten.

7.3 KLEIGRONDEN

7.3.1 Inleiding
Veel eigenschappen van kleigronden worden bepaald door de samenstelling van de lutumfractie en – in mindere mate – door die van de sloef- of siltfracties. Het gaat bij deze samenstelling hoofdzakelijk om de *kleimineralen* en *oxyden* en bij de eigenschappen om de kationenomwisseling (CEC en K-fixatie), zwelling, kleur, chemische samenstelling, e.d. Deze zaken vormen het onderwerp van deze paragraaf. We beperken ons daarbij tot het niet of nauwelijks door bodemvorming beïnvloede materiaal, d.w.z. het materiaal uit de Cg- of Cr-horizont.
De veranderingen die op kunnen treden door zgn. bodemvormende processen worden in hoofdstuk 26 beschreven.
Net als bij de zandgronden is de samenstelling van het materiaal afhankelijk van de herkomst en de periode waarin de af-

zetting heeft plaatsgevonden. Deze factoren worden in 7.3.2 zeer in het kort behandeld in verband met de gebruikte indeling van de kleigronden. In deel II komen de geologische en veldbodemkundige aspecten uitvoerig aan de orde.
Naast de kleimineralen (en oxyden) kunnen ook andere mineralen een belangrijke invloed op de eigenschappen van de grond hebben. Dit geldt in de eerste plaats voor de *carbonaten*, die een zeer belangrijke invloed uitoefenen op de chemische en biologische processen in de bodem. De aanwezigheid van 'kalk' is onder andere van grote betekenis voor de bodemvruchtbaarheid. Bij de kartering wordt er daarom veel aandacht aan geschonken. In verband hiermee wordt voor het voorkomen van kalkhoudende en kalkloze kleigronden verwezen naar hoofdstuk 34 en 35.
Ook *sulfiden* hebben een belangrijke invloed op de eigenschappen van kleigronden. Deze invloed is echter beperkt tot een kleine categorie zeekleigronden, de zgn. kattekleigronden.

7.3.2 Herkomst van de klei-afzettingen

De aan het oppervlak voorkomende klei-afzettingen dateren in Nederland voor het overgrote deel uit het *Holoceen*. Alleen langs de Maas en de Oude IJssel komen afzettingen voor die van laat-Pleistocene ouderdom zijn (oude rivierklei; vroeger rivierleem genoemd). Voor de rivierklei gelden als belangrijkste aanvoerbronnen de *Rijn* (en zijn zijrivieren), de *Maas* en de kleine rivieren en beken van Overijssel en Gelderland (*Overijsselse Vecht, Berkel*, e.d.). De Rijn is de belangrijkste bron. Tegenwoordig voert deze rivier ongeveer vier maal zoveel slib aan als de Maas. Voor de zeeklei zijn meer bronnen aan te geven. Het slib van de Rijn en de Maas heeft zich in de delta en in zee vermengd met slib dat van elders werd aangevoerd. Vermoedelijk is dit laatste materiaal hoofdzakelijk via het Nauw van Calais aangevoerd en afkomstig van Franse rivieren, zoals de *Seine* en *Somme*. Daarnaast kan ook de erosie van de zeebodem ter hoogte van de Vlaamse Banken (voor de Belgische kust) in elk geval plaatselijk (in Zeeland) enige invloed hebben op de samenstelling. In verband met de naar het noorden gerichte stroming van het water langs de Nederlandse kust is het mariene slib, behalve in Zeeland en Zuid-Holland, ook terecht gekomen in Noord-Holland, Friesland en Groningen. De invloed van de Schelde is vermoedelijk beperkt gebleven tot (oost) Zeeuws-Vlaanderen en Zuid-Beveland. Over de mengverhouding van de verschillende soorten slib in de holocene mariene afzettingen is weinig bekend.
Uit studies van het slibtransport langs de Nederlandse kust is gebleken dat vóór de afsluiting van het Haringvliet en de Grevelingen slechts ongeveer 20% van het materiaal dat in de Waddenzee bezinkt afkomstig was van de Rijn en de Maas. Er zijn redenen om aan te nemen dat deze invloed in dit gebied in het verleden nog kleiner is geweest.
Naar leeftijd worden de holocene zeeklei-afzettingen ingedeeld in afzettingen van *Calais* (tot 2000 v. Chr.) en *Duinkerke* (na 1500 v. Chr.). De rivierklei-afzettingen uit dezelfde periode worden onderverdeeld in resp. afzettingen van *Gorkum* en *Tiel* voor de perimariene rivierafzettingen. Deze vormen de overgang vormen tussen het typische rivierkleigebied (Betuwe Formatie) en de zeeklei-afzettingen (ze behoren mèt deze zeeklei-afzettingen tot de Westland Formatie). Verdere onderverdelingen van de genoemde afzettingen worden aangegeven m.b.v. Romeinse cijfers.

Voor zover de rivierafzettingen geologisch tot de Westland Formatie behoren, worden ze chronostratigrafisch onderverdeeld in de Afzettingen van Tiel (afgezet na 1500 v. Chr.) en de Afzettingen van Gorkum (afgezet voor 2000 v. Chr.). Oostelijk van Tiel behoren de rivierafzettingen tot de Betuwe Formatie, die chronostratigrafisch niet wordt onderverdeeld (zie ook de kaders 34.9 en 35.8).
De grondmonsters uit het rivierkleigebied, die in dit hoofdstuk worden besproken, komen zowel uit de Westland Formatie als uit de Betuwe Formatie. Omdat qua ouderdom mineralogisch verschillen voorkomen, zijn ook de sedimenten uit de Betuwe Formatie ten behoeve van dit onderzoek chronostratigrafisch onderverdeeld op dezelfde manier als die uit de Westland Formatie, nl. in Afzettingen van Tiel en Afzettingen van Gorkum; ze zijn dan ook als zodanig aangeduid in b.v. tabel 7.2 (zie ook 35.3.2).

7.3.3 Samenstelling van de lutumfractie

De mineralogische samenstelling van de bovengenoemde afzettingen is, voor wat de lutumfractie betreft, weergegeven in tabel 7.2. Deze fractie bestaat voor ongeveer 80% uit kleimineralen. In de *zeeklei* is dit hoofdzakelijk illiet en smectiet (beide ongeveer 30%), kaoliniet en chloriet nemen samen zo'n 10-15% in beslag. In de *rivierklei* komt ook vermiculiet voor, terwijl met name in de jongere afzettingen (van Tiel) de smectietgehalten lager zijn dan in de oudere afzettingen (van Gorkum) en de zeeklei.

Vroeger werd de Nederlandse klei, onafhankelijk van het feit of het zee- of rivierklei betrof, vaak een illietklei genoemd. Volgens de huidige inzichten is het beter van een *illiet-smectietklei (zeeklei)* of een *illiet-vermiculiet-smectietklei (rivierklei)* te spreken.

De afzettingen van de Overijsselse Vecht, de Berkel, e.d. – hier kortheidshalve aangeduid als *beekklei* – kenmerken zich door een zeer hoog smectietgehalte (50-80%) en het voorkomen van hydroxy-vermiculiet ('secondaire chloriet'). Illiet is hier praktisch afwezig.
Naast kleimineralen komen ook nog in alle afzettingen kwarts (5-10%), veldspaten (<5%) en ('vrije') oxyden voor (meestal 4-10%). Met name de beekklei kan plaatselijk zeer ijzerrijk zijn, waardoor het 'vrije' ijzeroxydegehalte in de lutumfractie soms tot 50 à 60% kan oplopen.
De bovengenoemde verschillen in kleimineralogische samenstelling gaan gepaard met *verschillen in de chemische samenstelling*. Bij de zee- en rivierklei zijn deze verschillen echter klein. Zo is b.v. het gehalte aan silicaatgebonden Al_2O_3 in rivierklei 1 à 2% hoger (op een totaalgehalte van ± 20%), terwijl het silicaatgebonden Fe_2O_3-gehalte 1-3% lager ligt (op een totaalgehalte van 4-7%). Dit hangt vermoedelijk samen met het hogere vermiculietgehalte, resp. het lagere smectietgehalte van de rivierklei. Bij de rivierklei-afzettingen onderscheiden de afzettingen van de uiterwaarden zich door een hoger gehalte aan K_2O en FeO (gevolg van resp. een hoger illiet- en chlorietgehalte). Zij vertonen in hun samenstelling een sterke overeenkomst met de zoete getijdenafzettingen. Laatstgenoemde afzettingen behoren ook op grond van hun Al_2O_3-gehalten duidelijk tot de rivierklei. Binnen de (overige) zeeklei-afzettingen zijn geen duidelijke verschillen aanwezig. Bij de 'vrije' oxyden zijn er vooral bij ijzeroxyde kleine, maar visueel herkenbare verschillen tussen zee- en rivierklei (tabel 7.2).
Doordat bij de bepalingsmethoden wat silicaat-Fe_2O_3 (afkomstig van smectiet) is meebepaald, zijn de verschillen enigszins genivelleerd. Bovendien worden de cijfers beïnvloed door plaatselijke roestconcentraties. Niettemin blijkt het 'vrije' Fe_2O_3-gehalte in de zeeklei gemiddeld lager te zijn dan in de rivierklei. In de Duinkerke-afzettingen is dit gehalte 2,5 à 3%, bij de rivierklei 3,3-4,3%. Eerstgenoemde afzettingen hebben vaak een *grijze kleur* (2,5Y in de C-horizont), terwijl de rivierafzettingen *bruin* gekleurd zijn (10YR-7,5YR). De laagste gehalten worden gevonden in de West-Friese zeeklei; die in verband hiermee een blauw-grijze kleur heeft (10Y-2,5Y).
De chemische samenstelling van beekklei verschilt hoofdzakelijk van die van de zee- en rivierklei door het lagere K_2O-

7.2 *Tabel*

Mineralogische samenstelling van de lutumfracties van de belangrijkste kleigronden, na verwijdering van humus, carbonaten en sulfiden (massaprocenten).

Afzetting	Geologische namen	Kleimineralen					'vrije oxyden'[2])			Kwarts	Veld-spaten
		Kaoliniet[2])	Illiet[1])	Vermiculiet[1])	Smectiet[1])	Chloriet[1])	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3		
	Afzettingen van:										
Rivierklei											
Rijn-uiterwaarden	Tiel III	5–10	35–40	10–20	10–15	5–10	3,4	1,4	4,3	5–10	<5
Rijn-subatlantisch	Tiel II, III	5–10	30–40	10–20	15–20	<5	4,7	2,2	3,3	5–10	<5
Rijn-subboreaal	Tiel O, Gorkum IV	5–10	30–35	5–10	30–35	<5	4,8	1,8	3,5	5–10	<5
Maas	Tiel	5–10	30–35	5–10	30–35	<5	3,9	1,7	3,9	5–10	<5
Ov. Vecht, Berkel ('beekklei')	Singraven	5–10	<10	<5	50–80	0–20[3])	5–2	2,4	3–4	5–10	<5
Zeeklei											
Zoete getijdenafz. (Z-Holl.)	Duinkerke III (DIII)	5–10	35–40	10–20	10–15	5–10	2,6	1,3	3,2	5–10	<5
Zoute getijdenafz. (Z.Holl.)	DIII						4,6	1,1	3,1		
Friesland/Groningen	$D_O D_I, D_{II}, D_{III}$	5–10	30–40	<5	30–50	<5	7,1	1,2	2,5	5–10	<5
Westland-Friesland	D_O,Calais$_{IV}$						7,4	0,6	2,1		
Zeeland	D_{II}, D_{III}						5,5	1,0	2,8		

1) De schatting heeft hier betrekking op het totaal aantal lagen. Smectiet en waarschijnlijk ook vermiculiet komen allen voor als componenten van wisselaagmineralen met illiet. Bij chloriet is dit voor een deel het geval.
2) Gemiddelde waarden langs chemische weg bepaald, bij kaoliniet, Si en Al na koken met 0,5 N loog, bij Fe na behandeling met dithioniet-citraat bicarbonaatmengsel. Bij de bepaling van vrije oxyden wordt ook wel wat silicaatgebonden materiaal meebepaald, vooral bij de smectietrijke beekklei.
3) Secundaire chloriet.

gehalte. (Bij beekklei <1%, bij zee- en rivierklei 3,0-3,8%). Dit hangt samen met het veel lagere illietgehalte van de beekklei. Verder kan het silicaat-Fe_2O_3-gehalte in de lutumfractie van beekkleien soms bijzonder hoog zijn (ca. 20%), evenals het gehalte aan 'vrije' ijzeroxyden (tot 50% of meer).

7.3.4 Eigenschappen van de lutumfractie

Als gevolg van de verschillen in kleimineralogische samenstelling kunnen ook verschillen in chemische en fysische eigenschappen optreden, o.a. bij de K-fixatie, de kationenomwisselcapaciteit, het vochtgehalte en het zwel- en krimpvermogen.

De *K-fixatie* is bij rivierklei hoger dan bij zeeklei. Dit blijkt o.a. uit tabel 7.3 waarin K-fixatie-waarden zijn gegeven voor rivierklei en voor getijdenafzettingen in Zuid-Holland. De afname van de K-fixatie in de richting zoet → brak → zout wordt toegeschreven aan de afname van het vermiculietgehalte in deze richting. Naast vermiculiet kan ook beidellietische smectiet K fixeren. Dit verklaart waarom ook monsters met minder vermiculiet en meer smectiet, zoals die vooral in de Gorkum-afzettingen voorkomen, sterk K-fixerend zijn.

De *kationenomwisselcapaciteit* is voor de verschillende zeeklei-afzettingen vrij constant, 0,45-0,50 mol/kg lutumdeel (tabel 7.4). De rivierklei-afzettingen hebben in het algemeen een wat hogere omwisselcapaciteit (0,50-0,65 mol/kg) als gevolg van hun hogere gehalte aan vermiculiet en beidellietische smectiet. (De CEC van deze smectiet is naar schatting zo'n 0,20-0,40 mol/kg hoger dan die van een montmorillonietische smectiet). De beekklei-afzettingen hebben door hun hoge smectietgehalte de hoogste kationenomwisselcapaciteit (0,65-0,75 mol/kg).

7.3 *Tabel*

K-fixatie-cijfers voor monsters van zee- en rivierklei-afzettingen

Afzetting	K-fixatie[2])
Rivierklei	55–90
Getijdenafzetting Zuid-Holland[1])	
zoet	55–90
brak	30–50
zout	0–25

1) Indeling volgens de Bodemkaart van Nederland 1:200000 (de Nebo).
2) Uitgedrukt als het percentage toegevoegde K dat onder de proefomstandigheden niet meer desorbeert. Bepaling verricht aan dezelfde hoeveelheid lutum voor alle monsters.

7.4 *Tabel*

De kationenomwisselcapaciteit (mol/kg)[1]) van enkele korrelgroottefracties van de belangrijkste klei-afzettingen in Nederland. (Zelfde afzettingen als in tabel 7.2).

Afzetting	lutumfractie	sloeffractie	fractie 16-50 µm
Rivierklei			
Rijn-uiterwaarden	0,45–0,50	0,07–0,12	0,01–0,03
Overige Rijn- en Maasafzettingen	0,50–0,65	0,07–0,12	0,01–0,03
Ov.Vecht, Berkel, e.d. ('beekklei')	0,65–0,75	0,20–0,50	0,05–0,14
Zeeklei			
Alle afzettingen	0,45–0,05	0,07–0,12	0,01–0,03

1) De opgegeven waarden gelden voor een 1-waardig kation. Voor een n-waardig kation zijn de waarden n keer zo klein. Vroeger werd de kationenomwisselcapaciteit opgegeven in me/100 g; 1 me/100 g = 0,01 mol/kg.

Het vochtgehalte bij 105 °C drogen is vooral afhankelijk van het smectietgehalte. Het is het laagst bij de jongste rivierklei (4,6-4,9%) en het hoogst bij de zeeklei (5,8-6,4%). In de beekklei worden vochtgehalten van 7 à 8% gevonden. (N.B. Deze waarden gelden voor Mg-kleien; in de praktijk kunnen enigszins andere waarden voorkomen).

Het *gloeiverlies van de lutumfractie*, dat van belang is in ver-

band met de humusgloeiverliesbepaling (zie 8.6.1), varieert heel weinig. Het bedraagt bij 600°C ongeveer 6,5-7,0%.
Over eventuele verschillen in zwel- en krimpvermogen van de genoemde afzettingen is weinig bekend. Uit desbetreffende onderzoekingen van oude rivierklei-afzettingen is wel gebleken dat er een verband bestaat tussen het smectietgehalte en de zwelling.

7.3.5 Samenstelling en eigenschappen van de sloef- en siltfracties

De samenstelling van de *sloeffractie* (2-16 µm) is minder goed bekend dan die van de lutumfractie. In zee- en rivierklei zijn de kwarts- en veldspaatgehaltes in elk geval hoger dan in de lutumfractie; waarschijnlijk variëren de gehaltes resp. van 35-45% en van 15-25%. Het kleimineralengehalte is hier ongeveer 30%. Het grootste deel is vermoedelijk illiet (en mica), de rest is vermiculiet (in de rivierklei), kaoliniet en chloriet. Smectietlagen komen – voorzover aanwezig – alleen in illiet-smectietmineralen voor (<5%).
De kationenomwisselcapaciteit van de sloeffractie van zee- en rivierklei is ongeveer 0,10 mol/kg en het gloeiverlies 1,8% (600°C). De K-fixatie van deze fractie is in de rivierklei vrijwel gelijk aan die van de lutumfractie en in de zeeklei iets lager. Uit een vergelijking van deze gegevens met die van de lutumfractie volgt, dat de bijdrage van de sloeffractie tot bepaalde chemische eigenschappen niet kan worden verwaarloosd.
In de *siltfractie* (2-50 µm) liggen de kwarts- en veldspaatgehalten nog iets hoger dan in de sloeffractie, terwijl het illiet-micagehalte juist iets lager is. Naar schatting bedraagt de kationenomwisselcapaciteit van deze fractie in de meeste gevallen voor zee- en rivierklei 0,03-0,08 mol/kg en het gloeiverlies 1 à 2%.

7.5 *Repeteervragen*

a. Wat houdt het onderscheid tussen bruine en witte zanden in en waar komen deze aan de oppervlakte voor?
b. Is dekzand uit de Noordzee afkomstig?
c. Wat is zilverzand? Wat is een normaal kwartsgehalte van zand?
d. Noem nog drie mineraalgroepen die in zand voorkomen.
e. Welke zanden bevatten meestal kalk, welke niet?
f. Welk verband is er tussen hoogteligging en het gehalte aan ijzeroxyden in zandgronden?
g. Noem de belangrijkste aanvoerbronnen van de kleiige sedimenten in Nederland.
h. Wat wordt onder de Betuwe Formatie verstaan?
i. Noem vier afzettingen die tot de Westland Formatie behoren.
j. Welke mineralen vormen het hoofdbestanddeel van het lutumdeel?
k. Hoe kun je zeeklei mineralogisch noemen? En rivierklei?
l. Rivierklei is vaak bruiner dan zeeklei. Oorzaak?
m. Welke afzettingen in Nederland hebben het hoogste smectietgehalte in het lutumdeel? Gevolg voor de kationenomwisselcapaciteit (CEC)?
n. Welke afzettingen hebben de grootste kaliumfixatie? Oorzaak?
o. Welke korrelgroottefractie heeft de grootste CEC? Oorzaak?
p. In 'stoofdroge grond' (tot 105°C gedroogd) zit toch nog vocht. Hoe is dit te verklaren?
q. Waarop lijkt het siltdeel mineralogisch het meest: op het lutumdeel of het zanddeel?

7.4 LITERATUUR

7.4.1 Geraadpleegde literatuur

Baren, F.A. van, 1934. Het voorkomen en de betekenis van kalihoudende mineralen in Nederlandse gronden. Proefschrift, LH, Wageningen.
Breeuwsma, A., 1985. Kleimineralogische en chemische karakteristieken van zeeklei, rivierklei en beekklei. Stichting voor Bodemkartering, rapport nr. 1869, 34 p.
Broek, J.M.M. van den & H.W. van der Marel, 1964. De alluviale gronden van de Maas, de Roer en de Geul in Limburg. Stichting voor Bodemkartering, Bodemkundige Studies no. 7. 83 p.
Crommelin, R.D., 1953. Over de stratigrafie en herkomst van de preglaciale afzettingen in Midden-Nederland. Geologie en Mijnbouw 15: 305-320.
Crommelin, R.D., 1964. A contribution to the sedimentary petrology and provenance of young pleistocene cover sand in The Netherlands. Geologie en Mijnbouw 43: 389-402.
Crommelin, R.D. & J.J. de Gruyter, 1973. Cluster analysis applied to mineralogical data from the coversand formation in The Netherlands. Netherlands Soil Survey Institute, Soil Survey Papers no. 7. 16 p.
Edelman, C.H., 1933. Petrologische provincies in het Nederlandse kwartair. Proefschrift, Amsterdam.
Favejee, J.Ch.L., 1949. De mineralogische samenstelling van de kleifractie van Nederlandse grondsoorten. Landbouwk. Tijdschr. 61, no. 3.
Favejee, J.Ch.L., 1951. The origin of the Wadden mud. Meded. Landbouwhogeschool 51, Wageningen. 113-141.
Groot, A.J. de, 1963. Mangaantoestand van Nederlandse en Duitse holocene sedimenten in verband met slibtransport en bodemgenese.
Maarleveld, G.C., 1968. Voorlopige resultaten van dekzandonderzoek met de plakbandmethode. Boor en Spade XVI: 38-65.
Marel, H.W. van der, 1949. Mineralogical composition of a heath prodzol profile. Soil Science 67: 193-207.
Marel, H.W. van der, 1950. The mineralogical composition of the clay (<2 µm) separate of the Dutch soils and their cationic exchange capacity. Trans. Int. Congress Soil Science, Amsterdam, Vol. II: 1-3.
Marel, H.W. van der & J.T.N. Venekamp, 1955. Onderzoek naar het verschijnsel der Kalifixatie in de Nederlandse gronden, Versl. Landbouwk. Onderz. no. 61.8, Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage.
Roep, Th.B. & A. Remmelzwaal, 1977. A descriptive and 'instinctive' thin-section analysis of Pleistocene sands of The Netherlands near Hattem. Meded. Rijks Geol. Dienst, nieuwe serie Vol. 28, 6.
Salomons, W., 1975. Chemical and isotopic composition of carbonates in recent sediments and soils from Western Europe. J. Sed. Petrology 45: 440-449.
Salomons, W., P. Hofman, R. Boelens & W.G. Mook, 1975. The oxygen isotopic composition of the fraction less than 2 micron (clay fraction) in recent sediment from Western Europe. Marine Geology 18, M23-M28.
Terwindt, J.H.J., 1967. Mud transport in the Dutch delta area and along the adjacent coastline. Neth. J. Sea Research 3: 505-531.
Zagwijn, W.H. & C.J. van Staalduinen (red.), 1975. Toelichting bij Geologische Overzichtskaarten van Nederland. Rijks Geologische Dienst, Haarlem. 134 p.

7.4.2 Aanbevolen literatuur

Breeuwsma, 1985.
Zagwijn, W.N. & C.J. van Staalduinen (red.), 1975. (in 't bijzonder de zware-mineralendiagrammen in hoofdstuk 2).

8

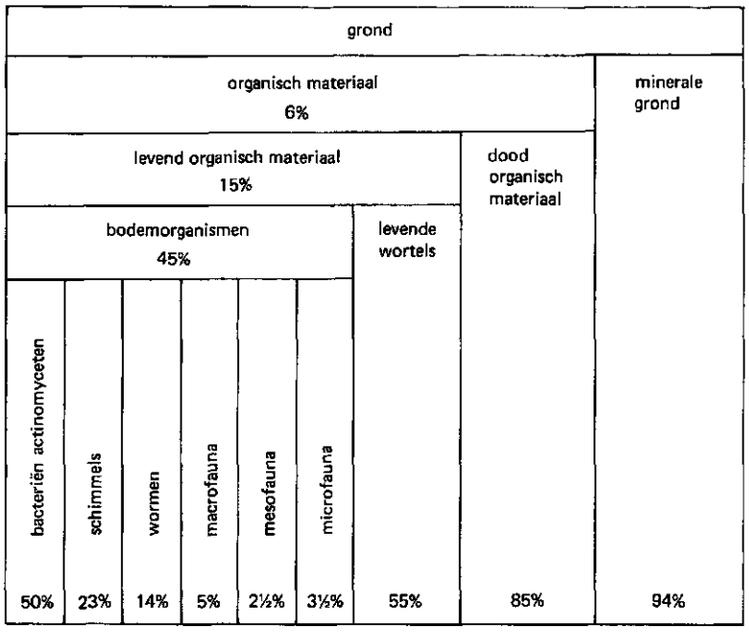
HOOFDSTUK 8: ORGANISCHE STOF
door B.H. Janssen, P. van der Sluijs en H.R. Ukkerman

8.1 INLEIDING

8.1.1 Organisch materiaal

Hoewel het grootste deel van de in de bodem aanwezige deeltjes van anorganische oorsprong is, heeft de organische stof, die in Nederland gemiddeld 4% van de bouwvoor uitmaakt, een grotere invloed op de bodemeigenschappen dan haar massafractie zou doen vermoeden. Tot het begin van deze eeuw vond er uitsluitend organische bemesting plaats op bouw- en weiland. Niet alleen werden op deze manier de voor de plant noodzakelijke nutriënten aangevoerd, maar ook werd de organische-stofvoorraad van de bouwvoor door regelmatige bemesting op peil gehouden, hetgeen een duidelijk positieve invloed heeft op verschillende bodemeigenschappen, zoals de structuurstabiliteit, het vochthoudend vermogen, de bewortelbaarheid, de kationenomwisselcapaciteit en de erosiegevoeligheid. Organische stof heeft een complex karakter, zij bestaat uit macromoleculen van verschillende samenstelling die bovendien verbindingen met anorganische bodemdeeltjes aan kunnen gaan. Door dit complexe karakter is het moeilijk de invloed van de organische stof op de plantengroei via de verschillende bodemeigenschappen apart te bestuderen. Wel is vast komen te staan, dat het volledig vervangen van organische bemesting door kunstmest voor een aantal gewassen, zoals aardappelen en suikerbieten, tot een opbrengstdaling leidt, ondanks het feit dat de voor de plant noodzakelijke nutriënten in voldoende mate aanwezig zijn. Bij aardappelen en suikerbieten is daarom een combinatie van anorganische en organische bemesting noodzakelijk. Maar ook voor andere gewassen is organische mest nuttig.

De organische bestanddelen in de grond zijn te onderscheiden in levende en dode organische stof. De *levende* organische stof, die ca. 15% van de organische bestanddelen uitmaakt, bestaat voor ruim de helft uit wortels, voor ongeveer een tiende uit bodemfauna en voor een derde uit micro-organismen (figuur 8.1).



8.1 *Figuur*
Voorbeeld van de samenstelling van de organische bestanddelen in massafracties van de bovenste horizont van een grond onder bos met de humusvorm mull. Naar Dunger, 1964: 10.

De levende wortels worden in hoofdstuk 17 Beworteling behandeld, terwijl de overige levende organismen in hoofdstuk 15 Bodembiologie aan bod komen. Dit hoofdstuk zal zich hoofdzakelijk bepalen tot de *dode* organische stof, kortweg organische stof of ook wel humus genoemd. Aan de orde komen: de vorming van organische stof, de eigenschappen en betekenis van organische stof, het organische-stofgehalte van Nederlandse gronden en de factoren die de hoogte daarvan bepalen.

8.2 *Proef*

Om organische stof in de bodem aan te tonen, schudden we fijngemaakte grond in een reageerbuis enkele minuten met water. Op de vloeistof komt dan een bruin-zwart laagje drijven. Hierin kunnen vaak nog planteresten onderscheiden worden, terwijl het overige al zo ver omgezette organische stof is, dat duidelijke structuren die op de herkomst wijzen, ontbreken.

8.1.2 Termen organische stof en humus

Niet alleen in het dagelijks spraakgebruik, maar ook in de wetenschappelijke literatuur worden de termen 'humus' en 'organische stof' door elkaar gebruikt. Toch zijn er onderzoekers voor wie de begrippen organische stof en humus niet identiek zijn. Onder *organische stof* verstaan zij al het dode organische materiaal dat in de grond aanwezig is, terwijl ze de term *humus* reserveren voor die bestanddelen van de dode organische stof in de grond, die zover zijn omgezet, dat de plantaardige en dierlijke resten, waaruit ze zijn ontstaan, visueel noch chemisch herkend kunnen worden. Het onderscheid is diffuus. Veel organische moleculen in de grond lijken niet meer op die van het uitgangsmateriaal, maar zien er ook nog niet uit als 'echte' humusmoleculen. Ook deze 'echte' humusmoleculen kunnen echter nog verandering ondergaan. Humus wordt wel omschreven als 'a state of matter'. Men kan humus opvatten als een tussenstation in de kringloop van een aantal elementen, met name van koolstof, zuurstof en waterstof en in beperkte mate van stikstof, fosfor en zwavel (figuur 8.3).

In dit boek is getracht zoveel mogelijk onderscheid te maken tussen het ruime begrip organische stof en het beperkte begrip humus. We gebruiken bv. de term humusgehalte alleen als mag worden aangenomen dat de organische stof voor een zeer groot deel uit humus bestaat. Normaal zijn: 'massafractie organische stof' of 'organische-stofgehalte' en het symbool f_h.

8.4 *Vragen*

a. Kan men spreken van 'het humusgehalte van de organische-stoffractie'?
b. Hoe zouden we de volgende tekst kunnen aanpassen aan de redactie van dit boek: 'Belangrijk voor de groei van het bos is de laag boshumus die op de grond ligt. Uit proeven is gebleken dat na weghalen van de humus de boomgroei sterk kan teruglopen. Het materiaal is bv. geschikt voor het maken van potgrond voor azalea's. Strooiselroof wordt in Nederland beschouwd als een ontgronding, *waarvoor een vergunning vereist is.*'
c. Waarom is strooiselroof schadelijk voor het bos?

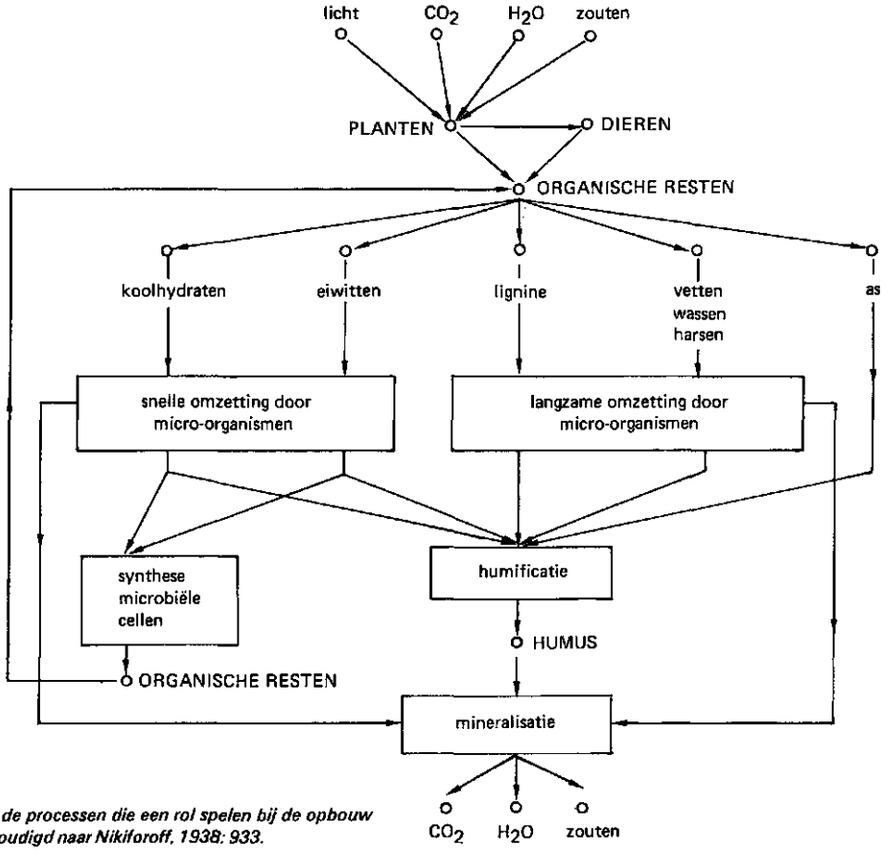
8.2 Humusvorming

8.2.1 Humusvormers

Bodemfauna en -(micro)flora zijn nauw betrokken bij de elkaar opvolgende processen, waardoor plantaardige en dierlijke materialen veranderen in humus. De fauna, voornamelijk insekten en wormen, staat aan het begin van de keten. Planteresten worden door deze dieren in stukken geknipt en gegeten. Uitwerpselen van de ene groep dieren kunnen – al dan niet in combinatie met minerale bodemdelen – voedsel vormen voor een volgende groep, passeren opnieuw de ingewanden, enz.

De *rol van de bodemfauna* bij de humusvorming bestaat uit:

a. verkleinen van het organisch materiaal;
b. verplaatsen van het organisch materiaal door de grond;
c. mengen van organische en minerale delen;



8.3 *Figuur*

Schematische voorstelling van de processen die een rol spelen bij de opbouw en afbraak van humus. Vereenvoudigd naar Nikiforoff, 1938: 933.

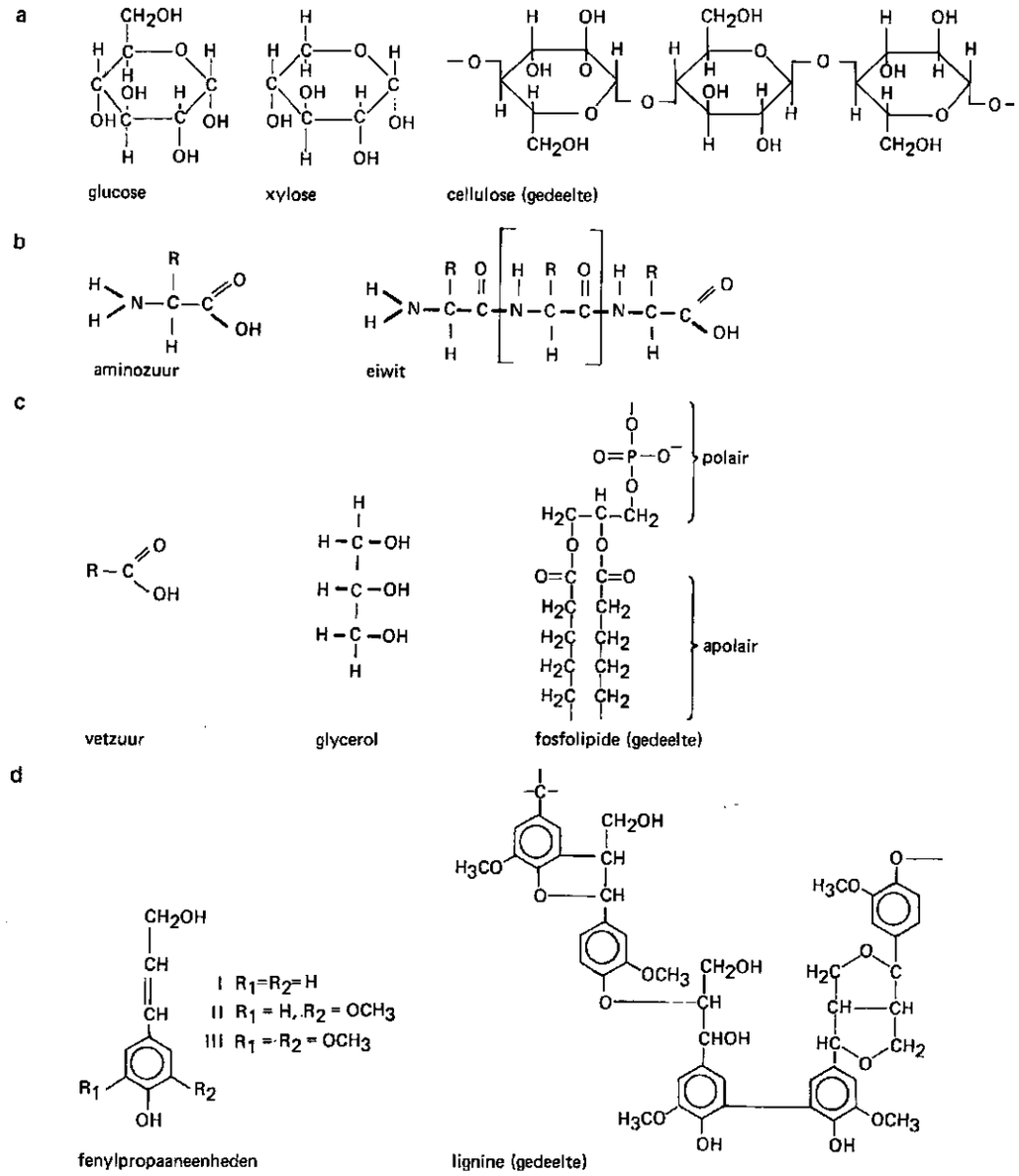
d. verplaatsen van de microflora en -fauna door de grond;
e. regulatie van de populatie-omvang van de microflora en de overige fauna;
f. nieuwvorming en onderhoud van bodemholten ten gunste van de aëratie en vochtregulatie.

De eigenlijke omzettingen van plantaardig en dierlijk materiaal naar humus vinden daarna plaats door toedoen van de *microflora*, die bestaat uit bacteriën, actinomyceten en schimmels. Voor een relatief klein deel doet de microflora haar werk in de ingewanden van de bodemfauna. Evenals de bodemfauna is ook de microflora min of meer gespecialiseerd, waarbij het eind- of bijprodukt van het ene organisme of dat organisme zelf het voedsel voor het andere organisme kan zijn.

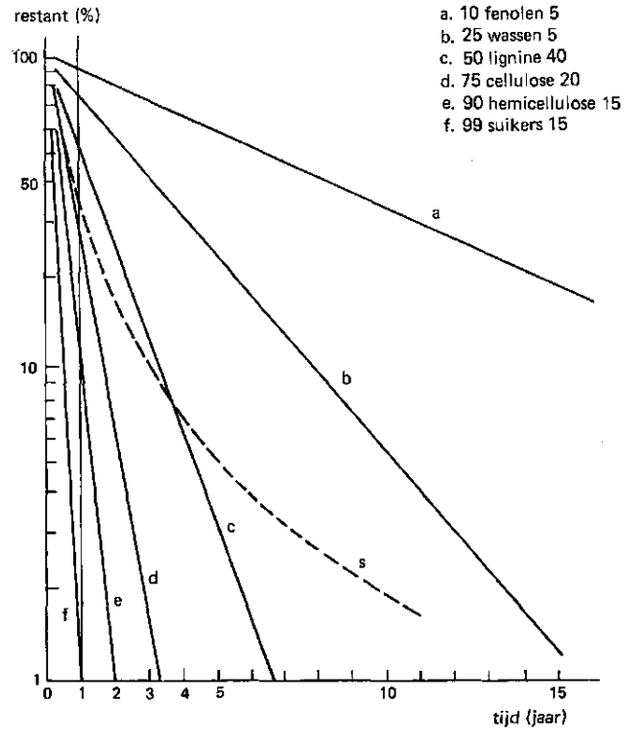
8.2.2 Plantaardig materiaal als bron voor humusstoffen

Van de organische materialen, die op en in de grond terecht komen, is ruim 90% van plantaardige herkomst, m.a.w. plantemateriaal is kwantitatief voor de humusvorming van veel meer belang dan dierlijk materiaal. De chemische samenstelling van planten varieert met hun aard en leeftijd, terwijl ook de grondsoort en eventuele bemesting van invloed kunnen zijn. De belangrijkste groepen macromoleculaire verbindingen, die in de plant voorkomen zijn (vergelijk figuur 8.3):

a. koolhydraten: cellulose, hemicellulose, zetmeel, oplosbare suikers, enz.; de voornaamste bouwstenen hiervan zijn hexosen met 6 C-atomen (bv. glucose en galactose) en pentosen met 5 C-atomen (bv. xylose en arabinose);
b. eiwitten, met aminozuren als bouwstenen;
c. vetten, harsen en wassen, met o.a. vetzuren, alcoholen en koolwaterstoffen als bouwstenen;
d. lignine of houtstof, waarvan de 'monomeren' fenylpropaanderivaten zijn (figuur 8.5).



8.5 *Figuur*
Enige in de plant voorkomende organische verbindingen. R zijn koolstofketens. Naar Alexander, 1977: 158 en 165 (a), Verleur, 1972: 288 en 309 (b en c) en Kirk, 1973: 155 (d).



8.6 *Figuur*

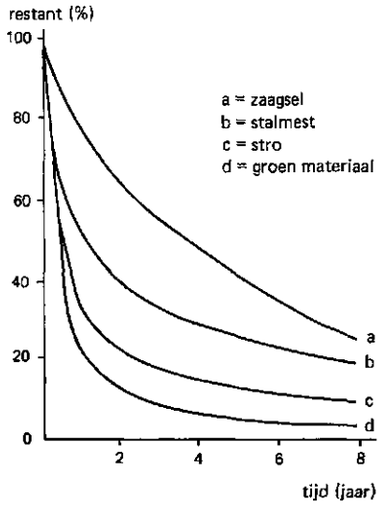
Voorstelling van de theoretische afbraak van afzonderlijke organische verbindingen in plantemateriaal, waarbij het restant logaritmisch tegen de tijd is uitgezet.

Het getal voor de verbinding geeft het verliespercentage na één jaar aan en het getal achter de verbinding is het massagehalte in het oorspronkelijke plantemateriaal in procenten. Lijn S is de sommatie van de afzonderlijke componenten. Naar Minderman, 1968: 360.

De *resistentie tegen microbiële afbraak* is in de eerste plaats afhankelijk van het aantal verschillende bindingen tussen de bouwstenen binnen de macromoleculen, aangezien de enzymen die nodig zijn voor de afbraak per type binding verschillen. Dit loopt niet altijd parallel met de meerdere ingewikkeldheid van de moleculaire opbouw. De ingewikkeld gebouwde eiwitten zijn bv. gemakkelijk aantastbaar, omdat de bouwstenen (aminozuren) slechts door één type binding (peptidebinding) met elkaar verbonden zijn. Simpele aromatische esters zijn vaak zeer resistent.

Tijdens de omzettingsprocessen verdwijnen eerst de gemakkelijk afbreekbare verbindingen, zoals eiwitten en suikers, gevolgd door cellulose. Het restant wordt daardoor relatief steeds rijker aan lignine en steeds resistenter. Dit betekent dat de snelheid waarmee organisch materiaal wordt afgebroken, met verloop van tijd steeds geringer wordt en tenslotte asymptotisch tot nul nadert (figuur 8.6).

Een tweede factor die van invloed is op de afbraaksnelheid van plantemateriaal is de *beschikbaarheid van stikstof*. De micro-organismen die het plantemateriaal afbreken hebben vrij veel opneembaar stikstof nodig (zie 8.4.3). Bevat het af te breken materiaal te weinig stikstof om de behoefte van de micro-organismen te dekken, dan kan de afbraak stagneren. Daarbij hebben bacteriën een hogere N-behoefte dan schimmels. Groen plantemateriaal bevat relatief veel eiwitten en koolhydraten, terwijl houtachtig materiaal rijk aan lignine en arm aan stikstof is. Mede daardoor is de afbraaksnelheid van groen materiaal groter dan van bv. zaagsel (figuur 8.7).



8.7 *Figuur*

Teruggevonden hoeveelheden organische stof als percentage van de toegediende hoeveelheid in landbouwgronden na een eenmalige toediening op tijdstip nul. Kolenbrander, 1974: 135.

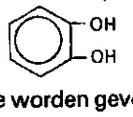
8.2.3 Opbouw van humus

Bij de afbraak van plantaardig materiaal kunnen verschillende processen gelijktijdig of na elkaar plaats vinden: opbouw van micro-organismen, humificatie, mineralisatie en immobilisatie.

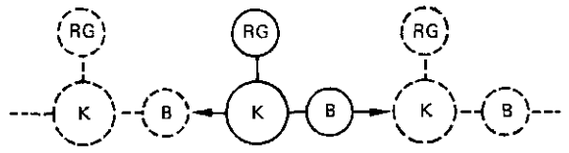
In eerste instantie worden macromoleculen gesplitst in kleinere polymeren en daarna volgt eventueel afbraak in dimeren en tenslotte monomeren. *Micro-organismen* kunnen van deze kleine moleculen gebruik maken voor de *opbouw* van hun cellen. Deze micro-organismen worden na hun afsterven zelf ook weer opgenomen in de afbraak- en humificatieprocessen (figuur 8.3).

Met *humificatie* bedoelt men de vorming van stoffen die het eindprodukt zijn van de stofwisseling van micro-organismen; deze stoffen zijn moeilijk aantastbaar en vormen de basis voor de humusmoleculen of zijn dit reeds. Een ander lot van de monomeren kan volledige *mineralisatie* zijn, d.w.z. dat de organische verbindingen overgaan in 'minerale' verbindingen als CO_2, H_2O, NH_4^+, NO_3^-, S^{2-}, SO_4^{2-}, $H_2PO_4^-$ e.a. Dit gebeurt alleen wanneer de stoffen, nadat ze opgenomen zijn in één of ander organisme, verademd worden. Sommige van deze anorganische verbindingen zijn belangrijke plantenutriënten en kunnen na opname door de wortels aan de plantevoeding bijdragen. Tegenovergesteld aan mineralisatie is het proces van *immobilisatie*. Hierbij worden anorganische verbindingen door micro-organismen uit de bodem opgenomen voor de vorming van hun cellen (zie 8.4.3).

Bij de afbraak van macromoleculen in kleinere moleculen komt energie vrij, vooral bij de laatste stap waarbij CO_2 en H_2O ontstaan (ademhaling). Deze energie wordt door de micro-organismen gebruikt bruikt bij de opbouwprocessen. Bij al deze processen spelen enzymen, die door de micro-organismen geproduceerd worden, een belangrijke rol als katalysator.

Bij de *vorming van humusmoleculen* spelen fenolen en stikstofverbindingen, zoals ammoniak en aminozuren een hoofdrol. Beide laatste komen in de grond voor als afbraakprodukten van eiwitten. De fenolen, bv. catechol 

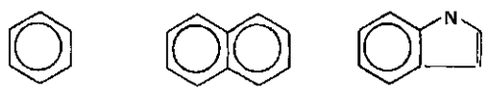
ontstaan als afbraakprodukten van lignine, of ze worden gevormd door micro-organismen als uitscheidingsprodukten bij de af-



8.8 *Figuur*
Schematische voorstelling van de opbouw van humus; K = aromatische kern, RG = reactieve groep en B = brug. Naar Thiele & Kettner, 1953: 132.

braak van koolhydraten en eiwitten. De fenolen gaan met elkaar verbindingen aan, waarbij ook andere, vooral stikstofhoudende moleculen, kunnen worden ingebouwd. Daarbij ontstaan polymeren, of preciezer gezegd *hetero-polymeren*, die de eigenlijke humusmoleculen zijn.
Het basispatroon, ofwel de repeterende eenheid, van humusmoleculen bestaat, zeer gesimplificeerd voorgesteld, uit een aromatische kern, een reactieve groep en een brug (figuur 8.8).

Per repetitie kunnen kern, reactieve groep en brug verschillend zijn.
Belangrijke kernen zijn:



benzeen naftaleen indool

Belangrijke reactieve groepen zijn: -OH, -COOH, >C = O en $-NH_2$.
Belangrijke bruggen zijn: waterstofbruggen, -O-, -NH-, -S- en $-CH_2-$.
Er zijn ontelbare combinaties tussen de verschillende kernen, reactieve groepen en bruggen mogelijk (bv. figuur 8.9). Hieruit zijn de verschillende soorten humusmoleculen opgebouwd, waarvan de fulvozuren en huminezuren de belangrijkste zijn. In 8.3.1 worden de verschillende humusmoleculen uitgebreider besproken.

8.10 *Vragen*
a. Hoeveel verschillende soorten bruggen zijn in het in figuur 8.9 afgebeelde gedeelte van een fulvozuur te onderscheiden en hoe noemt men deze bruggen?
b. Waarom is de humuschemie zo'n ontzettend moeilijk terrein van onderzoek?

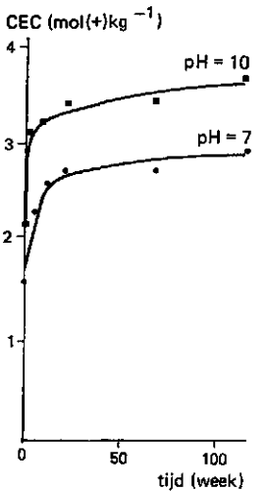
8.2.4 Chemische eigenschappen van humus

De verandering van plantemateriaal in humus heeft ook wijzigingen in de elementaire samenstelling tot gevolg (tabel 8.11). Humus is rijker aan koolstof, stikstof, zwavel en fosfor en armer aan zuurstof dan het uitgangsmateriaal.

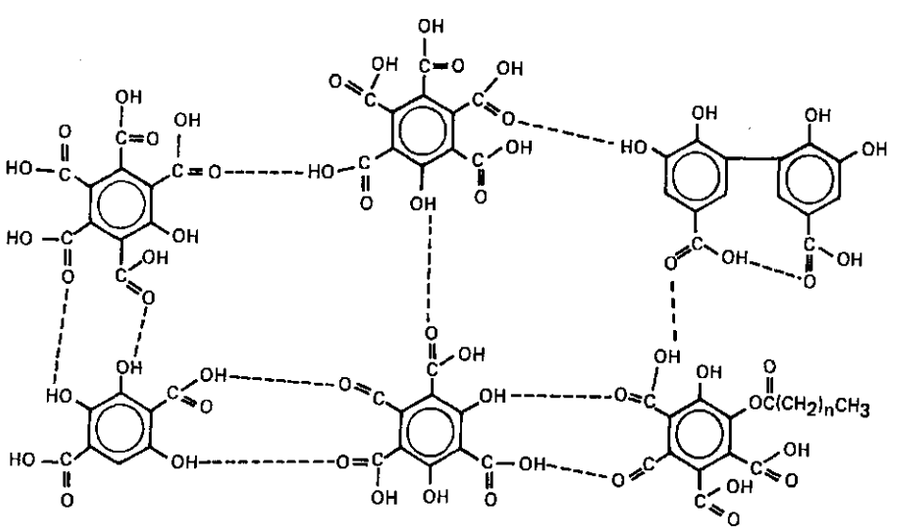
8.11 *Tabel*
Massafractie f_d van enkele elementen in droge stof van planten en van de twee belangrijkste bestanddelen van humus. Stout, 1961: 22 en Schnitzer, 1977: 121.

	f_d (%)			
	C	O	H	N
planten	45	45	6	2
huminezuren	54-59	33-38	3-6	1-5
fulvozuren	41-50	44-50	4-6	1-3

Belangrijk is de vorming van COOH-groepen. Deze carboxylgroepen – en ook de fenolische hydroxylgroepen – kunnen, na dissociatie van een proton, kationen aantrekken, m.a.w. hier is het vermogen van humus om kationen te binden gelokaliseerd (zie ook tabel 8.23). Dit vermogen is pH-afhankelijk.



8.12 *Figuur*
Verloop van de kationenomwisselcapaciteit CEC tijdens de aerobe afbraak en humificatie van klaverwortels bij verschillende pH. Swift & Posner, 1977: 174.



8.9 *Figuur*
Gedeeltelijke structuur van een fulvozuur. Schnitzer, 1977: 130.

Naarmate de pH hoger is neemt de dissociatie en daarmee het vermogen om kationen te binden toe. Beneden pH = 7 zijn voornamelijk carboxylgroepen gedissocieerd, boven pH = 7 treedt ook dissociatie van hydroxylgroepen op. Er gaan zeker twee jaren van humificatie voorbij, voordat de kationenomwisselcapaciteit CEC (= cation exchange capacity) zijn uiteindelijke waarde heeft bereikt (figuur 8.12). Deze grootheid drukken we uit in mmol (of mol) eenwaardige kationen per kg materiaal (mmol (+) kg^{-1}).

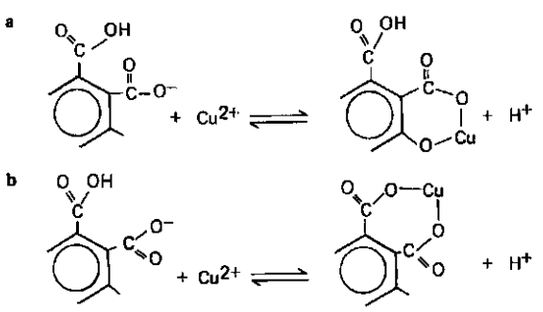
8.13 *Vragen*

a. Hoe groot is in figuur 8.12 het verschil in CEC tijdens de afbraak van klaverwortels tussen pH = 7 en pH = 10 na 0 en 6 weken en na 2 jaar?
b. Wat kunt u concluderen uit het verschijnsel dat het verschil in CEC tussen de twee curven na 6 weken nagenoeg constant blijft?
c. In de literatuur wordt de CEC vaak nog in meq/100 g gegeven. Met hoeveel meq/100 g komt een CEC van 1 mol/kg overeen?

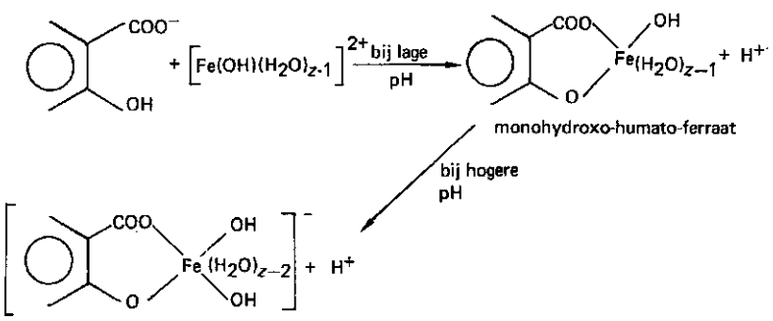
Kationen worden door humus gebonden, niet alleen ten gevolge van elektrostatische aantrekkingskrachten, maar ook door chelaatvorming. *Chelaatvorming* kan worden omschreven als de evenwichtsreactie tussen een metaalion en een complexerende stof (ligand), gekarakteriseerd door de vorming van één of meer bindingen (elektrostatisch, covalent, e.a.) tussen het metaalion en de complexerende stof. Dit resulteert in de vorming van een ringstruktuur, waarin het metaalion is geïncorporeerd. Meestal vormen bij humusmoleculen naast elkaar liggende carboxyl- en fenolgroepen met het metaalion, bv. Cu^{2+} in figuur 8.14, een ringstructuur.

De stabiliteit van de metaal-organische stof-complexen is voor driewaardige kationen groter dan voor tweewaardige. Door de chelaatvorming wordt de mobiliteit van de ionen meestal sterk verhoogd, wat van grote betekenis is voor de processen van bodemvorming en bodemverontreinigingen en voor de plantevoeding.
Voorts kunnen humusmoleculen reageren met ijzer- en aluminium(hydr)oxyden. In figuur 8.15 wordt een dergelijke reactie schematisch weergegeven, waarbij tevens de invloed van de pH is aangegeven. Humusmoleculen die op deze wijze aan sesquioxyden zijn gebonden worden minder gemakkelijk afgebroken dan 'vrije' humusmoleculen.

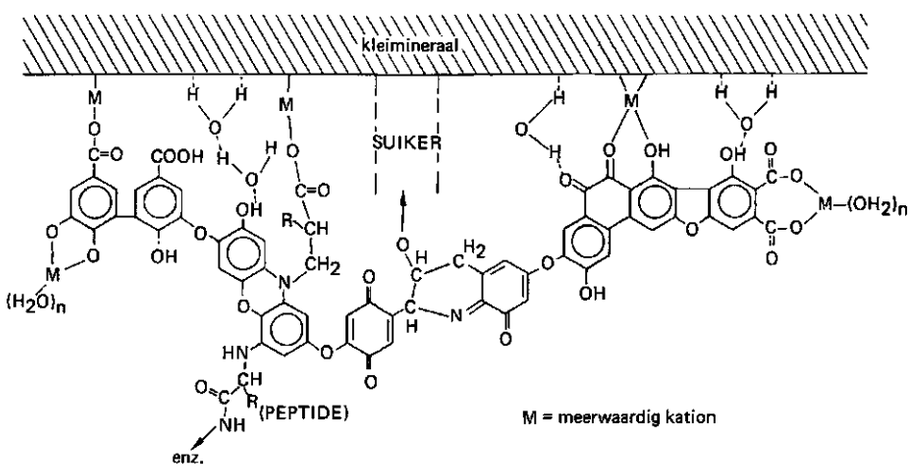
Van grote betekenis is de *binding van humus aan kleimineralen.* Hierbij spelen o.a. elektrostatische krachten en Van der Waalskrachten een rol. In figuur 8.16 is te zien hoe meerwaardige kationen zouden kunnen fungeren als brug tussen de negatief geladen plaatzijden van het kleimineraal en de negatieve carboxylgroepen van organische stof. Ook door deze klei-humus-bindingen wordt de afbreekbaarheid van organische stof aanzienlijk verminderd. Ongeveer 50-90% van de organische stof is gebonden aan kleimineralen en sesquioxyden.



8.14 *Figuur*
Chelaatvorming van koper en organische stof:
a. tussen carboxyl- en hydroxylgroep;
b. tussen twee carboxylgroepen.
Gamble, Schnitzer & Hoffman, 1970: 3197.



8.15 *Figuur*
Vorming van het humusijzerchelaat, zoals Van Dijk (1971: 59) zich dat voorstelt. xH_2O stelt de watermantel van het kation Fe^{3+} voor.



8.16 *Figuur*
Voorstelling van een hypothetisch klei-humus-complex. Stevenson & Ardakani, 1972: 91.

8.3 CHEMISCHE EN MORFOLOGISCHE INDELING VAN HUMUS

Men kan humus volgens verschillende criteria indelen, zoals chemische extraheerbaarheid, afbreekbaarheid, vorm en vormingswijze.

8.3.1 Indeling naar chemische extraheerbaarheid

Om de chemische samenstelling van humusmoleculen te kunnen vaststellen, moet de humus eerst in een analyseerbare positie worden gebracht, d.w.z. op de één of andere wijze aan de grond onttrokken worden. De klassieke methode van extractie en fractionering berust op verschillen in oplosbaarheid van de humusfracties bij verschillende pH-niveaus (figuur 8.17).

De volgende fracties kunnen onderscheiden worden:

a. *Humine of humuskool.* Dit gedeelte is vermoedelijk zeer stevig aan de minerale delen gebonden, waardoor het niet in loog oplost.

b. *Fulvozurven,* met een molecuulmassa van 500-5000.

c. *Hymatomelaanzuur* en grijze en bruine *huminezuren,* die vaak niet onderling onderscheiden en dan samen de huminezuren genoemd worden. De molecuulmassa ligt tussen 20000 en 100000.

In tabel 8.11 is elementaire samenstelling van fulvozuren en huminezuren gegeven. Dat de fulvozuren een hoger zuurstofgehalte hebben dan de huminezuren is een gevolg van een groter aantal carboxylgroepen (-COOH). Hierdoor is de CEC bij fulvozuren groter dan bij huminezuren (zie ook 8.4.2).

Oorspronkelijk dacht men dat de huminezuren oudere humusmoleculen zouden zijn dan fulvozuren en zouden ontstaan door 'polymerisatie' van fulvozuren met verlies van carboxylgroepen. Tegenwoordig wordt het echter ook mogelijk geacht dat fulvozuren door oxydatie van huminezuren worden afgesplitst, waarbij carboxylgroepen gevormd worden.

8.3.2 Indeling naar afbreekbaarheid

Hierbij kan onderscheid gemaakt worden tussen:

- actieve, onbestendige of voedingshumus;
- passieve, inerte of bestendige humus.

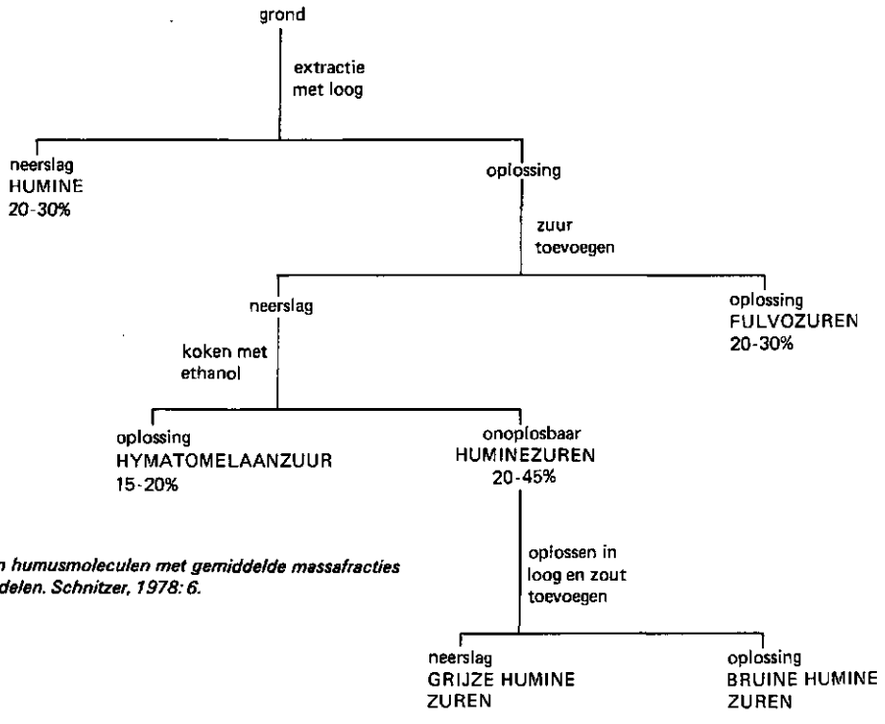
De *voedingshumus* (voor micro-organismen) bestaat uit gemakkelijk afbreekbare verbindingen, planteresten die nog niet tot echte humus zijn omgezet, terwijl veelal ook de micro-organismen zelf ertoe gerekend worden. Doordat deze humus snel afgebroken wordt, levert deze de belangrijkste bijdrage aan de mineralisatie van stikstof, fosfor en zwavel.

De *bestendige humus* bestaat uit de echte humusmoleculen en is veelal verbonden met de minerale delen van de grond. Ze wordt zeer langzaam afgebroken en kan daardoor zeer oud worden (> 1000 jaren). Men dient te beseffen, dat organische stof in de bodem altijd opgebouwd is uit meerdere componenten van verschillende ouderdom.

8.3.3 Indeling naar vorm en vormingswijze

Bij de indeling van humus naar vorm en vormingswijze worden twee begrippen gehanteerd: humustype en humusvorm. Met *humustype* wordt bedoeld hoe humus eruit ziet, zuiver of gemengd met minerale delen, zoals deze kan voorkomen in elk van de horizonten en subhorizonten van een bepaald bodemprofiel. Onder *humusvorm* wordt verstaan een zekere, door de vormingswijze bepaalde, verticale opeenvolging van humustypen.

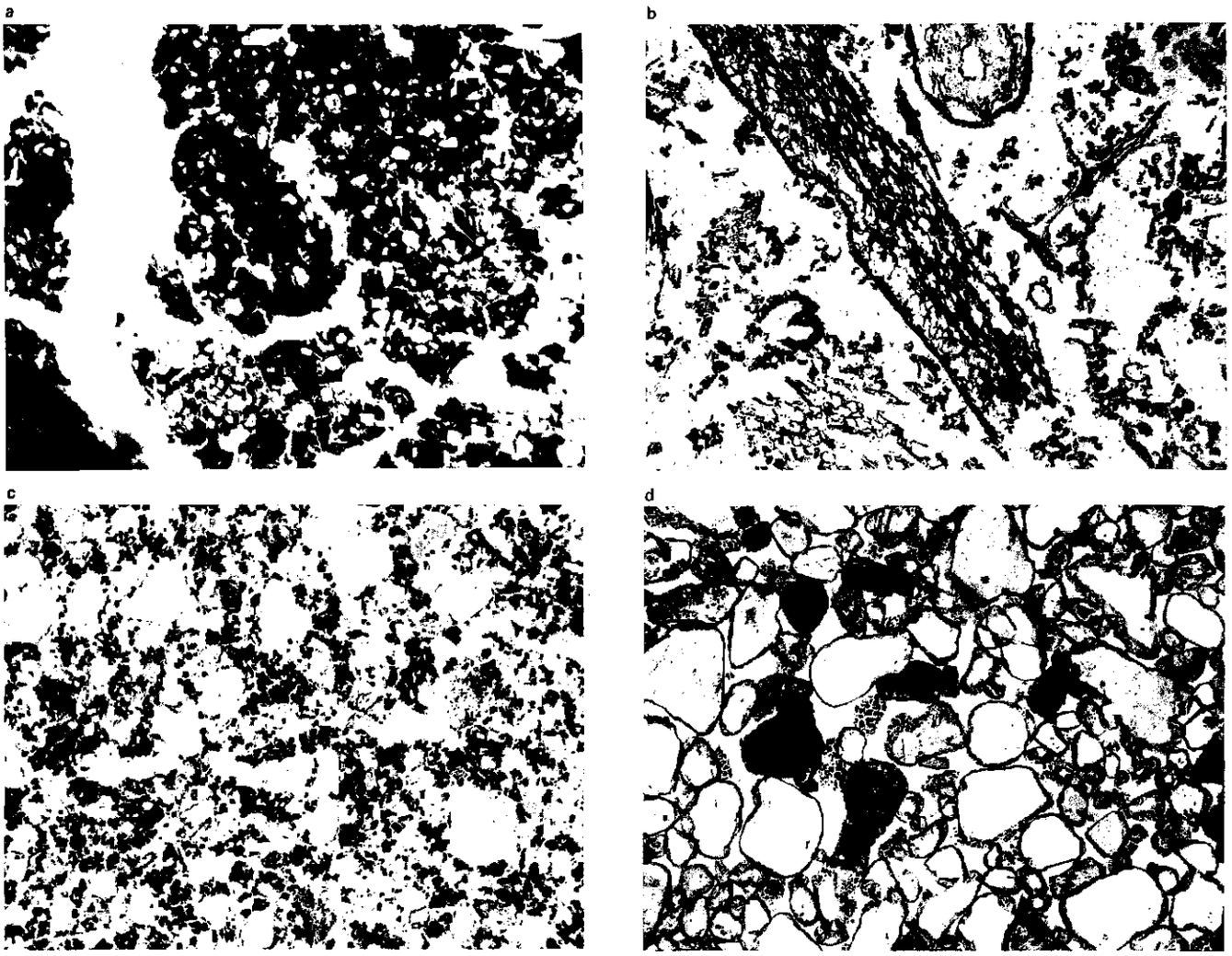
In de literatuur bestaat een zekere verwarring, omdat de term humusvorm ook voor het begrip humustype wordt gebruikt. Deze verwarring wordt in de hand gewerkt door het feit dat bij de onderverdeling van de beide begrippen dezelfde termen worden gebruikt (bv. moder en ruwe humus). Om erachter te komen in welke betekenis termen als moder en ruwe humus gebruikt worden, moet men steeds voor ogen houden, dat het bij humustypen om microstructuren per horizont gaat, terwijl bij humusvormen steeds het gehele bodemprofiel bestudeerd wordt, waarbij ook macromorfologische kenmerken een rol spelen. Een ander woord voor humusvorm zou kunnen zijn: humustypeprofiel, naar analogie van kalkprofiel, enz.



8.17 *Figuur*
Extractie en fractionering van humusmoleculen met gemiddelde massafracties van de verschillende bestanddelen. Schnitzer, 1978: 6.

De meest voorkomende humustypen en humusvormen zullen hieronder in het kort besproken worden (zie ook Babel, 1975 en Jongerius & Rutherford, 1979).
De *humustypen* vallen onder de microstructuren, omdat ze alleen goed bestudeerd kunnen worden met een veldbinoculair stereoscoop (vergroting 16-100 x) en aan slijpplaten (zie § 3.5). Vier karakteristieke terrestrische humustypen tonen we in figuur 8.18.
Als we de eerste foto van deze figuur bekijken, zien we een grond die uit minerale korrels bestaat, waartussen een fijne massa ligt, waarin geen verschijningsvormen te herkennen zijn. Deze fijne massamatrix geeft een typisch beeld van *mull*, een mechanisch niet te scheiden mengsel van organische stof en lutum. De intensieve menging ontstaat in het inwendige van grondetende dieren, zoals bepaalde soorten regenwormen en enchytraeën. In de uitwerpselen zijn het organische en minerale materiaal verbonden tot het zogenaamde klei-humuscomplex (figuur 8.16). Voor het ontstaan van mull is een lutumgehalte van minimaal 8% nodig; we treffen mull dan ook vooral aan in zavel-, klei- en leemgronden. Mull is typisch voor de chemisch rijkere gronden. In deze gronden vormen bacteriën de belangrijkste microfloragroep. Goede mull heeft een hoge structuurstabiliteit.

Figuur 8.18b geeft een beeld van een strooisellaag. Van vele plantedelen is de celstructuur nog te herkennen. De plantedelen zijn nog weinig verteerd. Vindt deze vertering voornamelijk door schimmels plaats, dan hopen zich zwarte humusachtige stoffen in de celwanden op en wordt het strooisel op de raakpunten aaneen gekit. Dit type wordt aangeduid als *ruwe humus*. Maar hier en daar zien we bolachtige vormen, uitwerpselen van een bodemdier dat een stukje plant heeft opgegeten; we spreken dan van *ruwe moder*.
Moder is een humustype, dat uit kleine uitwerpselen bestaat, waarbij geen innige menging van organisch en mineraal materiaal plaatsvindt (figuur 8.18c). De excrementen liggen tussen de overige grondbestanddelen en zijn lang niet altijd meer goed herkenbaar als uitwerpsel. Ze zijn afkomstig van arthropoden, zoals mijten, pissebedden en andere kleine insekten. Deze dieren consumeren alleen organisch materiaal. Moder komt zowel in de strooisellaag voor als in de grond eronder. Moder is typisch voor zandgronden, maar komt ook voor in zure oligotrofe, lutumarme veengronden. In de microflora overheersen meestal schimmels.
Op zure, arme gronden komt een modertype voor, dat gemakkelijk uiteenvalt en *dispers* wordt in water. Dieper in het profiel slaat de humus dan weer neer op de zandkorrels. In veen vormt



8.18 *Figuur*
Microscoopbeelden (32 x) van vier humustypen:
a. mull in de A12-horizont van een leekeerdgrond
b. ruwe humus in de O-horizont (Ao) van een holtpodzolgrond
c. moder in de A12-horizont van een holtpodzolgrond
d. amorfe humus in de B22-horizont van een haarpodzolgrond.

zich een gliedelaag op de grens met de zandondergrond. Dit humustype wordt *amorfe humus* (Gr. zonder vorm) genoemd, omdat het geen eigen vorm heeft, maar zich richt naar de vorm van de zandkorrels en van pakkingsporiën daartussen (figuur 8.18d). In veen spreekt men wel van *doppleriet*. Amorfe humus is typisch voor zure gronden.

Zoals al gesteld is, verstaan we onder de term *humusvorm* een zekere, door de vormingswijze bepaalde, verticale opeenvolging van humustypen. Afhankelijk van factoren als de vegetatie, de chemische rijkdom, de grondwatertrap en de samenstelling van de bodemflora en -fauna (factoren die ook onderling afhankelijk zijn) vormt zich een karakteristieke verticale opeenvolging van humustypen, de humusvorm. Een humusvorm wordt naar het voornaamste humustype dat er in voorkomt genoemd. De belangrijkste humusvormen zijn in tabel 8.19 ingedeeld naar het milieu waarin zij zijn ontstaan.

8.19 *Tabel*

Hoofdindeling van humusvormen naar ontstaansmilieu.

Ontstaansmilieu	humusvorm
terrestrisch (op land)	mull
	bruine moder
	zwarte moder
	ruwe humus
semi-terrestrisch	anmoor
aquatisch (onder water)	veen
	gyttja
	sapropeel

Bij de terrestrische humusvormen worden onderscheiden: mull, bruine moder, zwarte moder en ruwe humus.

De typische *mull* kenmerkt zich door het ontbreken van de bladlaag en heeft dus alleen een minerale Ah-horizont, waarin het humustype mull overheerst (Ah = A1). Er is geen humusuitspoeling. In Nederland is deze humusvorm te vinden in ooivaaggronden en niet te natte poldervaaggronden.

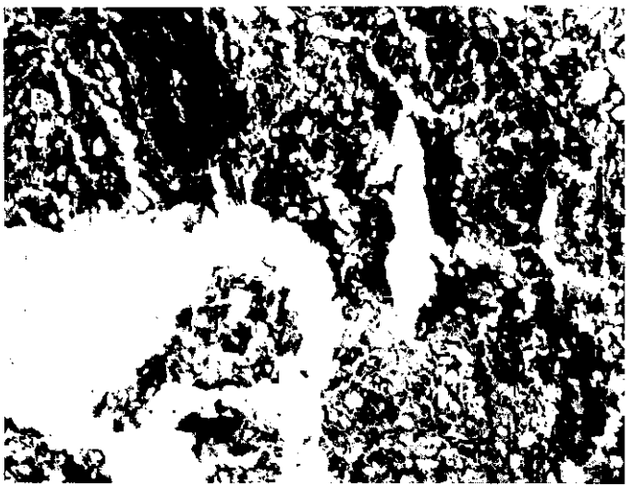
De *bruine moder* heeft een strooisellaag, waarin duidelijk drie subhorizonten te herkennen zijn: de Ol-, Of- en Oh-horizont.

De *Ol-horizont* bestaat uit vers afgevallen, nauwelijks aangetast blad; deze bevat nog geen humus (O van organisch en l van het Engelse litter = strooisel; bij deze onderverdeling wordt de Duitse horizont-symboliek gebruikt: O-horizont = A0-horizont)

In de *Of-horizont* (f van fermentatie = gisting) worden de plantedelen afgebroken en omgezet tot ruwe humus of ruwe moder, maar er zijn nog steeds herkenbare fragmenten aanwezig. Tenslotte is de *Oh-horizont* (h van humus) een compacte laag van omgezette organische stof, die van het bodemoppervlak kan worden losgetrokken. In een moder overheerst het humustype moder in deze subhorizont. Dit humustype zet zich voort in de Ah-horizont en bij de bruine moder ook in de B-horizont. De Nederlandse bodemclassificatie spreekt dan van 'moderpodzolgronden'.

In de *zwarte moder* komt er naast moder nogal wat amorfe humus voor in de Oh-horizont. De Ah is meestal erg dun, er komt een E-horizont voor met weinig humus en daaronder een Bh met amorfe humus (humuspodzolgronden; E = A2).

Tenslotte de *ruwe humus* (ook wel mor genoemd), die zich kenmerkt door een overheersende Of-horizont met daaronder een Oh bestaande uit amorfe humus. De Ah-horizont is van weinig betekenis en een B komt vrijwel niet voor. In Nederland kunnen we denken aan pas beboste stuifzandgronden met een micropodzol.



8.20 *Figuur*

Microscoopbeeld (32 x) van anmoor in de A1-horizont van een broekeerdgrond.

De hierboven beschreven humusvormen komen voor in gronden met een lage cultuurdruk (bos of natuurlijk grasland). In cultuurgronden worden in principe dezelfde humusvormen aangetroffen, maar met uitzondering van oud grasland ontbreekt daar de O-horizont. De omzetting van organische stof, zoals organische mest, stoppel- en wortelresten vindt daar plaats in de A-horizont.

De bovengenoemde humusvormen behoren tot de terrestrische humusvormen. Daarnaast komen de semiterrestrische humusvorm anmoor en de aquatische humusvormen veen, gyttja en sapropeel voor.

Anmoor ontstaat daar, waar nog juist geen veenvorming is. Deze humusvorm bestaat gedeeltelijk uit organo-minerale excrementen en verder uit mechanisch verfijnde, hoekige splinters, die beiden zwart zijn (figuur 8.20). Anmoor komt zowel op zand-, zavel- als kleigronden voor. Deze humusvorm wordt dan ook meestal onderverdeeld in de subvormen zandige anmoor en kleiige anmoor.

De humusvorm *veen* kan naar vormingswijze (bv. in hoog- en laagveen) nog verder onderverdeeld worden, maar aangezien micromorfologisch grote gelijkenis bestaat, wordt deze groep humusvormen hier onder één noemer, veen, behandeld. Veen wordt gekenmerkt door het feit, dat in het milieu waarin het gevormd wordt de afbraakprocessen sterk vertraagd verlopen, waardoor veel planteresten die erin voorkomen met het blote oog duidelijk herkenbaar zijn en botanisch geclassificeerd kunnen worden. Daarnaast zijn er homogene deeltjes zonder duidelijke structuur (amorfe humus) aanwezig, die vaak gelaagd voorkomen (doppleriet). Excrementen ontbreken meestal in veen; wel kunnen schimmels aangetroffen worden. Na drainage en het in cultuur nemen van veengebieden veraardt het veen en ontstaan in de bovengrond humustypen, die als overgang kunnen worden beschouwd naar moder, mull en soms anmoor.

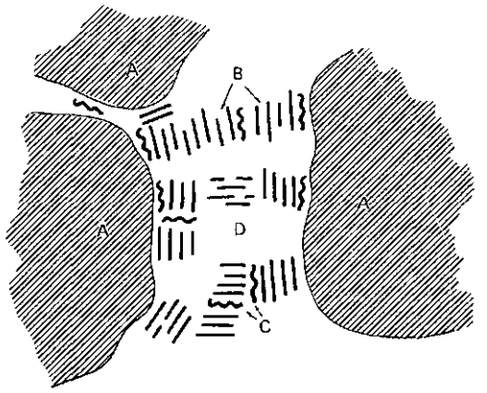
Gyttja is een modderige humusvorm, die op de bodem van eutrofe en oligotrofe wateren kan ontstaan en gekenmerkt wordt door de aanwezigheid van veel micro-organismen, restanten van micro-organismen en excrementen en restanten van waterdieren. Daarnaast worden ook restanten van planten aangetroffen en schelpen van diatomeeën. Het organische materiaal is onder de microscoop geel van kleur.

Sapropeel wordt van ongeveer hetzelfde uitgangsmateriaal als gyttja gevormd, zij het onder anaerobe omstandigheden, waarbij H_2S en methaan ontstaan. Deze humusvorm is zwart van kleur en doet modderig aan.

8.4 BETEKENIS VAN ORGANISCHE STOF

8.4.1 Fysische bodemvruchtbaarheid

Organische stof oefent een gunstige invloed uit op de bodemstructuur. *Direct*, door het aan elkaar kitten van mineraal materiaal door humus (figuur 8.21) en *indirect*, via een toename van micro-organismen en beworteling.



8.21 *Figuur*
Hypothetische voorstelling van de ruimtelijke ordening van zandkorrels (A), kleipakketjes (B), humusdeeltjes (C) en poriën (D) in het bodemaggregaat. Naar Emerson, 1959: 237 & 240.

Door de binding met de minerale delen van de grond bevordert humus de *stabiliteit* van aggregaten. Daardoor kunnen bij zandgronden grotere aggregaten in stand gehouden worden dan wanneer de humus er niet zou zijn en is bij kleigronden de verkruimeling beter. Vooral bij kleigronden vergroot dit de aëratiemogelijkheden van de grond. Voor een goede *aëratie* moet het volume van de poriën met een diameter groter dan 30 µm minstens 10% van de grond bedragen. In zandgronden zijn er meestal voldoende aëratieporiën, maar het volume van de poriën met een diameter groter dan circa 200 µm (macroporiën) kan onder invloed van humus vergroot worden. Wortels hebben deze poriën nodig om in de grond te kunnen doordringen, althans in gronden met een hoge indringingsweerstand (zie 17.5.4).
Een tweede positieve invloed van de organische stof is de *vermindering van de indringingsweerstand*, die wortels ondervinden wanneer ze in de grond doordringen. Dit komt doordat de wortels in gronden met een hoog organische-stofgehalte de bodemdeeltjes gemakkelijker opzij kunnen dringen dan in gronden met een laag organische-stofgehalte (ook lutum en leemdeel verminderen de indringingsweerstand voor de wortels).
Vooral in zandgronden is het effect van organische stof op het *vochtbindend vermogen* van de grond van betekenis. Het vochtgehalte bij verwelkingspunt stijgt minder dan dat bij veldcapaciteit bij een toename van het organische-stofgehalte. Daardoor is de toename van beschikbaar hangwater aanzienlijk (tabel 9.60). Per gram organische stof wordt het vochtbindend vermogen met 1-8 cm^3 verhoogd en de hoeveelheid beschikbaar hangwater met 0-3 cm^3.
Doordat zanddeeltjes aan elkaar gekit worden door humus (figuur 8.21), neemt de gevoeligheid van zandgronden voor zowel wind- als watererosie af.

Het vorenstaande heeft voornamelijk betrekking op het langdurig effect op de bodemstructuur van de passieve of bestendige humus. Daarnaast is er ook een *korte-duureffect* van vers organisch materiaal en actieve humus. Toediening van organische mest heeft een sterke uitbreiding van de microflora tot gevolg. De mycelia van schimmels kunnen fijne bodemdeeltjes bijeenhouden en daarnaast worden bodemdeeltjes aan elkaar gekit door stoffen, vooral polysacchariden, die door de micro-organismen worden afgescheiden. Is de organische mest voor een belangrijk deel afgebroken, dan vermindert ook de populatie aan micro-organismen en daarmee het structuurbevorderend effect.
Ook een toename in beworteling ten gevolge van organische bemesting kan een gunstige invloed op de bodemstructuur hebben, aangezien wortels in staat zijn bodemaggregaten bij elkaar te houden.

8.22 *Vraag*
Op hoeveel manieren vormen humusdeeltjes bindingen tussen de overige bodemdeeltjes in figuur 8.21?

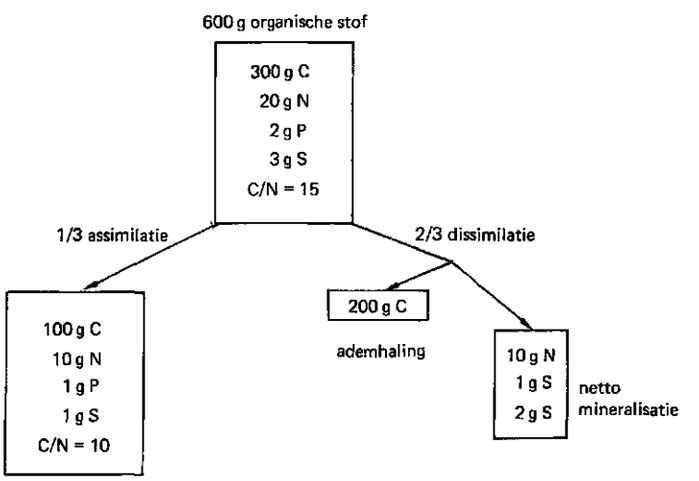
8.4.2 Kationenomwisselcapaciteit

Organische stof en sesquioxyden bepalen tezamen met lutum de kationenomwisselcapaciteit CEC (= cation exchange capacity). In zand wordt de CEC vrijwel geheel door de aanwezige organische stof bepaald. Hoe hoog de CEC is, hangt verder af van de pH (zie 8.2.4) en enkele andere factoren. In de meeste Nederlandse bodems ligt de CEC van humus uit de A-horizont tussen de 1,0 en 1,5 mol/kg organische stof bij pH = 6,5. In podzolgronden bedraagt bij pH = 8,2 de CEC van humus uit de A-horizont ongeveer 2 mol/kg en van humus uit de B-horizont ongeveer 4 mol/kg. Jonge organische stof heeft een lagere CEC dan oude organische stof, die vergaand gehumificeerd is, tenzij veel jonge fulvozuren aanwezig zijn, zoals bv. in een podzol-Bh. De CEC van fulvozuren en huminezuren is hoger dan die van de totale humus, waarin ze voorkomen (tabel 8.23).
Voor de binding van humusmoleculen aan kleimineralen en sesquioxyden (zie 8.2.4) wordt een deel van de CEC van zowel de organische als de anorganische bestanddelen gebruikt. De CEC van het humus-klei-complex is daardoor geringer dan de som van de CEC van de afzonderlijke bestanddelen.

8.23 *Tabel*
Bijdrage van carboxylgroepen en fenolische hydroxylgroepen aan de CEC van fulvo- en huminezuren uit verschillende gronden in de gematigde klimaatzone. Naar Schnitzer, 1977: 122.

	CEC (mol (+)/kg zuren)		
functionele groep	fulvozuren zure grond	huminezuren zure grond	huminezuren neutr.grond
-COOH	6,1- 8,5	1,5-5,7	3,9-4,5
-OH (fenol.)	2,8- 5,7	3,2-5,7	2,1-2,5
samen	8,9-14,2	5,7-8,9	6,2-6,6

N.B. Aangezien de minimale resp. maximale CEC niet altijd in dezelfde grond voorkwamen, is de derde regel niet altijd de som van de eerste en de tweede.



8.24 *Figuur*
Schematische voorstelling van de omzetting van 600 g organische stof met een C-gehalte van 50% en met C/N, C/P en C/S van resp. 15, 150 en 100. Een derde deel van de koolstof wordt geassimileerd in microbenweefsel met C/N = 10, C/P = 100 en C/S = 100.

8.4.3 Mineralisatie van stikstof, fosfor en zwavel

De micro-organismen, die de organische stof afbreken, gebruiken een gedeelte van de aanwezige koolstof voor inbouw in hun eigen cellen: *assimilatie*. Het overige gedeelte verdwijnt via de ademhaling, waarbij energie vrijkomt: *dissimilatie*. Ook de elementen N, P en S worden ten dele in micro-organismen ingebouwd (zie 8.2.3). Of er netto N-, P- en S-mineralisatie optreedt, wordt bepaald door de C-N-, C-P- en C-S- quotiënten van het substraat en van de micro-organismen en door de dissimilatie-assimilatie-verhouding. Er is een netto mineralisatie te verwachten als er bij de omzetting van het organisch materiaal meer N, P en S vrijkomt dan voor de assimilatie door de micro-organismen nodig is. Gemiddeld bedraagt de verhouding C:N:P:S in micro-organismen (schimmels; voor bacteriën gelden andere verhoudingen) 100:10:1:1 en de dissimilatie- assimilatie-verhouding 2. In dat geval vindt netto mineralisatie van stikstof, fosfor en zwavel vindt plaats, indien C/N, C/P en C/S van het substraat kleiner zijn dan resp. 30, 300 en 300 (figuur 8.24 en vraag 8.25).

8.25 *Vragen*

a. Bereken de assimilatie, ademhaling en netto mineralisatie, indien de 600 g organische stof 300 g C, 30 g N, 3 g P en 3 g S bevat in plaats van de in figuur 8.24 gegeven hoeveelheden, terwijl de overige grootheden onveranderd blijven.
b. Als onder a, maar dan indien de 600 g organische stof 300 g C, 10 g N, 1 g P en 1 g S bevat.
c. Hoe groot is C/N in het uitgangsmateriaal bij a en b?

In organische stof van goede kwaliteit zijn C/N, C/P en C/S ongeveer 10, 100 en 100. In dat geval komt er bij de mineralisatie procentueel evenveel N, P en S vrij als C (vraag 8.25a).
In het vervolg van deze paragraaf zal aan de *stikstofmineralisatie* de meeste aandacht geschonken worden; een groot gedeelte van de landbouwkundige consequenties van de N-mineralisatie geldt – proportioneel – ook voor de P- en S-mineralisatie.
Indien het C-N-quotiënt groter dan 30 is, vindt er *immobilisatie* plaats, d.w.z. dat het organisch materiaal te weinig N levert voor de opbouw van de micro-organismen die het organische materiaal afbreken. De micro-organismen moeten dientengevolge het tekort aan N opnemen uit de bodem. Is de hoeveelheid beschikbaar N in de bodem onvoldoende, dan wordt de afbraak van het organische materiaal geremd.

8.26a *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: In een denkbeeldig experiment wordt een hoeveelheid stro ondergeploegd, waardoor er aan koolstof 5000 kg/ha toegevoegd wordt. Het C-N- quotiënt van het stro bedraagt 100 en van de biomassa en humus 10. De dissimilatie-assimilatie- verhouding is 2. Na 1 maand wordt er van de toegevoegde hoeveelheid C 4000 kg/ha in de grond teruggevonden.
Gevraagd: Komt er N beschikbaar voor opname door plantewortels of wordt er N vastgelegd door micro- organismen? Hoeveel?
Oplossing: Van de 5000 kg koolstof is na 1 maand 4000 kg/ha over. Het verschil, 1000 kg/ha, is gedissimileerd. Aangezien de dissimilatie-assimilatie-verhouding 2 bedraagt, is 1000/2 = 500 kg/ha geassimileerd en in de biomassa aanwezig. In de strorestanten is nog 4000 – 500 = 3500 kg/ha aanwezig; er is aan koolstof 1500 kg/ha omgezet. Daardoor is de massa van de omgezette N = 1500/ (C/N) = 15 kg/ha.
In de biomassa is aan stikstof 500/10 = 50 kg/ha opgenomen. Het verschil tussen de opgenomen en vrijgekomen hoeveelheid N moet aan de bodemvoorraad onttrokken zijn. Er is dus 50 – 15 = 35 kg/ha geïmmobiliseerd.

8.26b *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Na 7 maanden is er aan koolstof nog 2000 kg/ha over van het oorspronkelijk ondergeploegde stro uit rekenvoorbeeld 8.26a. Van deze 2000 kg/ha zit 1400 kg in het restant stro, 250 kg in de biomassa en 350 kg in humus.
Gevraagd: Hoeveel N is er vastgelegd of gemineraliseerd in de periode tussen 1 en 7 maanden na het begin van de proef?

Oplossing: De hoeveelheid N die na 7 maanden nog aanwezig is, bedraagt:

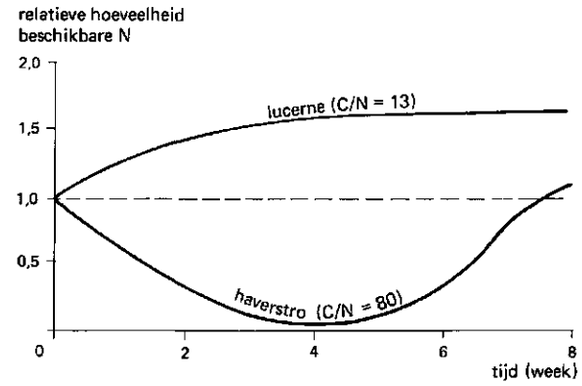
in strorestanten	1400/100 = 14 kg/ha
in biomassa	250/ 10 = 25 kg/ha
in humus	350/ 10 = 35 kg/ha
totaal	74 kg/ha

Aan C was er na 1 maand nog 3500 kg/ha in strorestanten en 500 kg/ha in de biomassa en humus aanwezig.
Hiermee correspondeert een hoeveelheid N van:

in strorestanten	3500/100 = 35 kg/ha
in biomassa en humus	500/ 10 = 50 kg/ha
totaal	85 kg/ha

In de periode tussen 1 en 7 maanden na onderploegen is 85–74 = 11 kg/ha gemineraliseerd. Dit is nog maar 30% van de hoeveelheid N die in de eerste twee maanden vastgelegd werd.
De hier gevolgde rekenmethode is een sterke vereenvoudiging van de werkelijkheid. De werkelijke omzettingen zijn veel ingewikkelder; zie ook vraag 8.52. Een moeilijkheid bij het controleren van de juistheid van dergelijke rekenmethodes is, dat de hoeveelheid ingeploegde C en N in dit soort experimenten erg klein is in verhouding tot de hoeveelheid reeds in de grond aanwezige C en N, waardoor de veranderingen nauwelijks meetbaar zijn.

In rekenvoorbeeld 8.26 wordt gedemonstreerd hoe bij afbraak van organisch materiaal met een hoog C-N-quotiënt, N eerst geïmmobiliseerd wordt en later gemineraliseerd. Figuur 8.27 illustreert dit nog eens voor haverstro met een hoog C/N, terwijl bij lucerne met een laag C/N geen immobilisatie van N plaats vindt, maar N door mineralisatie direct ter beschikking van het gewas komt.
Regelmatig wordt in veldproeven geconstateerd dat ook kunstmeststikstof schijnbaar uit de bodem verdwijnt, d.w.z. dat de afname van anorganische N uit de bodem groter is dan de opname van N door het gewas. Later in het jaar blijkt de verdwenen N soms met 'rente' terug te komen.
Vooral de actieve of voedingshumus is, wegens de hoge mineralisatiesnelheid, van belang voor het vrijkomen van N, P en S. *De mineralisatiesnelheid* van het totaal aan organische bestanddelen bedraagt in Nederland gemiddeld 2% per jaar, maar loopt voor de verschillende fracties van de organische stof uiteen van > 15% tot < 0,1%. Als de mineralisatie zeer gering is (niet meetbaar in een periode van bv. 30 jaren), spreekt men wel over inerte of bestendige humus (zie 8.3.2).
De mineralisatie is vooral van betekenis voor het vrijkomen van N. Ook de ondergrond kan daaraan bijdragen. In de Nederlandse bodems komt per jaar aan N 50-200 kg/ha vrij door mineralisatie. Onder bijzondere weersomstandigheden en bij bijzondere bodemeigenschappen kunnen deze cijfers hoger of lager zijn.



8.27 *Figuur*

De invloed van het C-N-quotiënt van ondergeploegd organisch materiaal op de beschikbare hoeveelheid N in de loop van de tijd. Naar Donahue, Miller & Shickluna, 1983: 147.

Volgens sommige onderzoekers bevat humus stoffen, die de plantengroei kunnen bevorderen of remmen: *fysiologisch actieve substanties*. De aanwezigheid en werking hiervan is moeilijk met zekerheid vast te stellen, omdat men altijd met mengsels te maken heeft en omdat de werking afhankelijk is van de concentratie. Vermoedelijk bevatten de meeste landbouwgronden zoveel organische stof dat er geen tekort bestaat aan deze substanties.
Alleen op gronden met een zeer laag organische-stofgehalte (< 0,5%) kan in proeven een positief effect op de gewasopbrengst gevonden worden van toediening van fysiologisch actieve substanties in de vorm van organische-stofextracten (Linehan, 1976 en Flaig, 1968).

8.28 *Vraag*
Een bouwvoor van 20 cm diepte heeft een volumieke massa van 1250 kg/m³. Het organische-stofgehalte bedraagt 2%, het C-gehalte van de organische stof 50% en het C-N-quotiënt van de organische stof is 10. Per jaar bedraagt de relatieve afbraak van de organische stof 2%. Hoeveel N mineraliseert er per ha in 1 jaar?

8.5 FACTOREN VAN INVLOED OP HET HUMUSGEHALTE

8.5.1 Humusvoorraad als evenwichtsresultante

In deze subparagraaf beperken we ons tot landbouwgronden en nemen we aan dat de organische stof niet dieper komt dan de toplaag. De hoeveelheid organische stof die een bouwvoor of zode bevat, hangt af van de aanvoer en de afvoer. Van de in één jaar aangevoerde verse organische stof wordt een deel gehumificeerd, de rest verdwijnt door mineralisatie. De *snelheid van humusaanvoer* bedraagt:

8.29 $h \times X$ waarin

h = *humificatiecoëfficient*, die aangeeft welk deel van de verse organische stof na één jaar over is als zgn. effectieve organische stof;
X = *aanvoer van vers, droog organisch materiaal per jaar* (inclusief wortel- en stoppelresten).

Van de bestaande humusvoorraad wordt een klein deel afgebroken. De *snelheid van humusafvoer* bedraagt:

8.30 $k \times Y$ waarin

k = *mineralisatiesnelheid*, d.w.z. het deel van de humusvoorraad dat per jaar wordt gemineraliseerd;
Y = *humusvoorraad*.
Als de snelheden van aanvoer en afvoer gelijk zijn, geldt de evenwichtsvoorwaarde en is de humusvoorraad van de bouwvoor constant:

8.31 $hX = kY$

Deze formule geeft de mogelijkheid de humusvoorraad Y te schatten, die de bouwvoor zal gaan bevatten, als lange tijd jaarlijks een massa X aan verse organische stof gegeven wordt en het evenwicht bereikt is:

8.32a $$Y = \frac{h}{k} X$$

Ook kunnen we schatten hoeveel verse organische stof X jaarlijks moet worden toegevoerd om een bepaalde humusvoorraad Y op peil te houden:

8.32b $$X = \frac{k}{h} Y$$

Met Y kan het organische-stofgehalte f_h berekend worden, indien de massa van de toplaag bekend is.

8.33 *Vragen*
a. In welke eenheden zoudt u de grootheden h, X, k en Y willen uitdrukken? Welke dimensie krijgen de aan- en afvoersnelheid van humus?
b. Een kleigrond onder grasland heeft een organische-stofgehalte f_h van 8% in de bovenste 5 cm en de volumieke massa ρ_d van de laag van 0-5 cm bedraagt 1200 kg/m³. De mineralisatiesnelheid van de organische stof is 0,03.. en de humificatiecoëfficiënt 0,45 ... Hoe groot moet de jaarlijkse aanvoer van organische stof zijn om f_h op hetzelfde niveau te handhaven? Toets hierbij of de onder a gevonden dimensies kloppen.

8.34 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: Kortleven (1963: 13-14) stelde, dat in Nederland bij bouwland de gemiddelde jaarlijkse organische bemesting 1 t/ha bedraagt plus ongeveer 3 t/ha aan wortel- en stoppelresten, dat van de aangevoerde organische stof per jaar 30-40% gehumificeerd wordt en dat van de humus per jaar 1,5 à 2% wordt afgebroken.
Gevraagd: Hoe groot zijn de jaarlijkse aanvoer van vers organisch materiaal X, de humificatiecoëfficiënt h en de mineralisatiesnelheid k? Hoe groot is de evenwichtswaarde van de humusvoorraad Y uitgedrukt in de jaarlijkse aanvoer van het organische materiaal? Bereken de humusvoorraad die op den duur zal ontstaan bij de jaarlijkse gift X.
Oplossing:
$X = 1 + 3 = 4$ t ha^{-1} a^{-1}
$h = 0{,}3$ à $0{,}4$
$k = 0{,}015$ à $0{,}02$ a^{-1}
(8.32a) De evenwichtshumusvoorraad Y bedraagt $h/k \approx 20$ maal de jaarlijkse aanvoer van vers organisch materiaal.
In dit geval bedraagt $Y = 20$ a x 4 t ha^{-1} a^{-1} = 80 t/ha. Bij een bouwvoormassa van 2×10^6 kg/ha bedraagt $f_h = 8 \times 10^4 / 2 \times 10^6 = 0{,}04$, hetgeen overeenkomt met het landsgemiddelde dat Kortleven (1963: 13-14) vond en dat tussen de 0,035 en 0,04 lag.

De formules 8.31 en 8.32 zijn op twee hypothesen gebaseerd:
a. van het toegevoegde organische materiaal is een vast gedeelte na één jaar humus geworden;
b. van de humus wordt per jaar een vast gedeelte afgebroken.
Deze hypothesen zijn uitgebreid getoetst (o.a. Kortleven, 1963). Ofschoon geen van beide hypothesen volledig juist is, is formule 8.32b toch geschikt om bv. te schatten hoeveel organische-stoftoevoer nodig is om een bepaalde humusvoorraad op peil te houden en formule 8.32a om te schatten hoe hoog de evenwichtshumusvoorraad Y wordt bij een jaarlijkse, gelijkblijvende X. Met deze vergelijkingen wordt echter niet aangegeven, langs welke weg en na hoeveel tijd de evenwichtswaarde tot stand komt. Groei of vermindering van de humusvoorraad onder invloed van organische bemesting kunnen er niet mee berekend worden. Daarvoor bestaan betere modellen, die ingewikkelder worden naarmate ze meer op de werkelijkheid gaan lijken. We zullen ze hier niet behandelen (zie Tinsley & Darbyshire, 1984: 245-304; Janssen & Verveda, 1983: 86-152).
Een probleem is bv. de heterogeniteit van de toegevoerde organische stof. Deze kan bestaan uit bladeren, stengels, wortels en organische mest en in bossen ook uit twijgen, vruchten en omgevallen bomen. Uit figuur 8.7 kan afgelezen worden dat de humuficatiecoëfficiënt h voor groen materiaal, stro, stalmest en zaagsel resp. 0,20, 0,30, 0,50 en 0,75 bedraagt. De aanname dat na één jaar het toegediende materiaal al humus is geworden, is incorrect. Het organische materiaal dat na één jaar over is, bestaat uit:
a. onverteerde delen van het oorspronkelijke materiaal;
b. stoffen die op humusmoleculen beginnen te lijken;
c. micro-organismen.

8.35 *Vragen*
a. Welke van de bovengenoemde componenten zullen overheersen bij zaagsel, één jaar nadat het in de grond is geploegd?
Idem bij groen materiaal?
b. Is een toediening van 5000 kg ha^{-1} a^{-1} aan groenbemester voldoende om het organische-stofgehalte f_h in de bouwvoor na één jaar op peil te houden? Deze groenbemester heeft een humificatiecoëfficiënt van 0,20. Verder mag wor-

den aangenomen dat f_h in de bouwvoor 3% bedraagt en dat hiervan per jaar 2% mineraliseert. De bouwvoor heeft een volumieke massa ρ_d van 1250 kg/m³ en een dikte d = 20 cm.

Iedere factor, die direct of indirect invloed uitoefent op h, X of k, beïnvloedt daardoor het organische-stofgehalte (formule 8.32a). De belangrijkste factoren zijn: klimaat, bodem en bodemgebruik, die we achtereenvolgens behandelen.

8.5.2 Invloed van het klimaat

Vooral de neerslag en de temperatuur beïnvloeden het organische-stofgehalte. Naarmate de *neerslag* groter is, is de ontwikkeling van de vegetatie sterker en zal X groter worden. Ook de *temperatuur* beïnvloedt de vegetatie positief (X groter), maar het effect op de mineralisatiesnelheid is nog sterker, zodat tussen de temperatuur en het organische-stofgehalte een negatief verband bestaat.

Zelfs in een klein land als Nederland is de invloed van het klimaat op het organische-stofgehalte, in overigens vergelijkbare gronden, merkbaar (tabel 8.48). In het zuiden van Nederland is het organische-stofgehalte lager dan in het noorden van het land, omdat in het zuiden de temperatuur hoger is en het neerslagtekort in het zomerseizoen groter is dan in het noorden.

8.5.3 Invloed van de bodem

De belangrijkste bodemeigenschappen, waarvan het organische-stofgehalte afhankelijk is, zijn: de chemische rijkdom, pH, textuur en grondwaterstand.

De *chemische rijkdom* heeft invloed op de plantengroei en daardoor op de aanvoer van organisch materiaal X. Over het algemeen hebben rijke gronden een hogere pH dan arme gronden. Daarmee samenhangend hebben gronden met een neutrale pH meestal een hoger organische-stofgehalte dan zure gronden. Wanneer de pH zeer laag is, is het organische-stofgehalte soms weer hoger, wat toe te schrijven is aan de vertraagde afbraak door de verminderde activiteit van micro-organismen.

De invloed van het *lutumgehalte* loopt zowel via X als via k. Een hoger lutumgehalte gaat gewoonlijk gepaard met een vergroting van de hoeveelheid hangwater, een vermindering van de droogtegevoeligheid en een toename van de nutriëntenrijkdom. Al deze factoren stimuleren de plantengroei en daardoor de aanvoer van organisch materiaal. Tegelijkertijd is in kleigronden de mineralisatiesnelheid vaak lager dan in zandgronden, doordat de organische stof tegen afbraak beschermd wordt door de vorming van klei-humus-complexen (figuur 8.16). Hierdoor stijgt het organische-stofgehalte bij een toenemend lutumgehalte (tabel 8.47).

Bij een *hoge grondwaterstand* kan de zuurstof-voorziening limiterend worden voor de microbiologische activiteit, waardoor de mineralisatiesnelheid geringer wordt. Gronden met een hoge grondwaterstand hebben daardoor een hoger organische-stofgehalte dan gronden met een lage grondwaterstand (en overigens vergelijkbare eigenschappen).

8.5.4 Invloed van het bodemgebruik

Over het algemeen neemt het organische-stofgehalte af in de volgorde: natuurlijk grasland – bos – bouwland. Ook deze verschillen zijn terug te voeren op verschillen in aanvoer van organisch materiaal X en de mineralisatiesnelheid k.

Omdat in de landbouw delen van het gewas als oogstprodukt worden afgevoerd, is X veelal beperkt tot wortel- en stoppelresten. Voorts wordt door de grondbewerking dikwijls de mineralisatie gestimuleerd. De consequentie is dat *akkerbouwgronden* een lager organische-stofgehalte hebben dan vergelijkbare bos- en graslanden. Onder *grasland* is het organische-stofgehalte meestal hoger dan onder bos, omdat onder gras de jaarlijkse aanvoer van nieuw organisch materiaal groter is dan onder bos. Gras heeft een grote ondergrondse drogestofproduktie. Afgestorven wortels en uitscheidingsprodukten van de wortels zorgen voor een hoge waarde van X. Van het organische materiaal dat onder *bos* aan de grond wordt toegevoegd, is de humificatiecoëfficiënt h echter wel hoger dan van het grasmateriaal. Daardoor verschilt de kwaliteit van de organische stof onder gras en bos, wat tot uitdrukking komt in de CEC en het C-N-quotiënt (tabel 8.36).

8.36 *Tabel*

Organische-stofgehalte f_h en C-N-quotiënt van de organische stof in de bovengrond (0-30 cm) onder verschillende vormen van bodemgebruik in België. Naar Van Hove, 1969: 104 & 132.

bodemgebruik	f_h (%)	C/N
loofhout	4,5	15,4
naaldhout	4,0	21,9
weide	4,6	10,8
bouwland	2,7	10,7
braak	2,6	–

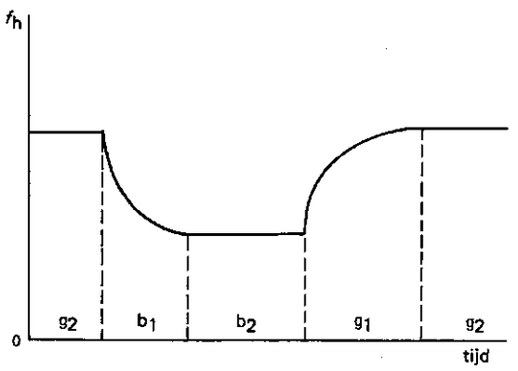
Als er geen evenwicht bestaat tussen de opbouw en afbraak van organische stof, zal het organische-stofgehalte veranderen. Vooral door het ingrijpen van de mens zal het evenwicht vaak verstoord worden. Enkele voorbeelden zijn:

– *Inpoldering*. In mariene slikken wordt veel organische stof aangetroffen, waarbij een duidelijke relatie bestaat tussen het lutumgehalte en het organische-stofgehalte. Door de verbeterde ontwatering neemt k toe en daalt het organische-stofgehalte.

– *Esgronden* hebben een hoog organische-stofgehalte ten gevolge van de eeuwenlange aanvoer van potstalmest. Wordt deze activiteit gestopt, dan daalt het organische-stofgehalte (X wordt kleiner).

– Na *scheuren van grasland* vermindert het organische-stofgehalte (X wordt kleiner en k groter). Omgekeerd zal onder nieuw, op voormalig bouwland ingezaaid grasland, het organische-stofgehalte toenemen (figuur 8.37).

– *Veenkoloniën*. Zolang er bij het ploegen nog bonkaarde door de bouwvoor geploegd wordt, kan het organische-stofgehalte op peil blijven of zelfs toenemen. Valt er geen nieuwe bonkaarde meer aan te ploegen, dan is een daling van het organische- stofgehalte te verwachten. Het gehalte is immers onnatuurlijk hoog, zodat onder normale landbouwpraktijk de aanvoer van nieuwe organische stof nooit gelijke tred kan houden met de afbraak van de bestaande voorraad. Hierdoor zal de stuifgevoeligheid toenemen.



8.37 *Figuur*

Schematische voorstelling van het verloop van het organische-stofgehalte f_h in de bouwvoor bij verandering van grasland in bouwland en omgekeerd. In deze figuur zijn geen getalswaarden ingevuld, aangezien de hoogte van de evenwichtswaarden van f_h en de tijd die nodig is om een nieuw evenwicht te bereiken, van verschillende eigenschappen van de bodem afhankelijk zijn, waarvan de textuur de belangrijkste is. In kleigronden zal bv. de instelling van een nieuw evenwicht veel langer duren dan in zandgronden. Verklaring symbolen: g1: inzaai gras tot evenwicht grasland; g2: evenwicht grasland; b1: scheuren grasland tot evenwicht bouwland; b2: evenwicht bouwland. Naar 't Hart, 1950: 533.

– *Groenbemesting*. De verhoging van het organische-stofgehalte die met groenbemesters bereikt kan worden, is zeer gering tot verwaarloosbaar. Dit komt doordat het ondergeploegde materiaal gemakkelijk wordt afgebroken (geringe *h* en hoge *k*). Bovendien zijn ook de absolute hoeveelheden organisch materiaal niet bijzonder hoog (aan droge stof ca. 5000 kg/ha bovengronds en ondergronds voor de meeste groenbemesters). Zie ook vraag 8.35b.

8.6 ORGANISCHE-STOFGEHALTE: BEPALING, INDELING EN VOORKOMEN

8.6.1 Organische-stofbepaling

De organische-stofbepaling komt meestal neer op een gloeiverliesbepaling (bij hoge gehalten en zandgronden) of op een chemische oxydatie. De eerste bepaling wordt hieronder uitvoerig besproken. Over *chemische oxydatie* kort het volgende (zie ook Hieltjes & Breeuwsma, 1983: 286-287). Uit het chemisch zuurstofgebruik wordt het koolstofgehalte van de grond exclusief carbonaat berekend en vervolgens wordt het organische-stofgehalte berekend als 1,72 x koolstofgehalte (m.a.w. men neemt dan aan dat humus voor 58% uit C bestaat, hoewel tegenwoordig 50% juister wordt geacht, zie 8.6.3). Het is onvermijdelijk dat ook de levende organische stof van de microflora en micro- en mesofauna in de analyse wordt meegenomen. De grotere fauna en een groot deel van de wortelresten worden voor de analyse uit het monster verwijderd.
Bij de *gloeiverliesmethode* wordt de grond in een moffeloven gedurende een aantal uren gegloeid bij een temperatuur van 500°C. Hierdoor verliest de grond zijn organische stof. Daarnaast treedt er verlies van (geadsorbeerd en kristal-)water op. Het gloeiverlies wordt door wegen bepaald (Stichting voor Bodemkartering, 1984).

De werkwijze is als volgt: Een voorgewogen droog gloeikroesje wordt met 0,5 tot 1,0 g in een kogelmolen gemalen grond gevuld. De gevulde kroesjes met deksels worden één nacht in een droogstoof bij 105°C gezet. Daarna worden de kroesjes met grond in een exsiccator afgekoeld en gewogen. Het gewicht van de stoofdroge grond is nu bekend. De kroesjes met deksels worden hierna gedurende 4 uur in een op 500°C gebrachte moffeloven gezet en vervolgens, na afkoeling in een exsiccator teruggewogen.
De fractie van de stoofdroge grond die na gloeien verdwijnt, is:

$$\text{fractie gloeiverlies} = \frac{m_{k+g,1} - m_{k+g,2}}{m_{k+g,1} - m_k}, \text{ waarin}$$

m_k = massa kroesje met deksel;
$m_{k+g,1}$ = massa kroesje met deksel en grond voor het gloeien;
$m_{k+g,2}$ = massa kroesje met deksel en grond na het gloeien.

Voor de berekening van het organische-stofgehalte f_h moet een correctie worden toegepast voor het waterverlies van de anorganische bestanddelen van de grond:

rivierklei:

8.38 $$f_h = \text{glv.} - \left(\frac{6,0}{100} \times f_{Ld} + \frac{1,0}{100} \times f_{2-16} + \frac{0,3}{100} \times f_{16-2000}\right)$$

zeeklei:

8.39 $$f_h = \text{glv.} - \left(\frac{5,5}{100} \times f_{Ld} + \frac{1,0}{100} \times f_{2-16} + \frac{0,3}{100} \times f_{16-2000}\right)$$

f_{Ld} = massafractie lutum van stoofdroge grond;
f_{2-16} = massafractie van de deeltjes 2-16 µm van stoofdroge grond;
$f_{16-2000}$ = massafractie van de deeltjes 16-2000 µm van stoofdroge grond;
glv. = fractie gloeiverlies.

Grondmonsters met zeer heterogene samenstelling, bv. door aanwezigheid van turf, wortel- en bladresten, moeten vooraf zo goed mogelijk gemengd worden, door ze eerst in de (Peppink)kruisslagmolen en daarna in de kogelmolen te malen.
Bij 500°C treedt praktisch geen ontleding op van $CaCO_3$ (in CaO en CO_2).
Bij ijzerrijke monsters (meer dan 5% 'vrij' ijzer) is er een aparte correctie nodig voor het waterverlies van ijzer(hydr)oxyden. In Nederlandse gronden bedraagt dit ca. 15% van het 'vrije' Fe_2O_3-gehalte.

8.6.2 Indeling in organische-stofklassen bij de Stichting voor Bodemkartering

Bij de indeling in organische-stofklassen van de Stichting voor Bodemkartering worden termen gebruikt, die van het woord humus afgeleid zijn, maar toch op alle organische stof slaan, ook op vers materiaal. Omgekeerd is in de klassen 'veen' en 'venig' eventuele humus inbegrepen. De indeling is overigens niet alleen op het organische-stofgehalte gebaseerd, maar ook op het lutumgehalte. Een lutumarme grond wordt in de praktijk namelijk humeuzer beoordeeld dan een lutumrijke grond met eenzelfde organische-stofgehalte. Voor eenzelfde beoordeling naar humositeit moet een lutumrijke grond dus meer organische stof bevatten dan een lutumarme.

Vermoedelijk berust de beoordeling naar humositeit op het volume-aandeel van de organische stof in het volume van de vaste en vloeibare fase. Lutum heeft ten opzichte van het silt- en zanddeel een groter waterbindend vermogen en neemt met het gebonden water per eenheid van massa een groter volume in. Daardoor is de volumefractie organische stof in een lutumrijke grond lager dan in een lutumarme met eenzelfde massafractie organische stof. Op zijn beurt heeft humus met gebonden water een groter volume dan lutum, omdat het waterbindend vermogen van humus groter is dan van lutum. Zie rekenvoorbeeld 8.40.

8.40 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Om de berekening niet te ingewikkeld te maken, gaan we uit van twee grondmonsters met een sterk verschillende samenstelling, die in de natuur niet voorkomt. Van een klei is het lutumgehalte van stoofdroge grond $f_{Ld} = 90\%$. Van een zand is het zandgehalte van stoofdroge grond $f_{Zd} = 90\%$. Beide monsters hebben een organische-stofgehalte $f_h = 10\%$. De volumieke massa van de minerale delen $\rho_m = 2650$ kg/m³, van de organische stof $\rho_h = 1500$ kg/m³ en van water $\rho_w = 1000$ kg/m³. Voorts bindt 1 kg organische stof 3 kg water, 1 kg lutum bindt 1 kg water en 1 kg zand 0,2 kg water.
Gevraagd: Wat is voor beide monsters het volumeaandeel van de vochtige organische stof in de vaste plus vloeibare fase?
Oplossing: We berekenen eerst het volume van de organische stof in 1 kg droge grond.
(4.21) $m_h = f_h \times m_d = 0,10 \times 1$ kg.
(4.27 en 4.21) $V_h = m_h/\rho_h = 0,10 \times 1 \text{ kg}/1500 \text{ kg m}^{-3} = = 0,7 \times 10^{-4}$ m³.
Analoog is het volume van het door de organische stof gebonden water:
$V_w = 0,10 \times 3 \text{ kg}/1000 \text{ kg m}^{-3} = 3,0 \times 10^{-4}$ m³.
Dan is $V_{h+w} = 3,7 \times 10^{-4}$ m³.
Evenzo is het volume van lutum met gebonden water:
$V_{L+w} = 0,90 \text{ (1 kg}/2650 \text{ kg m}^{-3} + 1 \text{ kg}/1000 \text{ kg}^{-3}) = 12,4 \times 10^{-4}$ m³.
Het volume van zanddeel plus water $V_{Z+w} = 0,90 \text{ (1 kg}/2650 \text{ kg m}^{-3} + 0,2 \text{ kg}/1000 \text{ kg m}^{-3}) = = 5,2 \times 10^{-4}$ m³.
In de klei is de volumefractie organische stof met daaraan gebonden water:

$$\phi_{h+w} = \frac{V_{h+w}}{V_t} = \frac{3,7 \times 10^{-4} \text{ m}^3}{3,7 \times 10^{-4} \text{ m}^3 + 12,4 \times 10^{-4} \text{ m}^3} = 0,23.$$

Idem in het zand:

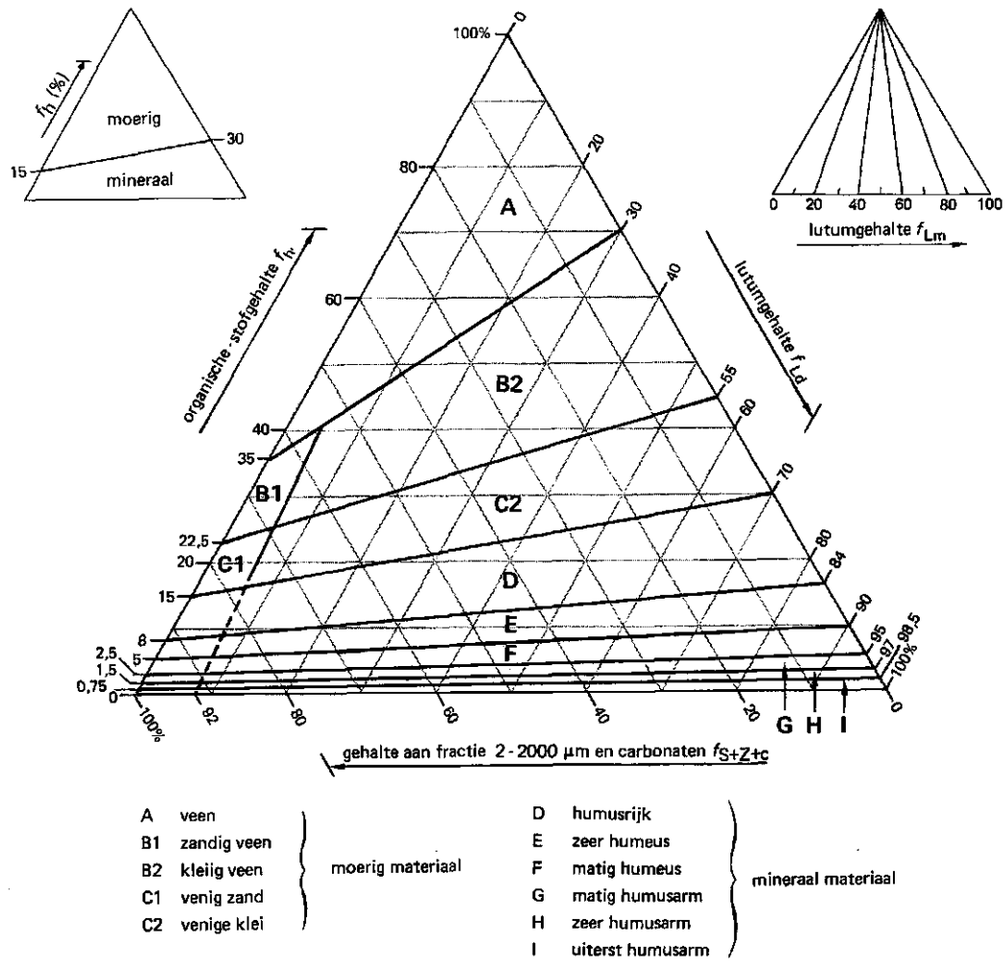
$$\phi_{h+w} = \frac{3,7 \times 20^{-4} \text{ m}^3}{3,7 \times 10^{-4} \text{ m}^3 + 5,2 \times 10^{-4} \text{ m}^3} = 0,42.$$

Hieruit blijkt dat de klei op volumebasis ongeveer half zo humeus is als het zand. Verdubbeling van de massafractie organische stof in de klei geeft:

$$\phi_{h+w} = \frac{3,7 \times 10^{-4} \text{ m}^3}{2 \times 3,7 \times 10^{-4} \text{ m}^3 + (8/9)\, 12,4 \times 10^{-4} \text{ m}^3} = 0,40.$$

Het organische-stofgehalte van de klei moet dus ongeveer twee keer zo groot zijn als dat van het zand om hetzelfde volume-aandeel vochtige organische stof te krijgen.

In figuur 8.42 zijn indeling en benaming van de organische-stofklassen gegeven (voor uitleg over driehoeksgrafieken, zie kader 5.30). Elke organische-stofklasse wordt bepaald door de massafracties organische stof, lutum en overige minerale bestanddelen. De overige bestanddelen bestaan uit siltdeel (S), zanddeel (Z) en carbonaten (c). De grenzen tussen de klassen hebben een schuin verloop en snijden de rechterzijde van de organische-stofdriehoek bij een tweemaal zo hoog organische-stofgehalte als links. Deze empirische factor 2 is toegelicht in rekenvoorbeeld 8.40. De grenzen tussen de organische-stofklassen zijn ontstaan door veldervaring. Karteerders en boeren schatten blijkbaar niet de massafractie droge



8.42 *Figuur*

Indeling en benaming van de organische-stofklassen bij de Stichting voor Bodemkartering. Mineraal materiaal (D t/m I) wordt verder naar textuur ingedeeld volgens de figuren 5.33 en 5.34, terwijl moerig materiaal (A, B en C) niet verder naar textuur wordt ingedeeld en de klasse veen (A) helemaal niet naar textuur is ingedeeld. De Rijks Geologische Dienst hanteert dezelfde driehoek, maar verdeelt humeus en humusarm niet onder. Volgens het principe van de kleine driehoek rechtsboven kan aan de hand van het lutumgehalte van de minerale delen en het organische-stofgehalte de plaats in de figuur bepaald worden. Naar De Bakker & Schelling, 1966: 61.

organische stof, maar de volumefractie vochtige organische stof. De indeling is toch gebaseerd op de massafractie, omdat het meten van de volumefractie in het laboratorium veel te bewerkelijk is.

8.41 *Vraag*

Hoe zouden de grenzen in de organische-stofdriehoek lopen als er naar volumefractie van vochtige grond was ingedeeld?

Er wordt mineraal en moerig materiaal onderscheiden (figuur 8.42 linksboven). Bij *mineraal materiaal*, waartoe humusarm, humeus en humusrijk worden gerekend, overheerst de minerale component nog zo zeer dat het naar textuur verder wordt ingedeeld. Naarmate het organische-stofgehalte stijgt, neemt de betekenis van de minerale bestanddelen voor de eigenschappen van de grond af. Bij *moerig materiaal* gaat de indeling niet verder dan venige klei en venig zand, resp. kleiig veen en zandig veen (klei of kleiig als het lutumgehalte van de minerale delen f_{Lm} groter dan 8% is). Als het organische-stofgehalte boven de 35 à 70% stijgt, verdwijnt de minerale component in de benaming geheel en wordt alleen nog van veen gesproken.

Zoals in kader 5.30 is uiteengezet, moet bij gebruik van een driehoek de som der componenten 100% zijn. In de organische-stofdriehoek is stoofdroge grond kleiner dan 2000 µm op 100% gesteld. Dit houdt in dat rechts het lutumgehalte *van stoofdroge grond* f_{Ld} is uitgezet, terwijl in de textuurdriehoeken het lutumgehalte *van de minerale delen* f_{Lm} gebruikt wordt (figuur 5.33 en 5.34). De laatste grootheid is meestal gegeven, zodat omrekenen nodig lijkt (formule 4.55). De organische-stofdriehoek biedt echter de mogelijkheid om f_{Lm} te gebruiken als het carbonaatgehalte laag is. De kleine driehoek rechtsboven in figuur 8.42 geeft lijnen weer van gelijk lutumgehalte van de minerale delen. De cijfers bij de basis zijn als volgt te verklaren. Op deze lijn is het organische-gehalte van de monsters nul. Dan geldt:

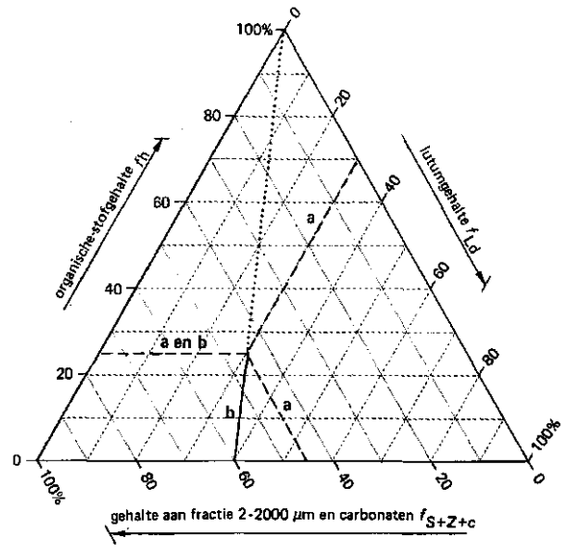
lutum + deel 2-2000 µm + carbonaten = 100%.

Als het kalkgehalte laag is, mogen we stellen:

lutum + deel 2-2000 µm ≈ 100% = minerale delen (bij beschouwingen over korrelgrootte worden carbonaten en grind niet tot de minerale delen gerekend; zie figuur 5.11).

Als het gehalte aan deeltjes tussen 2 en 2000 µm bv. 80% is, wordt f_{Lm} = 20%. Het punt dat het grondmonster voorstelt, kunnen we dan vinden door de lijn naar de tophoek te snijden met de horizontale lijn, die het organische-stofgehalte voorstelt.

De restrictie 'laag kalkgehalte' telt niet zo zwaar, omdat het merendeel van de gronden met carbonaten weinig organische stof bevatten en dus onder in de organische-stofdriehoek gelegen zijn. Daar lopen de grenzen van de organische-stofklassen nog bijna evenwijdig aan de basis, zodat verschillen in lutumgehalte weinig invloed hebben op de organische-stofklasse.



8.44 *Figuur*

Het intekenen van een grondmonster in de organische-stofdriehoek, als het lutumgehalte van stoofdroge grond (hulplijnen a) of van de minerale delen (hulplijnen b) gegeven is. Zie rekenvoorbeeld 8.43.

8.43 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Grondmonster a heeft f_{hd} = 25%, f_{Ld} = 30% en $f_{S+Z,d}$ = 45%. Bij grondmonster b is f_{hd} = 25%, f_{Lm} = 40%, $f_{S+Z,m}$ = 60% en f_c = 0. (In dit rekenvoorbeeld wordt voor de duidelijkheid het symbool f_{hd} gebruikt, terwijl elders in dit boek steeds met f_h wordt volstaan, waarmee f_{hd} bedoeld wordt. Aangezien organische stof geen deel uitmaakt van de minerale delen, zoals uit figuur 5.11 blijkt, bestaat het symbool f_{hm} niet en is de verwarring die kan ontstaan bij bv. f_L, waarmee zowel f_{Ld} als f_{Lm} bedoeld kan worden, bij f_h niet mogelijk).

Gevraagd: Welk punt in de organische-stofdriehoek stelt monster a resp. b voor en wat wordt de organische-stofklasse?

Oplossing: De drie componenten van monster a zijn samen 100%, zodat het carbonaatgehalte nul is. Het punt is te vinden via twee van de drie met a aangeduide hulplijnen in figuur 8.44; de derde hulplijn kan als controle dienen. Van het kalkloze monster b is het lutumgehalte van de minerale delen gegeven. Dan moeten we het punt op de basis met f_{S+Z} = 60% opzoeken (op de basis is f_{hd} = 0, waardoor $f_{S+Z,d} = f_{S+Z,m}$). Vandaar een lijn naar de tophoek trekken en deze snijden met de horizontale lijn bij f_{hd} = 25%. De monsters a en b blijken dan hetzelfde te zijn. Controle met formule 4.55:
van monster b is f_{Ld} = (1−0,25) 0,40 = 0,30.
Uit figuur 8.42 volgt: klasse C2 = venige klei.

8.45 *Vragen*

a. Tot welke organische-stofklasse rekent men een monster met f_h = 7%, f_c = 0, f_{Ld} = 40%, f_{Sd} = 45% en f_{Zd} = 8%?
b. Voor puzzelaars: Bewijs dat de lijnen naar de tophoek in de organische-stofdriehoek lijnen van gelijk lutumgehalte van de minerale delen zijn, als het carbonaatgehalte nul is.

8.6.3 Spreiding van het organische-stofgehalte en het C-N-quotiënt in Nederlandse gronden

Het organische-stofgehalte van de Nederlandse gronden vertoont een vrij grote spreiding. Het varieert van enkele tienden van procenten in stuifzand tot 90 à 98% in bolster, jong veenmosveen, waarvan turfstrooisel wordt gemaakt. Oorzaak van de verschillen zijn de uiteenlopende omstandigheden waaronder afbraak van organische materiaal plaatsvindt (nat of droog), bodemgebruik (bouwland, grasland, bos), de aard van de organische stof en het al of niet bereikt hebben van een evenwicht tussen vorming en afbraak (gescheurd grasland). Zie 8.5.2, 8.5.3 en 8.5.4.

Van de minerale gronden hebben de bouwvoor en zode gewoonlijk het hoogste organische-stofgehalte. In de ondergrond is het organische-stofgehalte veelal minder dan 1%. Het organische-stofgehalte in de bouwvoor van een aantal minerale gronden is opgenomen in tabel 8.46.

8.46 *Tabel*

Organische-stofgehalte f_h en lutumgehalte f_{Lm} in de bouwvoor van een aantal minerale gronden onder bouwland. Naar gegevens uit de archieven van de Stichting voor Bodemkartering.

	f_h (%)	f_{Lm} (%)	aantal monsters
poldervaaggronden in jonge rivierklei	3,7±1,8	28	172
poldervaaggronden in jonge zeeklei	2,5±1,2	22	519
leek- en woudeerdgronden in oude zeeklei	6,0±1,8	27	20
brikgronden	2,1±0,5		41
zwarte enkeerdgronden	5,1±2,1		245
veld- en laarpodzolgronden	5,3±3,0		176
gooreerdgronden	5,1±4,3		37
moderpodzolgronden	3,3±2,0		82

Poldervaaggronden in jonge rivierklei hebben wat meer organische stof dan in jonge zeeklei, vermoedelijk door afzetting van een organische-stofrijk sediment en een dichtere begroeiing in een zoet milieu. Bij lutumrijke gronden neemt overigens het organische-stofgehalte toe met de zwaarte (tabel 8.47), mogelijk door de vorming van klei-humus-complexen (zie 8.2.4 en 8.5.3) en door de gelijktijdige afzetting van organische stof met het fijnste materiaal, lutum, na transport met water.

8.47 *Tabel*

Stijging van het organische-stofgehalte f_h met het lutumgehalte f_{Lm}. Naar gegevens uit de archieven van de Stichting voor Bodemkartering.

	rivierklei		zeeklei	
f_{Lm} (%)	f_h (%)	aantal monsters	f_h (%)	aantal monsters
8,0-17,5	2,4±0,8	39	2,0±0,6	193
17,5-25,0	2,9±1,0	38	2,4±1,2	154
25,0-35,0	3,6±1,3	51	2,9±1,1	128
> 35,0	5,7±1,6	44	3,7±1,6	44

De bouwvoor van woud- en leekeerdgronden in oude zeeklei (droogmakerijen) heeft hogere organische-stofgehalten dan poldervaaggronden in jonge zeeklei van overeenkomstige zwaarte (tabel 8.46). De oorzaak is het voorkomen van fijn verslagen veen en plasbagger (meermolm) op de bodem van de vroegere plas, die na de droogmaking zijn vermengd met klei en zavel van de ondergrond.

Een duidelijk verschil in organische-stofgehalte bestaat er tussen zandgronden in het zuidelijke zandgebied en die in het noorden van het land. Van zuid naar noord neemt het gehalte toe met een factor 2 (tabel 8.48). De verklaring moet gezocht worden in verschillen in neerslagtekort in het zomerseizoen (in het noorden ca. 50 mm minder) en temperatuur. Het evenwicht tussen vorming en afbraak ligt daardoor in het noorden

8.48 *Tabel*

Regionale verschillen in organische-stofgehalte f_h in de bouwvoor van zandgronden. Naar gegevens uit de archieven van de Stichting voor Bodemkartering.

	enkeerdgronden		veldpodzol- en laarpodzolgronden	
	f_h (%)	aantal monsters	f_h (%)	aantal monsters
Zuiden	3,4±0,9	74	3,7±1,2	81
Midden	5,3±1,5	101	5,0±1,3	25
Noorden	6,7±2,3	65	7,2±3,6	70

bij een hoger organische-stofgehalte (zie 8.5.2). Zo komen in het zuidelijk zandgebied tussen de wat lager gelegen humuspodzolgronden gooreerdgronden voor. Gronden in overeenkomstige positie in het noorden behoren door hun moerige bovengrond vaak tot de broekeerdgronden.

In het noorden is de variatie in organische-stofgehalte binnen de bodemeenheden ook groter. Zeer groot is deze bij de veenkoloniale gronden, waar de bouwvoor bestaat uit een mengsel van zand en veen. De verschillen in mengverhouding binnen en tussen de percelen is hier zo groot (f_h tussen de 8% en 25%), dat op de Bodemkaart van Nederland (schaal 1:50000) deze veenkoloniale gebieden met een 'zwarte band' zijn afgegrensd en de legenda-eenheden altijd beginnen met de code i. Kaartfragment 3, Valthermond valt in zijn geheel binnen deze zwarte band.

In oud grasland ligt het organische-stofgehalte hoger dan in bouwland (zie 8.5.4). Organische-stofgehalten van 10 à 20% in de laag van 0-5 cm en 5 à 10% in de laag van 5-20 cm zijn niet extreem. Na *scheuren van het grasland* daalt het gehalte en komen aanmerkelijke hoeveelheden stikstof vrij (figuur 8.37). Omgekeerd kunnen vroeger bij het omzetten van bouwland in grasland optredende sukkeljaren worden toegeschreven aan de inbouw van N in de organische stof. Bij de hogere N-bemesting thans komen sukkeljaren weinig voor.

Een complicerende factor bij deze vergelijking van grasland met bouwland is, dat veel grasland voorkomt op zwaardere of nattere gronden. Men moet om het effect van het bodemgebruik te leren kennen gronden met een gelijke textuur, pH, grondwaterstand enz. vergelijken. Voorts moet rekening gehouden worden met de verschillende bemonsteringsdiepte: 0-20 cm voor bouwland en 0-5 cm voor grasland. In vele gevallen bestaat er een goed verband tussen het organische-stofgehalte van 0-5 cm en 0-20 cm onder gras: het gemiddelde organische- stofgehalte van 0-20 cm is ongeveer 0,6 à 0,7 x het organische-stofgehalte van 0-5 cm.

Organische stof bestaat voor ca. 50% uit koolstof met een ruime variatie van 45-60%. Het C-N-quotiënt, kortweg C/N, is een maat voor de stikstofrijkdom van de organische stof. Een hoog C/N betekent veel C per eenheid N, dus een laag stikstofgehalte. Het C/N in de bovengrond van de meeste cultuurgronden ligt tussen ca. 10 en 25 (tabel 8.49).

8.49 *Tabel*

Het C-N-quotiënt in de bouwvoor van een aantal minerale gronden onder bouwland. Naar gegevens uit de archieven van de Stichting voor Bodemkartering.

	C/N	aantal monsters
poldervaaggronden in jonge rivierklei	9,5± 3,3	9
poldervaaggronden in jonge zeeklei	9,6± 1,8	54
leek- en woudeerdgronden in oude zeeklei	11,1± 1,5	6
brikgronden	9,6± 2,9	25
zwarte enkeerdgronden	17,1± 3,4	118
veld- en laarpodzolgronden	20,8± 4,7	93
gooreerdgronden	23,1±10,2	9
moderpodzolgronden	17,1± 4,7	54

Het C/N in de bouwvoor van poldervaaggronden en van brikgronden is ongeveer 10 (in de zode van grasland enkele punten hoger). Iets hoger is het C/N bij de leek- en woudeerdgronden in de droogmakerijen en duidelijk hoger bij de pleistocene zandgronden. De bouwvoor van de enkeerdgronden heeft een wat lager C/N dan die van de veld- en laarpodzolgronden. Misschien is hierin de invloed van de eeuwenoude bemesting met potstalmest terug te vinden die bij de later in cultuur gebrachte veldpodzolgronden ontbreekt. In het noorden bevatte het uit plaggen (met hoog C/N) bestaande strooisel minder zand dan in het zuiden, wat de oorzaak kan zijn van het hogere C/N van de enkeerdgronden in het het noorden, namelijk 19 tegen 15. Hierdoor is ook het organische-stofgehalte in het noorden hoger dan in het zuiden, 6,7 tegen 3,4%. Het C/N in de bouwvoor van veldpodzol- en laarpodzolgronden is in het noorden niet hoger.

Bij de veengronden hangt het C/N in de bovengrond samen met de aard van het veen. Eutroof bos- en rietveen hebben een C/N van 15 à 25, mesotroof riet-, zegge- en broekveen van 25 à 35 en oligotroof mosveen van 35 à 60. Het C/N in de bovengrond van koopveengronden op bosveen is 12 à 16, van madeveengronden op broekveen 15 à 20 en van veenkoloniale gronden met aangeploegde bolster 25 à 30. Voor de landbouw heeft dit tot gevolg, dat het stikstofbemestingsniveau op bosveen in het algemeen lager zal liggen dan op veenkoloniale gronden, aangezien op het rijke bosveen door mineralisatie meer N ter beschikking van het gewas komt. Dit maakt deze gronden echter minder geschikt voor een politiek van verschraling, die vanuit de natuurbeheer vaak gewenst is.

De onderstaande vragen hebben betrekking op het gehele hoofdstuk.

8.50 *Vraag*

Hoeveel organische stof per ha mineraliseert er op de lange duur na scheuren van oud grasland en hoeveel N komt hierbij vrij als gegeven zijn:

bodemgebruik	laag (cm)	f_h (%)	C/N	ρ_d (kg/m³)
grasland	0- 5	10	15	1200
grasland	5-20	5	12	1400
bouwland	0-20	3	10	1600

Bij de berekening verwaarlozen we de massa organische stof in grasland dieper dan 20 cm die op den duur wordt aangeploegd. Door mineralisatie van organische stof en verandering in volumieke massa van de grond correspondeert een bouwvoor van 20 cm met een iets grotere laagdikte bij grasland.

8.51 *Vragen*

Vul telkens in: 'bevordert' of 'vermindert'.

a. Diepe grondbewerking ..... de mineralisatie.
b. Hoge temperatuur ..... de mineralisatie.
c. Chemische rijkdom in de grond ..... in het algemeen de mineralisatie.
d. Aanploegen van een veenlaag ..... de mineralisatie.
e. De vorming klei-humus-complexen ..... de mineralisatie.
f. Diepere ontwatering van de grond ..... de mineralisatie.
g. Het veranderen van bouwland in grasland ..... de mineralisatie.

8.52 *Vragen*

In 1970 valt er in een grove-dennenbos aan naalden (ovendroog) 3500 kg/ha. Het N-gehalte van dit materiaal is 0,38% en het C-gehalte is 50%. In 1974 is het N-gehalte van het in 1970 gevallen materiaal gestegen tot 1,2% en het C-gehalte is niet veranderd. Alle bovengenoemde percentages zijn massafracties van ovendroog materiaal. Van het in 1970 gevallen organisch materiaal is in 1974 nog 27% over. Gegevens afgeleid uit Berg & Staaf, 1981: 168 en Gosz, 1981: 407.

a. Wat is het C/N van vers en van vier jaar oud strooisel?
b. Hoeveel van de in 1970 gevallen N en C zijn na vier jaar door mineralisatie verdwenen?
c. Verklaar het grote verschil in de mineralisatiesnelheid van C en N.

8.53 *Vragen*

In tabel 8.54 staan enkele gegevens van drie gronden uit de omgeving van Emmen.

a. Tot welke organische-stofklasse behoren de bovenste horizonten van deze gronden?

Geef aan de hand van de gegevens uit tabel 8.54 voor elke grond uw verwachting over:

b. de bewortelbaarheid;
c. het vochtleverend vermogen (let op de grondwatertrap);
d. de draagkracht;
e. de geschiktheid voor diepe grondbewerking;

f. de mogelijkheden om voorraadbemesting te geven van resp. kali-, nitraat- en ammoniakmeststof;
g. de stuifgevoeligheid;
h. de geschiktheid voor akkerbouw en weidebouw.

8.54 *Tabel*

Enkele gegevens van drie gronden in de buurt van Emmen, behorend bij vraag 8.53 (Stichting voor Bodemkartering, 1978: 189, 197 en 198).

	horizont	monsterdiepte (cm)	pH-KCl	f_h (%)	f_{Lm} (%)	f_{Sm} (%)	f_{Zm} (%)
moerige eerdgrond (vWz-III)	A1	5- 25	3,9	19,5	–	16	84
	C11	25- 37	4,1	0,7	–	13	87
	C12	37- 60	4,5	0,6	–	7	93
beek-eerdgrond (*k*pZg23-V)	A1g	0- 15	4,8	12,9	12	21	67
	C11g	15- 25	4,3	4,3	12	25	63
	C11g	40- 55	4,6	3,4	17	25	68
	C12g	55- 90	3,9	2,8	5	8	87
duin vaaggrond (Zd21-VII)	C12	4-120	4,6	0,2	4	1	95

8.55 *Repeteervragen*

a. Noem vier activiteiten van de bodemfauna met betrekking tot de humusvorming.
b. Noem vier groepen macromoleculaire verbindingen die in de plant voorkomen en de voornaamste componenten, waaruit deze verbindingen zijn opgebouwd.
c. Zowel stro als groen materiaal kunnen voor organische bemesting gebruikt worden. Welke van de twee materialen heeft de hoogste humificatiecoëfficiënt *h*? Hoe verklaart u dit?
d. Noem vijf eindprodukten die bij mineralisatie uit organisch materiaal kunnen ontstaan.
e. Welke twee reactieve groepen bepalen de kationenomwisselcapaciteit bij humus?
f. Noem twee eigenschappen van humus, die beïnvloed worden door de vorming van klei-humus-complexen.
g. Welke begrippen onderscheidt men bij de indeling van humus naar afbreekbaarheid?
h. Beschrijf vier terrestrische humustypen.
i. Noem drie eigenschappen van organische stof in de bodem die de plantengroei bevorderen.
j. Op welke wijze beïnvloedt humus de bodemstructuur?
k. Organisch materiaal met een C/N van 15, C/P van 400 en C/S van 300 wordt in de bouwvoor geploegd. Kan men mineralisatie of immobilisatie van N, P en S verwachten?
l. Kunt u verklaren waarom planten N-gebrek kunnen krijgen op een grond waaraan stro werd toegevoegd, ondanks het feit dat dit stro enige stikstof bevatte (het C-gehalte van het stro was 50% en het N-gehalte 1%)?
m. Op een proefveld wordt sinds 120 jaar ieder jaar 5 t/ha organische mest ingeploegd. Deze mest heeft een h van 0,40 en een k van 0,02 a^{-1}. Hoe groot zal f_h nu zijn als ρ_d van de bouwvoor van 20 cm 1500 kg/m³ bedraagt?
n. Welke bodemeigenschappen beïnvloeden het organische-stofgehalte in de bodem?
o. Waarop is de indeling van de organische-stofdriehoek gebaseerd?
p. Hoe groot moet f_h zijn om van moerig materiaal te kunnen spreken?
q. Zandgronden in het noorden van Nederland verschillen in organische-stofgehalte f_h van die in het zuiden. Waar is f_h hoger? Geef hier een verklaring voor het behulp van h, k en X.

8.7 LITERATUUR

8.7.1 Geraadpleegde literatuur

Alexander, M., 1977. Introduction to soil microbiology. John Wiley & Sons, New York. 467 p.
Babel, U., 1975. Micromorphology of soil organic matter. In: J.E. Giesking (ed.). Soil components. Vol. I. Organic components: 369-473. Springer Verlag, Berlin. 534 p.
Bekker, H. de & J. Schelling, 1966. Systeem van bodemclassificatie voor Nederland. Pudoc, Wageningen. 217 p.
Berg, B. & H. Staaf, 1981. Leaching, accumulation and release of nitrogen in decomposing forest litter. In: F.E. Clark & T. Rosswall (ed.). Terrestrial nitrogen cycles: 163-178. Ecological Bulletins 33, Stockholm. 714 p.
Dijk, H. van, 1971. Cation binding of humic acids. Geoderma 5: 53-67.
Donahue, R.L., R.W. Miller & J.C. Shickluna, 1983. Soils. An introduction to soils and plant growth. 5th Ed. Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs, New Jersey. 667 p.
Dunger, W., 1964. Tiere im Boden. Kosmos-Verlag, Stuttgart. 265 p.
Emerson, W. W., 1959. The structure of soil crumbs. J. Soil Sci. 10: 235-244.
Flaig, W., 1968. Uptake of organic substances from soil organic matter by plant and their influence on metabolism. In: Organic matter and soil fertility: 723-770. North-Holland Publ. Company, Amsterdam and John Wiley & Sons, New York. 1017 p.
Gamble, D.S., M. Schnitzer & I. Hoffman, 1970. Ca^{2+} fulvic acid chelation equilibrium in 0,1 M KCl at 25,0°C. Can. J. Chem. 48: 3197-3204.
Gosz, J.R., 1981: Nitrogen cycling in coniferous ecosystems. In: F.E. Clark & T. Rosswall (ed.). Terrestrialnitrogen cycles: 405-426. Ecological Bulletins 33, Stockholm. 714 p.
Hart, M.L. 't, 1950. Organische stof in grasland. Landbouwk. Tijdschr. 62: 532-542.
Hieltjes, A.H.M. & A. Breeuwsma, 1983. Chemische bodemonderzoekmethoden voor bodemkenmerken en anorganische stoffen. Bodembescherming 21. Staatsuitgeverij, Den Haag. 384 p.
Hove, J. van, 1969. Variatie van het gehalte aan organisch materiaal en van de C/N-verhouding de oppervlaktehorizonten van bodems in Laag- en Midden-België. Proefschrift, Gent. 291 p.
Janssen, B.H. & H.W. Verveda, 1983. Organische stof en bodemvruchtbaarheid. Collegedictaat 06174311. LH, Wageningen, 215 p.
Jongerius, A. & G.K. Rutherford, 1979. Glossary of soil micromorphology. Pudoc, Wageningen. 138 p.
Kirk, T.K., 1973. Chemistry and biochemistry of decay. In: D.D. Nicholas (ed.). Wood deterioration and its prevention by preservative treatments: 149-181. Syracuse Univ. Press, New York. 380 p.
Kolenbrander, G.J., 1974. Efficiency of organic manure in increasing soil organic matter content. Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci. 2: 129-136.
Kortleven, J., 1963. Kwantitatieve aspecten van humusopbouw en humusafbraak. Versl. Landbouwk. Onderz. 69.1. Pudoc, Wageningen, 109 p.
Linehan, D.J., 1976. Some effects of a fulvic acid component of soil organic matter on growth of cultured excised tomato roots. Soil. Biol. Biochem. 8: 511-517.
Minderman, G., 1968. Addition, decomposition and accumulation of organic matter in forests. J. Ecol. 56: 335-362.
Nikiforoff, C.C., 1938. Soil organic matter and soil humus. In: Soils & Men. Yearbook of Agriculture: 929-939. U.S. Gov. Printing Office. 1232 p.
Schnitzer, M., 1977. Recent findings on the characterization of humic substances extracted from soils from widely differing climatic zones. In: Soil organic matter studies. Vol. II: 117-132. I.A.E.A., Vienna. 388 p.
Schnitzer, M., 1978. Humic substances: chemistry + reactions. In: M. Schnitzer & S.U. Khan (ed). Soil organic matter: 1-64. Elsevier, Amsterdam. 319 p.
Stevenson, F.J. & M.S. Ardakani, 1972. Organic matter reactions involving micronutrients in soils. In: J. Mortvedt, P.M. Giordano & W.L. Lindsay (ed.). Micronutrients in agriculture: 79-114. Madison. 666 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1978. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Toelichting bij de kaartbladen 17 West en 17 Oost (Emmen). Pudoc, Wageningen. 221 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1984 (interne publ.). Voorschriften voor chemische analyses in grond. Wageningen.
Stout, P., 1961. Proc. 9th Ann. California Fertilizer Conference: 21-23.
Swift, R.S. & A. M. Posner, 1977. Humification of plant materials. In: Soil organic matter studies. Vol. 1: 171-182. I.A.E.A., Vienna. 425 p.
Thiele, H. & H. Kettner, 1953. Ueber Huminsäuren. Kolloid Z. 130: 131-160.
Tinsley, J. & J.F. Darbyshire (ed.), 1984. Biological processes and soil fertility. Plant and Soil 76: 1-404.
Verleur, J.D., 1972. Leerboek der plantenfysiologie. Deel 1. Celfysiology en stofwisseling. Oosthoek, Utrecht. 350 p.

8.7.2 Aanbevolen literatuur

Allison, F.E., 1973. Soil organic matter and its role in crop production. Elsevier, Amsterdam. 637 p.
Boels, D., D.B. Davies & A.E. Johnston (ed.), 1982. Soil degradation: 107-276. Balkema, Rotterdam. 280 p.
Borger, R. de, 1972a. Huidige kennis omtrent de bouw der humusstoffen. Landbouwtijdschrift 25: 37-50.
Borger, R. de, 1972b. Funktionele groepen, fenolen, stikstofverbindingen en suikermoleculen aanwezig in humusstoffen. Landbouwtijdschrift 25: 903-921.
Clark, F.E. & T. Rosswall (ed.), 1981. Terrestrial nitrogen cycles. Ecological Bulletins 33, Stockholm. 714 p.
Gieseking, J.E. (ed.), 1975. Soil components. Vol. I. Organic components. Springer Verlag, Berlin. 534 p.
Janssen, B.H. & H.W. Verveda, 1983.
Lammers, H.W., 1983. Gevolgen van het gebruik van organische mest op bouwland. Consulentschap voor Bodemaangelegenheden in de Landbouw, Wageningen. 44 p.

MacLaren, A.D. & G.H. Peterson (ed.), 1967. Soil biochemistry. Vol. I. Marcel Dekker, New York. 509 p.
MacLaren, A.D. & J. Skujius (ed.), 1971. Soil biochemistry. Vol. II. Marcel Dekker, New York. 527 p.
Paul, E.A. & J.N. Ladd (ed.), 1981. Soil biochemistry. Vol. V. Marcel Dekker, New York. 480 p.
Paul, E.A. & A.D. MacLaren (ed.), 1975a. Soil biochemistry. Vol. III. Marcel Dekker, New York. 324 p.
Paul, E.A. & A.D. MacLaren (ed.), 1975b. Soil biochemistry. Vol. IV. Marcel Dekker, New York. 277 p.
Russell, E.W., 1973. Soil conditions and plant growth. 10th Ed. Longman, London. 849 p.
Schnitzer, M. & S.U. Khan (ed.), 1978. Soil organic matter. Elsevier, Amsterdam. 319 p.
Stevenson, F.J., 1982. Humus chemistry (genesis, composition, reaction). John Wiley, New York. 443 p.
Tinsley & Darbyshire, 1984.



HOOFDSTUK 9: BINDING VAN WATER
door J. Bouma en W.P. Locher

9.1 INLEIDING

9.1.1 Betekenis van water in de grond

Het water in de grond speelt een essentiële rol bij de groei van planten. Water is een van de bouwstenen van de plant; voor de fotosynthese is water nodig; water is het oplosmiddel en transportmiddel voor de voedingsstoffen van de plant. Slechts een klein deel van de hoeveelheid water, die door de wortels wordt opgenomen uit de grond, blijft in de plant, namelijk minder dan 1%. Er verdampt veel water, als de huidmondjes open staan om CO_2 toe te laten voor de fotosynthese. Hierdoor kunnen de door wortels opgenomen ionen naar boven getransporteerd worden. Verder heeft het verdampen van water een koelend effect op de plant, dat op warme dagen verbranding van de bladeren tegen kan gaan. Water houdt de plant stevig.

Water beïnvloedt ook in sterke mate de grond zelf. Allerlei fysische, chemische en biologische processen in de grond vinden alleen plaats als er voldoende vocht is. Verschillende fysische eigenschappen van de grond zijn sterk van het vochtgehalte afhankelijk, zoals structuur, bewerkbaarheid, draagkracht, zwel en krimp, warmte-eigenschappen. Ze beïnvloeden de plantengroei in indirecte zin. Daarnaast speelt het water een rol als bodemvormende factor via het klimaat en het reliëf. Voor goede plantengroei is veel water nodig. Een tekort aan water is een vaak voorkomende oorzaak van slechte groei. Aangezien wortels ook lucht nodig hebben en een teveel aan water in de grond een tekort aan lucht betekent, is ook overmaat aan water voor bijna alle gewassen ongunstig en vaak oorzaak van slechte groei. Als bodemvruchtbaarheidsfactoren zijn water en lucht nauw aan elkaar gekoppeld.

Om een hoge plantenproduktie mogelijk te maken, wordt er in de land- en tuinbouw veel gedaan op het gebied van waterbeheersing. Wil dit efficiënt gebeuren, dan is kennis van de water- en luchthuishouding van de diverse gronden en van het verband grond-plant een onmisbare voorwaarde. Toepassingen liggen ook buiten de landbouw. Stedebouw, wegenbouw, bosbeheer, landschaps- en natuurbeheer vergen elk hun eigen vorm van waterbeheersing.

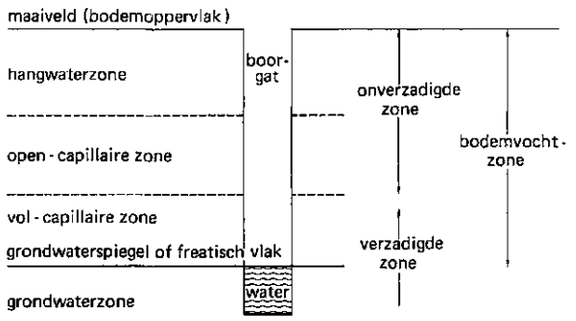
9.1.2 Het onderwerp water in dit boek

In dit boek kunnen niet alle aspecten van waterbeheersing behandeld worden. We beperken ons tot die zaken die een rechtstreeks verband met de bodem hebben. In dit hoofdstuk gaat het erom hoe de grond water kan binden en hoe je de toestand kunt beschrijven en opmeten als er geen water stroomt (statische beschouwingen). In het volgende hoofdstuk wordt de stroming van water door de grond behandeld (dynamische beschouwingen). Daarbij beperken we ons tot stroming met constante snelheden (stationaire stroming). De grondwatertrappen worden behandeld in hoofdstuk 11 en de luchthuishouding in hoofdstuk 12. Tenslotte komen vochtlevering en grondwaterstandsbeheersing aan de orde in hoofdstukken 18 en 19. Bij de keuze van de stof is uitgegaan van de situatie in Nederland. De invloed van hoge zoutconcentraties op het gedrag van water wordt bv. niet behandeld.

In dit hoofdstuk worden vragen beantwoord zoals: hoe komt water in de grond voor (9.1.3); welke krachten veroorzaken de binding van bodemwater (§ 9.2); hoe beschrijf je de energietoestand van bodemwater (§ 9.3); welk deel van het bodemwater is beschikbaar voor de plant (9.4.3); hoe teken je een vochtverdeling over een bodemprofiel (9.4.5); wat is het effect van uitdrogen en bevochtigen op het vochtgehalte (9.4.6)?

9.1.3 Bodemwaterzones

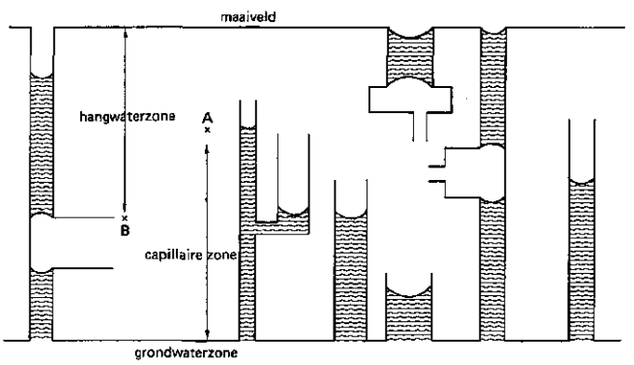
In het volgende wordt steeds van water of vocht gesproken, als een (zeer verdunde) zoutoplossing bedoeld wordt. Hoe komt water in de grond voor? Daarin bestaan verschillen, die we tot zones kunnen samenvatten. Als we op de Veluwe een kuil graven, zullen we meestal geen water in de grond zien. Er is wel water aanwezig, maar we merken dit alleen aan de vochtigheid van de grond. De dorstige reiziger heeft niets aan



9.1 *Figuur*
Benaming van bodemwaterzones. De gestippelde grenzen zijn geleidelijk en moeilijk vast te stellen.

dit water, de dorstige plant wel. Het is regenwater dat in de grond is blijven hangen. In een polder zullen we binnen 1 à 2 m wel een waterspiegel in een kuil zien ontstaan. Dit is een onderdeel van een denkbeeldig vlak in de grond, dat we *grondwaterspiegel* of *freatisch vlak* noemen (Gr. freiar = bron). Laten we zo'n kuil openliggen terwijl het een tijd niet regent, dan zien we boven de grondwaterspiegel een band van donkere, vochtige grond, terwijl de laag daarboven door uitdroging lichter gekleurd is. Blijkbaar trekt de grond als een spons water naar boven uit het grondwater, een verschijnsel dat *capillaire opstijging* genoemd wordt. Dit soort waarnemingen leidt tot een globale indeling van het bodemwater in zones (figuur 9.1).

De *hangwaterzone* is een duidelijk begrip in gronden waar de capillaire opstijging uit het grondwater nooit de wortelzone bereikt. Het vocht in de wortelzone is dan vrijwel alleen afkomstig van neerslag die in de grond is blijven hangen. We kunnen het begrip echter nog iets uitbreiden door te stellen dat een hangwaterzone ook kan ontstaan na het zakken van de grondwaterspiegel. Als de open-capillaire zone eerst tot aan maaiveld reikte, komt deze dieper te liggen en het met het grondwater in contact staande capillaire water wordt dan door met lucht gevulde (grotere) holtes gescheiden van het water dat boven in de grond is blijven hangen (figuur 9.2). In zo'n geval bevat de hangwaterzone zowel water uit de neerslag als water dat uit het grondwater afkomstig is. De áánvulling van die voorraad zal in het groeiseizoen echter alleen van boven af plaatsvinden. Aangezien er in Nederland meestal een neerslagtekort is in het groeiseizoen, is het belangrijk de eventuele aanwezigheid van een hangwaterzone te onderkennen. Als de wortels tot de hangwaterzone beperkt blijven, hangt het vochtleverend vermogen van de grond immers alleen af van de vochtbindende eigenschappen van het bodemmateriaal. Zijn er ook wortels in de *capillaire zone*, dan kan de plant over meer vocht beschikken, want het aan deze zone onttrokken water zal van onderen worden aangevuld uit het grondwater.



9.2 *Figuur*
Capillair gebonden water in de hangwaterzone en de capillaire zone. Schematisch; de capillaire poriën zijn veel te groot getekend. Met water gevulde poriën zijn gearceerd. Geinspireerd door Engelhardt (1957: 75) die het capillaire hangwater 'sejunctiewater' noemde.

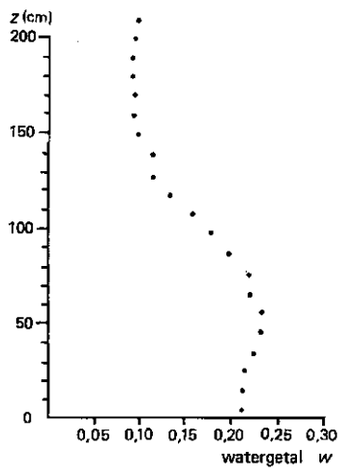
De grens tussen hangwaterzone en capillaire zone is niet scherp; door de grilligheid van de poriën zullen beide zones elkaar enigszins overlappen (figuur 9.2). In de *open-capillaire zone* bevindt zich zowel lucht als water. Vlak boven de grondwaterspiegel zitten nog bijna alle poriën vol met water, vandaar de naam *vol-capillaire zone*. Het onderscheid is van belang omdat de vol-capillaire zone voor de meeste planten niet bewortelbaar is en de open-capillaire wel. Ook tussen deze zones is geen scherpe grens. De dikte van de vol-capillaire zone is erg wisselend. Hij kan variëren van nul in gronden met grote poriën (wormgangen; scheuren in kleigronden) tot enige dm in gronden met bv. zavel, leem of uiterst fijn zand. De grenzen tussen de zones verschuiven met de schommelingen van de grondwaterstand (zie ook vraag 11.11).

In figuur 9.1 is ook aangeduid dat het bodemwater grof kan worden onderverdeeld in water boven en beneden het freatisch vlak, resp. het *bodemvocht* en het *grondwater*. De term vocht duidt aan dat het over vochtige grond gaat, waar het water niet spontaan uitstroomt bij optillen. Een drainbuis bv. zal alleen water kunnen afvoeren als hij in de *grondwaterzone* ligt; in de *bodemvochtzone* blijft hij droog staan. Het zou te ver voeren om het water boven de grondwaterspiegel altijd vocht te noemen; dit is alleen nodig als er een duidelijk onderscheid met het grondwater gemaakt moet worden.

In dit boek heeft de term grondwater een beperkte betekenis: het water beneden de grondwaterspiegel.

Als we geen onderscheid maken tussen grondwater en bodemvocht, dan spreken we van *bodemwater* of *water in de grond*.

De zone waar nagenoeg geen lucht aanwezig is, noemen we de (met water) *verzadigde zone*; deze omvat de grondwaterzone en de vol-capillaire zone. De rest is dan *onverzadigde zone*: de eventueel aanwezige hangwaterzone plus de open-capillaire zone.



9.3 *Figuur*
Vochtprofiel van een grond, bestaande uit lichte zavel A in de Noordoostpolder. Het watergetal w (kg water/kg stoofdroge grond) is uitgezet tegen de afstand z boven de grondwaterspiegel. Naar Van der Heij & Peerlkamp, 1970: 55.

In de literatuur wordt de grens tussen verzadigd en onverzadigd soms bij de grondwaterspiegel gelegd, bv. in de uitdrukking 'verzadigde en onverzadigde stroming'. Wij zullen proberen dit te vermijden, omdat ook de vol-capillaire zone vrijwel verzadigd is met water. De term verzadigd is overigens nooit letterlijk waar, omdat ook beneden de grondwaterspiegel ingesloten lucht kan voorkomen.

9.4 *Vragen*

a. Kunt u bedenken welke druk er heerst in het water ter hoogte van de grondwaterspiegel?

b. Deze vraag gaat over de grond in figuur 9.3. Op welke hoogte boven de grondwaterspiegel begint de open-capillaire zone en op welke hoogte de hangwaterzone? Probeer een verklaring te verzinnen voor het feit dat niet bij z = 0 maar bij z = 50 cm de hoogste waarde voor w gevonden werd.

c. Geef een korte definitie van het begrip hangwaterzone.

9.2 BINDINGSKRACHTEN

9.2.1 Inleiding

Voor een goede groei van planten is een vochtige grond nodig. Wanneer is de grond vochtig genoeg? Kunnen we dit aangeven met een minimumvochtgehalte? Dat zou plezierig zijn, omdat de bepaling van het vochtgehalte vrij eenvoudig is (§ 4.5). Met twee proeven onderzoeken we of de vochtigheid w een bruikbare maat is.

9.5 *Proef*

We nemen 10 g luchtdroog, uiterst humusarm zand en doen dit op een horlogeglas. Idem 10 g fijngemaakte, luchtdroge klei. Dan voegen we druppelend ongeveer 2,5 g water toe aan elk monster, bv. met een buret. Het zand is dan helemaal bevochtigd, de klei nog niet. Met een theelepeltje roeren we de klei om tot alles bevochtigd is. Voor beide monsters is dan w = 2,5 g/10 g = 0,25. Daarna wrijven we elk monster tussen de vingers. Van het zand wordt de hand nat, van de klei niet.

Uit proef 9.5 volgt dat zand veel natter aanvoelt dan klei bij eenzelfde watergetal. Dit zou ook wel eens voor de plant kunnen gelden, dwz. dat de plant het vocht in het zand gemakkelijker opneemt. Proef 9.6 illustreert deze kwestie.

9.6 *Proef*

Er zijn kiemplanten gekweekt door bv. radijs te zaaien in vier potten met resp. duinzand, löss, zware zavel en zware klei. De grond is in het begin vochtig gemaakt op het gevoel: niet te droog en niet te nat. De grond wordt op dit vochtgehalte gehouden door de via weging bepaalde, verdampte hoeveelheid regelmatig bij te vullen, eerst met leidingwater, later met voedingsoplossing (bv. 1 theelepeltje POKON per liter). Als de plantjes flink ontwikkeld zijn, stoppen we het geven van water en zien de planten na enige tijd verwelken. Als ze blijvend verwelkt zijn, dwz. ook in een met waterdamp verzadigde ruimte niet meer stevig worden, meten we de vochtigheid van de grond met bv. het volgende resultaat (w_{wp} = watergetal bij het permanente-verwelkingspunt):

grondsoort	w_{wp}
duinzand	0,01
löss	0,06
zware zavel	0,16
zware klei	0,25

Uit proef 9.6 volgt dat de kiemplanten erin slagen het duinzand vrijwel geheel uit te drogen, maar een flink deel van het vocht in de zware klei niet kunnen opnemen. Blijkbaar is dit vocht te sterk gebonden.

9.7 *Vraag*

Zou het vochtgehalte op zich een goede maat zijn voor de beschikbaarheid van water voor de plant? Kunt u een ander criterium bedenken?

Uit het antwoord op vraag 9.7 volgt dat het belangrijk is om de sterkte van de waterbinding door de grond te kunnen karakteriseren. Alvorens dit te doen in § 9.3, zullen we eerst nagaan door welke soort krachten water in de grond wordt vastgehouden.

9.2.2 Adhesiekrachten

9.8 *Proeven*

a. We dopen een droge knikker in water, halen hem weer omhoog en deppen met een WC-papiertje de druppel eraf die onderaan de knikker hangt. Daarna drukken we het papier om de knikker en zien dit vochtig worden. Er was dus een beetje vloeistof als een dunne film aan de knikker blijven hangen.

b. Na het onderdompelen in water van een drinkglas met vetvlekken en het weer omhoog halen, blijft er een beetje water aan hangen. Ook na het krachtig afschudden van druppels is het glas nog niet droog, behalve ter plaats van vetvlekken (te controleren met WC-papiertje).

Proefjes als deze tonen aan dat een vaste stof als glas aantrekkingskracht heeft voor water. We noemen zo'n stof hydrofiel. Vet is hydrofoob (waterafstotend). De meeste bodemdeeltjes zijn hydrofiel. De aantrekkingskracht werkt over een zeer korte afstand; we spreken van *adhesiekrachten*, die tussen verschillende stoffen werken. In de natuurkunde staan dit soort krachten bekend als London-Van der Waals-krachten. Het water wordt zeer krachtig gebonden en is daardoor niet beschikbaar voor de plantewortels, als het aan bodemdeeltjes zit. Dat is geen probleem, omdat het om een kleine hoeveelheid gaat (vergelijk het duinzand in proef 9.6). Toch zijn de adhesiekrachten belangrijk voor de watervoorziening van de plant, wat we in de volgende subparagraaf zullen zien.

9.2.3 Capillaire krachten

9.9 *Proef*

We nemen een glazen buis met een lengte van 60 cm en een diameter van bv. 1 cm en sluiten deze aan één kant af met een propje watten en een katoenen lapje met een elastiek. De buis wordt gevuld met luchtdroog, uiterst humusarm, leemarm, matig fijn zand, dat aangestampt wordt door aantikken van de buis. We plaatsen de buis in een statief, met de onderkant in een bekerglas met water. We zien het zand vochtig worden. De snelheid van het opstijgende water wordt na enige tijd zeer klein, en het zand boven in de buis blijft droog. Wordt deze proef uitgevoerd met grof zand, dan gaat de opstijging sneller dan in het fijne zand, maar de eindhoogte is kleiner. Bij leem is dit net omgekeerd.

In proef 9.9 zien we het verschijnsel capillaire opstijging. Zeer nauwe holtes zuigen het water omhoog uit een vrije waterspiegel. De proefresultaten doen een verband vermoeden tussen de diameter van een capillaire holte en de grootte van de capillaire opstijging. Welk verband?

9.10 *Proeven*

a. We nemen drie droge, vetvrije, capillaire, glazen buisjes met verschillende diameter en steken deze in water. De vloeistof stijgt op en blijft in de capillairen hangen, ook als de buisjes uit het water gehaald worden. De meetresultaten zijn bv. als volgt:

diameter (mm)	hoogte van opstijging (mm)	diameter x hoogte (mm²)
1,1	28	31
1,5	19	29
3,0	10	30

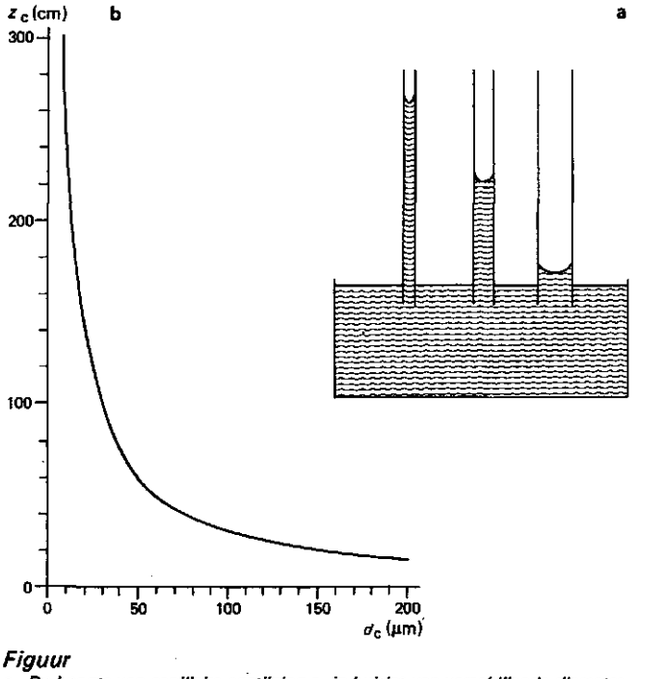
b. We nemen twee plaatjes van perspex of glas (5 x 5 cm) en maken ze nat. Dan zetten we ze op hun kant in een bak met een laagje water, met de vlakke kanten tegen elkaar aan. Daarna 'scharnieren' we één plaatje als een deur op een kier van ca. 3 mm afstand van het andere plaatje. Er ontstaat hierdoor een capillaire holte waarin we verschillende hoogtes van opstijging zien: klein bij de kier van 3 mm en groot waar de plaatjes vlak bij elkaar zitten. Het hoogteverloop van de meniscus lijkt op de curve in figuur 9.13b.

De resultaten van proef 9.10a suggereren dat het produkt van diameter en hoogte van opstijging een constante is. Inderdaad geldt:

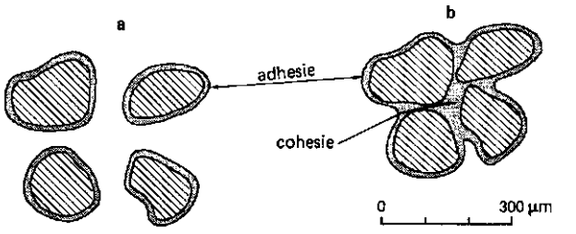
9.11 $$z_c = \frac{30\ \text{mm}^2}{d_c}$$ waarin

z_c = hoogte van capillaire opstijging van water bij ongeveer 10°C;
d_c = inwendige diameter van capillaire holte met cirkelvormige doorsnede.
De hoogte van de capillaire opstijging wordt groter naarmate de diameter kleiner is: ze zijn omgekeerd evenredig (figuur 9.13).

9.12 *Vraag*
Bereken de hoogte van capillaire opstijging in een porie met d_c = 100 µm.



9.13 *Figuur*
a. De hoogte van capillaire opstijging z_c in buisjes van verschillende diameter d_c.
b. Grafische weergave van formule 9.11: $z_c = 30\ mm^2/d_c$ met voor een bodemprofiel handige eenheden.



9.15 *Figuur*
Adhesie- en cohesiekrachten veroorzaken samen capillaire krachten. a. Vier aparte zandkorrels met elk een waterfilmpje door adhesie. Het waterfilmpje is overdreven dik getekend. b. Bij het samenvoegen ontstaat een capillaire holte.

Formule 9.11 is een omzetting van:

9.14 $$z_c = \frac{4\sigma}{\rho_w g} \times \frac{1}{d_c}$$ waarin
σ = oppervlaktespanning van water
ρ_w = dichtheid van water
g = zwaarteveldsterkte.
Voor de afleiding van 9.14 zie bv. Koorevaar en Dirksen, 1982: 78.
Invulling van 9.14 voor bodemwater geeft:

$$z_c = \frac{4 \times 0{,}075\ \text{N m}^{-1}}{1000\ \text{kg m}^{-3} \times 10\ \text{N kg}^{-1}} \times \frac{1}{d_c} = 0{,}3 \times 10^{4}\ \text{m}^2 \times \frac{1}{d_c} = \frac{30\ \text{mm}^2}{d_c}$$

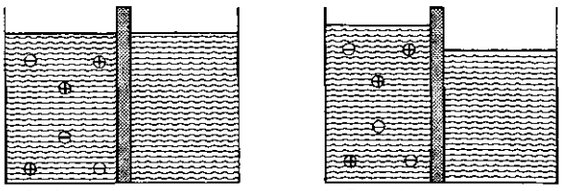
De *capillaire krachten* zijn in zand- en leemgronden de voornaamste oorzaak van waterbinding. Ze berusten op een combinatie van de *adhesiekrachten* tussen vaste fase en water en de *cohesiekrachten* tussen de watermoleculen onderling (figuur 9.15). Ten gevolge van de adhesie kruipt het water langs de wanden van de capillaire holte, waarbij het water, dat niet direct door de adhesie wordt beïnvloed, meegetrokken wordt door de cohesie.

9.2.4 Osmotische krachten

9.16 *Proef*
We schillen een grote aardappel en snijden hem doormidden. We zetten de helften neer op het snijvlak en maken bovenin een rond putje van 2 cm diep. In het ene putje wordt een schep suiker gedaan, in het andere niets. Nu plaatsen we beide stukken aardappel in een bak water, zodanig dat het waterniveau in de bak ongeveer halverwege de putjesdiepte staat. Al spoedig zien we de suiker vochtig worden en na een dag staat er water (suikeroplossing) in het putje. Het andere putje blijft droog.

Proef 9.16 is een illustratie van *osmose*. Dit is het verschijnsel dat een oplossing naar verdunning streeft. De osmotische kracht van de suikeroplossing is zo groot dat het water door de celmembranen van de aardappel getrokken wordt. De kleine overdruk van het waterniveau in het bakje kan dit niet bewerkstelligen.

In figuur 9.17 is een vergelijkbare proef getekend. Een vat is door een half-doorlatend membraan, bv. een varkensblaas, in tweeën gedeeld. In de ene helft is een zoutoplossing gedaan, in de andere helft een even groot volume zuiver water. Het membraan is alleen doorlatend voor de watermoleculen, niet voor de ionen van het zout. Na enige tijd staat het water in het deel met de zoutoplossing hoger dan in de andere helft met het zuiver water. De oorzaak is, dat de concentratie van watermoleculen in zuiver water hoger is dan in een zoutoplossing; er bewegen zich meer watermoleculen naar de oplossing dan andersom. Dit blijft zo tot de ontstane overdruk in het deel met de zoutoplossing het effect van het concentratieverschil nivelleert. Dan passeren evenveel watermoleculen het membraan in beide richtingen. In proef 9.16 fungeren de celmembranen van de aardappel als halfdoorlatend membraan.



a. Begintoestand b. Evenwicht

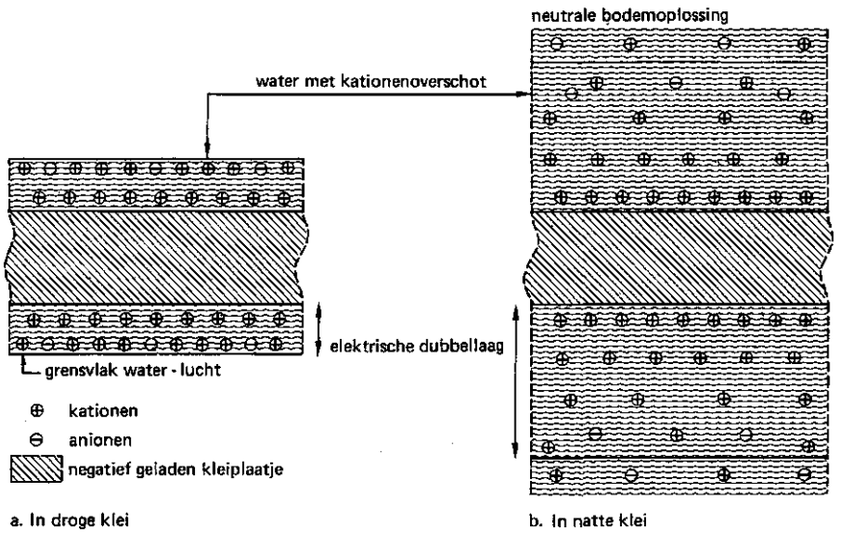
9.17 *Figuur*
Demonstratie van het osmotisch verschijnsel door een half-doorlatend membraan: a. begintoestand; b. evenwicht. Verklaring in de tekst.

Wat heeft osmose nu met grond te maken? In klei zijn veel kationen elektrisch gebonden aan de kleiplaatjes (figuur 9.18). De situatie is vergelijkbaar met figuur 9.17, omdat deze ionen ook in een compartiment 'gevangen' zitten, de zogenaamde elektrische dubbellaag. Daardoor veroorzaken ze een osmotische binding van water. In kleigronden is dit de belangrijkste oorzaak van waterbinding. Ook humus kan veel water binden door osmotische krachten. De osmotische binding is een vrij sterke binding.

Rondom het kleiplaatje moet evenveel positief ladingsoverschot blijven als de negatieve lading van het kleikristal bedraagt. Wel zal de gemiddelde afstand van de kationen tot het oppervlak van het kleikristal enigszins variëren met het vochtgehalte. Als er water aan droge klei (figuur 9.18a) toegevoerd wordt, zal de dikte van de elektrische dubbellaag dan ook groter worden door het osmotisch verschijnsel (figuur 9.18b). De dubbellaag wordt iets 'verdund'. De kationen blijven echter aan de kleimineralen gebonden en houden op hun beurt het water vast.

9.19 *Vragen*
a. Welke bindingskrachten voor water acht u belangrijk in lichte zavel?
b. Waarom bevat een bij 105°C gedroogde kleigrond nog water? (dit water telt voor het vochtgehalte niet mee)
c. Waarom zwelt klei bij het opnemen van water?

De drie soorten krachten, die in deze paragraaf besproken zijn, hebben alle te maken met de vaste fase, de zogenaamde matrix. Zij worden daarom tezamen *matrixkrachten* genoemd.



a. In droge klei b. In natte klei

9.18 *Figuur*
De elektrische dubbellaag rondom kleiplaatjes trekt water aan door osmose: a. in droge klei; b. in natte klei. Verklaring in de tekst.

9.3 ENERGIETOESTAND VAN HET BODEMWATER

9.3.1 Het begrip energietoestand

In 9.2.1 constateerden we de noodzaak om de sterkte van de waterbinding door de grond te kunnen karakteriseren. Voor zo'n beschouwing is het begrip energietoestand of potentiaal nodig. De energietoestand van het bodemwater geeft niet alleen van plek tot plek de mate aan waarin het vocht aan de bodemdeeltjes is gebonden, maar ook in hoeverre beweging van water mogelijk is. Het laatste wordt in het volgende hoofdstuk behandeld. We zullen het begrip energietoestand inleiden met een voorbeeld.

9.20 *Voorbeeld*
Iedereen weet dat vallen van 1 m hoogte minder gevaar oplevert dan een val van een dak van 8 m hoogte. Op het dak is de energietoestand veel hoger, zowel van mensen, dakpannen als waterdruppels. We kunnen dit als volgt uitrekenen. De potentiële energie U_p van een voorwerp ten opzichte van de aarde is:

9.21 $U_p = m\,g\,z$ waarin

m = de massa van het voorwerp;
g = de zwaarteveldsterkte $\approx$ 10 N/kg;
z = de verticale afstand tot het aardoppervlak of een daarmee evenwijdig referentieniveau.

De potentiële energie van een dakpan met m = 1 kg is op 8 m boven het aardoppervlak

$U_p = 1\ \text{kg} \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 8\ \text{m} = 80\ \text{N m} = 80\ \text{J}.$

Op 1 m hoogte wordt dit

$U_p = 1\ \text{kg} \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 1\ \text{m} = 10\ \text{N m} = 10\ \text{J}.$

De potentiële energie t.o.v. de aarde is evenredig met de hoogte boven het aardoppervlak. We kunnen ook zeggen: deze energie hangt af van de positie in het zwaartekrachtsveld. Om een voorwerp omhoog te brengen is energie nodig, die in het voorwerp wordt 'opgeslagen' als potentiële energie.
Voor een druppel water met m = 30 mg is op 8 m hoogte

$U_p = 24 \times 10^{-4}$ J; op 1 m hoogte is dit 3×10^{-4} J.

Door zijn kleine massa heeft de waterdruppel een veel lagere potentiële energie dan de dakpan. Voor de druppel geldt echter net als voor de dakpan dat U_p op het dak 8 x zo hoog is als op 1 m hoogte; dit feit heeft dus niets met de massa van het voorwerp te maken.

Uit dit voorbeeld volgt dat we een grootheid, genaamd *energieniveau, energietoestand* of *potentiaal* kunnen definiëren door de energie te delen door de massa:

9.22 $$\psi = \frac{U}{m}$$

De grootheid ψ is een zuivere maat voor de energietoestand van het bodemwater. Er zijn nog twee, soms handiger mogelijkheden om de energietoestand uit te drukken, als we energietoestand ruimer opvatten als 'energie per hoeveelheid van iets'. De eerste mogelijkheid is om energie te delen door volume, hetgeen voor een vloeistof of gas de grootheid *spanning* of *druk p* oplevert:

9.23 $$p = \frac{U}{V}$$

De tweede mogelijkheid is om energie te delen door gewicht, dat is de kracht waarmee de aarde aan een voorwerp trekt. We krijgen dan:

9.24 $$H = \frac{U}{G}$$ waarin

H = energiehoogte van het bodemwater (J/N = m);
G = gewicht (N).
Dit levert de zeer handige dimensie op van lengte, reden waarom we in dit boek de energietoestand van het bodemwater meestal als *hoogte* (vroeger: 'cm waterkolom') zullen uitdrukken. Tabel 9.25 geeft een overzicht van de mogelijkheden voor het uitdrukken van de energietoestand. Hieruit blijkt dat we 'energietoestand' als algemene term hanteren en 'potentiaal' reserveren voor energie per massa.

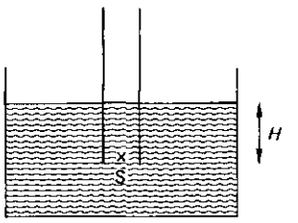
9.25 *Tabel*
Verschillende grootheden voor de energietoestand van bodemwater.

energietoestand	symbool	dimensie	SI-eenheid	aanbevolen naam
energie per massa	ψ	L^2T^{-2}	J/kg	potentiaal
energie per volume	p	$M^1L^{-1}T^{-2}$	J/m³ = Pa	spanning, druk
energie per gewicht	H	L^1	J/N = m	(energie)hoogte

Dat drukverschillen tevens verschillen in energietoestand zijn, laat zich gemakkelijk voorstellen, als we aan een storm denken, veroorzaakt door een lage-drukgebied. Drukverschillen kunnen zichtbaar gemaakt worden met een vloeistofkolom, zoals in een kwikbarometer. De hoogte van een vloeistofkolom is equivalent aan druk. De betrekking tussen beide grootheden wordt hieronder berekend; de conclusie is dat het gebruik van hoogte voor de energietoestand van water verantwoord is.

We steken een niet-capillaire buis, die aan twee zijden open is en waarvan de doorsnede een oppervlakte A heeft, tot diepte H in een bak met water (zie figuur 9.26). Hoe groot is de hydrostatische druk in punt S? Deze druk is de omgevingsdruk p_{amb} plus het gewicht van de waterkolom per oppervlakte.
In formule:

$$P_S = P_{amb} + \frac{G}{A}$$



9.26 *Figuur*
De hydrostatische druk in S is equivalent aan de hoogte H. Verklaring in de tekst.

Stel
m_w = massa van de waterkolom;
V_w = volume van de waterkolom;
$\rho_w = \frac{m_w}{V_w}$ dichtheid van water;
de effectieve druk $p_{w,S}$ in punt S = $p_S - p_{amb}$; dan geldt:

$$p_{w,S} = \frac{m_w g}{A} = \frac{\rho_w V_w g}{A} = \frac{\rho_w H A g}{A} = \rho_w g H$$

De dichtheid van water ρ_w vertoont slechts geringe fluctuaties, die we voor ons doel kunnen verwaarlozen. De zwaarteveldsterkte g is op één plaats op aarde constant. Nu kunnen we schrijven (C = constante):

$$p_{w,S} \approx C \times H$$

De overdruk in S t.o.v. de omgevingsdruk is gelijk aan een vrijwel constante factor maal de hoogte H. Daarom is H evenals de druk te gebruiken als maat voor de energietoestand van bodemwater.

In het algemeen geldt de volgende betrekking tussen de drie grootheden voor de energietoestand van bodemwater:

9.27 $$H = \frac{p}{\rho_w g} = \frac{\psi}{g}$$ ofwel $\psi : p : H = g : \rho_w g : 1$

Meestal wordt in formule 9.27 een effectieve druk p_w ingevuld, die gedefiniëerd is als:

9.28 $p_w = p_{abs} - p_{amb}$ waarin

p_w = de *waterspanning*;
p_{abs} = de absolute druk in het bodemwater;
p_{amb} = de *omgevingsdruk* (Eng. ambit = omgeving); in ons geval de heersende luchtdruk aan maaiveld = de druk in de grondwaterspiegel.

Als p_w positief is, spreken we van *overdruk*; een negatieve waarde van p_w wordt een *onderdruk* genoemd.
Als de waterspanning negatief is, wordt hij vaak *vochtspanning* genoemd.

Omdat men een negatieve waarde vaak lastig vindt, werd en wordt er veel gewerkt met het begrip *zuigspanning* (Eng. matric suction), dat is de absolute waarde van de vochtspanning. Je zou de zuigspanning ook kunnen definiëren als de kracht per oppervlakte waarmee de grond aan het water trekt, vergeleken met de omgevingsdruk. De zuigspanning is dus een energietoestand van de vaste fase en niet van het bodemvocht. Dit leidt tot verwarring bij het beschrijven van de energietoestand van het bodemwater. We zullen hiervan een voorbeeld geven. Even afgezien van het effect van de plaatshoogte, mogen we schrijven: 'Als de grond uitdroogt, wordt de vochtspanning kleiner (meer negatief). Is dezelfde grond ernaast natter, dan stroomt water van nattere naar drogere grond, dus van hogere naar lagere vochtspanning, dus van hogere naar lagere energietoestand van het bodemwater'. Deze redenering toont aan dat het gebruik van het begrip vochtspanning klopt met de potentiaaltheorie. Gebruiken we echter het begrip zuigspanning, dan moeten we het volgende schrijven: 'Als de grond uitdroogt, wordt de zuigspanning groter. Water stroomt van lagere naar hogere zuigspanning, dus van lagere naar hogere energietoestand'. De term zuigspanning klopt dus niet met de potentiaaltheorie van het bodemwater. De term slaat op de vaste fase, maar niet de vaste deeltjes stromen doch het water. Hieruit volgt dat de term zuigspanning sterk af te raden is.

Er is nog een andere verwarring met deze term. Hij is vaak uitgedrukt in lengte-eenheden, maar dan is de term zuig*spanning* fout en zou er zuig*hoogte* moeten staan (Eng. matric head). Een vager begrip *zuiging van de grond* zullen we wel gebruiken. Hoe droger de grond, des te sterker is de zuiging aan het water en des te kleiner (negatiever) is de vochtspanning.

9.29 *Vragen*

a. Bereken H en ψ, als de absolute druk in het bodemvocht p_{abs} = 90000 Pa.
b. Bereken H en ψ, als voor p in formule 9.27 wordt ingevuld:
p_w = − 10000 Pa. Heeft deze waarde van p_w iets te maken met die van p_{abs} in vraag a?
c. Kunt u een punt Q in een bodemprofiel tekenen waarvoor geldt: p_w = −10000 Pa?
d. Reken p_{amb} = 100000 Pa om in resp. kPa, MPa, bar en mbar.

9.3.2 Het begrip plaatshoogte

In voorbeeld 9.20 zagen we dat de zwaartekracht oorzaak is van energieverschillen. De zwaartekrachtspotentiaal ψ_g kunnen we berekenen door 9.21 en 9.22 te combineren:

9.30 $$\psi_g = \frac{U}{m} = g\,z$$

De index slaat op gravitatie (Eng. gravitation).
De energietoestand-door-gravitatie is ook uit te drukken als een hoogte, plaatshoogte H_g genaamd.
Combineren van 9.27 en 9.30 geeft:

9.31 $$H_g = \frac{\psi}{g} = \frac{g\,z}{g} = z$$

De *plaatshoogte* H_g is gelijk aan de *verticale afstand* z ten opzichte van een referentieniveau.

9.32 *Vragen*

a. Bepaal het verschil in plaatshoogte tussen de punten Q en S door het maaiveld als referentieniveau te nemen (figuur 9.34). De positieve waarde van de afstand tussen P en Q kunt u + PQ noemen, de negatieve −PQ, enz.
b. Idem met de grondwaterspiegel als referentieniveau.
c. Wat is uw conclusie uit a en b?

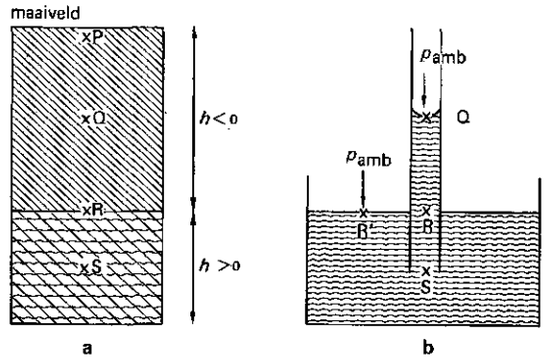
9.3.3 Het begrip drukhoogte

Naast de zwaartekracht vormen de matrixkrachten de belangrijkste oorzaak van verschillen in energietoestand van het bodemvocht. Onder matrixkrachten verstaan we de adhesie-, capillaire en osmotische krachten (§ 9.2), die door de vaste fase van de grond worden veroorzaakt. Een duidelijk voorbeeld van de werkzaamheid van matrixkrachten is proef 9.9: capillaire opstijging in zand. Wat zijn de gevolgen van de matrixkrachten voor de druk in het water? Wat is bv. de druk in een capillair? Deze is niet rechtstreeks te meten, maar wel indirect af te leiden.

9.33 *Proef*

We drukken twee droge, vetvrije plaatjes van perspex of glas (5 x 5 cm) met de vlakke kanten tegen elkaar en doen ze weer uiteen. Er is niets van enige aantrekking tussen de plaatjes te merken. Maar als de plaatjes nat gemaakt zijn, kost het enige moeite ze van elkaar te krijgen. We voelen een zuigkracht als we ze van elkaar trekken (verschuiven gaat gemakkelijker).

Bij de tweede in proef 9.33 beschreven situatie houdt de luchtdruk de plaatjes op elkaar, waaruit we kunnen concluderen dat de druk in het water in de capillair tussen de plaatjes kleiner is dan de omgevingsdruk. Er heerst een onderdruk. Het verloop van de druk in een capillair bekijken we met behulp van figuur 9.34.



9.34 *Figuur*

Onderdruk in een capillair en overdruk onder de vrije waterspiegel in een bekerglas (b). De vergelijkbare situatie in een bodemprofiel (a). Berekening zie tekst.

We gaan uit van hydrostatisch evenwicht, waarmee bedoeld wordt dat er geen water stroomt. Dan moet er in punt R omgevingsdruk heersen, anders zou er nog water stromen tussen R en R', die op dezelfde hoogte liggen. In S bedraagt de overdruk volgens 9.27:

$p_{w,S}$ = ρ_w x g x afstand RS.

Het gewicht van de waterkolom RS drukt op S. Een dergelijke overdruk ervaren we bij het duiken onder water als een druk op de oren. De vloeistofkolom QR echter drukt niet op R, maar hangt aan Q. Analoog is in Q de onderdruk:

$p_{w,Q}$ = − ρ_w x g x afstand QR.

De waterspanning p_w is in dit geval evenredig met de verticale afstand, waarbij een onderdruk een minteken krijgt.
Volgens formule 9.27 is elke effectieve druk om te rekenen in een hoogte:

9.35 $$h = \frac{p_w}{\rho_w g}$$

We noemen h de *drukhoogte*. Het is een belangrijke grootheid, die we veel zullen gebruiken. In ons systeem zou het symbool H_p beter passen (p van Eng. pressure), maar h is tamelijk ingeburgerd in Nederland en heeft als voordeel het ontbreken van een index.
In het geval van figuur 9.34 is h gelijk aan de verticale afstand en daardoor gemakkelijk voor te stellen. Formule 9.35 geldt echter algemeen, dwz. dat elke druk in het water in een hoogte (= lengte) kan worden omgerekend, of de druk nu veroorzaakt is door adhesiekrachten, capillaire krachten, osmotische krachten of een combinatie daarvan. Boven de grondwaterspiegel is de drukhoogte negatief, eronder positief (figuur 9.34).

9.36 *Vragen*

a. Wanneer is de drukhoogte kleiner: bij h = −100 cm of bij h = −200 cm?
b. Verbeter de volgende zin: de vochtspanning van het bodemwater bedraagt −150 cm.
c. Wat is de drukhoogte h in resp. de punten Q, R en S in figuur 9.34? Neem RQ = 3 cm en RS = 2 cm.
d. Idem voor de plaatshoogte H_g; neem hetzelfde referentieniveau als in vraag c.
e. Verwerk de antwoorden op c en d in een diagram met op de verticale as de verticale afstand z en op de horizontale as de hoogtes H. Hoe verlopen de lijnen die h en H_g voorstellen?
f. Teken in het diagram ook de lijn die H_g + h aangeeft. Conclusie?
g. Is de luchtdruk boven Q gelijk aan de absolute waterdruk in Q (figuur 9.34)?

9.3.4 Het begrip stijghoogte

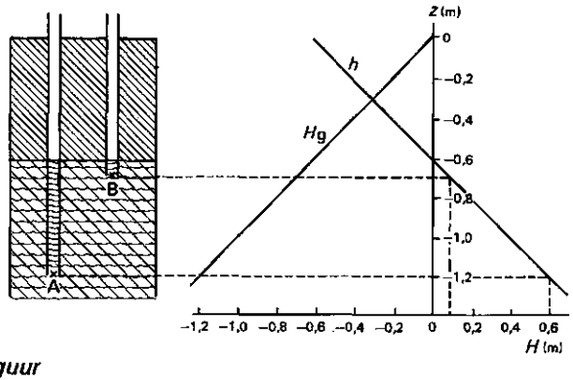
Uit het antwoord op vraag 9.36f blijkt dat de som van plaatshoogte en drukhoogte constant is bij statisch evenwicht. Ze heffen elkaars werking op, hun som verandert niet met de diepte. In niet-zoute gronden zijn er geen andere krachten-van-betekenis dan de zwaartekracht en de matrixkrachten die de energietoestand van het bodemwater beïnvloeden. Daaruit volgt dat de som van de plaatshoogte en drukhoogte bepalend is voor de binding en eventuele stroming van water. We noemen die som de *stijghoogte* H_h:

9.37 $H_h = H_g + h$

De index h komt van hydraulisch (Eng. hydraulic head). We kunnen deze index ook gebruiken voor de hydraulische potentiaal ψ_h. De Nederlandse term stijghoogte is ingeburgerd, maar kan verwarring geven als hij ten onrechte geassocieerd wordt met hoogte van capillaire opstijging. 'Stijghoogte' slaat op een speciaal geval waarin H_h gemeten kan worden met een niet-capillaire stijgbuis, nl. onder de grondwaterspiegel (zie de volgende subparagraaf). Maar formule 9.37 geldt voor het totale bodemwater. Het lijkt aan te raden de term van associaties te ontdoen en alleen te onthouden:
stijghoogte = plaatshoogte + drukhoogte.
Elders wordt stijghoogte wel 'piëzometrisch niveau' genoemd. Als op twee punten in de bodem de stijghoogte gelijk is, heerst er statisch evenwicht en zal er geen water stromen van het ene punt naar het andere. Bij deze bewering zijn de kleine effecten van verschillen in zoutconcentratie of luchtdruk in de grond verwaarloosd.

9.3.5 Bepaling van de drukhoogte in de bodem

Meting van de drukhoogte van het bodemwater vereist twee verschillende instrumenten. Onder de grondwaterspiegel kunnen de positieve waarden van de drukhoogte gemeten worden met een peilbuis. In de bodemvochtzone kunnen de negatieve waarden met een tensiometer bepaald worden. We zullen ze in deze volgorde bespreken.
Het type peilbuis, waarmee de drukhoogte en de stijghoogte gemeten kunnen worden, heet *piëzometer* of *stijg(hoogte)-buis*. De inwendige doorsnede bedraagt enige cm, zodat er geen sprake is van capillaire werking of van weerstand tegen stroming in de buis. De buis is open aan de boven- en onderkant, maar de zijkant is gesloten. De onderkant is door een filter tegen instroming van grond beschermd. Als de buis in het grondwater steekt, stelt zich een waterspiegel in de buis in (figuur 9.38).

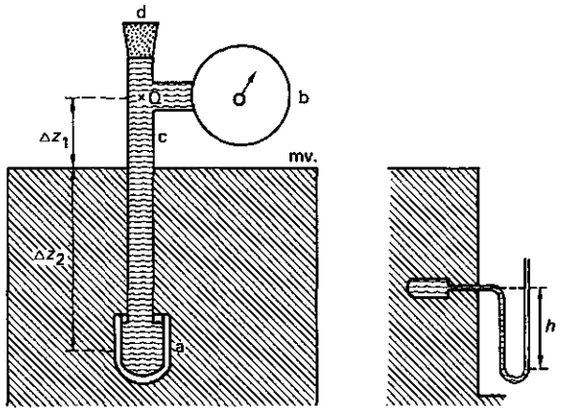


9.38 *Figuur*
Twee piëzometers in een bodemprofiel. De energietoestanden van het bodemwater zijn als hoogtes in een diagram aangegeven. Er is capillair contact tot aan maaiveld verondersteld. Naar Koorevaar & Dirksen, 1982: 89.

9.39 *Vragen*
a. Waarom heeft een piëzometer alleen een opening aan de onderkant en niet of nauwelijks aan de zijkant van de buis?
b. Wat zijn de referentieniveaus voor de drukhoogte resp. plaatshoogte in figuur 9.38?
c. Hoeveel bedraagt de drukhoogte in punt A? En in B? Zelfde vraag voor de plaatshoogte.
d. Zal er water stromen tussen A en B of is er statisch evenwicht (figuur 9.38)?

Het meest gebruikte instrument voor meting van negatieve waarden van h is de *tensiometer* (Eng. tension = spanning; figuur 9.40). De tensiometer bestaat uit een niet-geglazuurde, poreuze, keramische kop, een daarop aangesloten plastic buis, beiden met water gevuld, en een drukmeter. Het water staat via de zeer fijne poriën in de kopwand in verbinding met het vocht in de bodem. Als er evenwicht is tussen bodemvocht en tensiometerwater, wordt de druk afgelezen, die kan worden vertaald in de drukhoogte van het bodemvocht ter plaatse van de tensiometerkop.

Figuur 9.40b toont een ouderwetse tensiometer, die het werkingsprincipe goed illustreert. Als drukmeter fungeert een U-buis met water. Bij het aanbrengen van de kop in de grond staat het water in de benen van de U-buis even hoog. Omdat het bodemvocht een lagere druk heeft, gaat er water stromen van de tensiometer naar de bodem, totdat de energietoestand van het bodemvocht rond de kop en het water in de kop gelijk is. Het waterniveau in de open buis is dan gedaald. Bij evenwicht geldt dat de drukhoogte h gelijk is aan de negatief genomen afstand van daling. Het bezwaar van deze eenvoudige tensiometer is de grote waterverplaatsing. Waterbeweging vanuit de tensiometer naar de grond verandert de daar heersende energietoestand van het bodemvocht, die juist gekarakteriseerd moet worden. Er moet dus lang worden gewacht tot de oude toestand hersteld is. Het gebruik van kwik in de U-buis reduceert dit bezwaar, maar heft het niet op. Moderne tensiometers zijn gebaseerd op zeer kleine waterverplaatsingen, door het gebruik van elektrische drukopnemers (Eng. transducers). De meting berust op de elektronische registratie van elektrische weerstand ten gevolge van verplaatsingen van een membraan. Na te zijn geijkt kan het apparaat deze verplaatsingen weergeven als de juiste drukhoogtes. Foutenbronnen zijn: schommelende temperatuur; onvoldoende contact tussen kop en bodemvocht; intrede van lucht in de tensiometer. Regelmatige verversing met ontlucht water is noodzakelijk. Het is niet zo'n gemakkelijk instrument om te hanteren, wat een reden kan zijn dat het vooral voor wetenschappelijk onderzoek gebruikt wordt, althans in Nederland, en nauwelijks in de boerenpraktijk. De in figuur 40a getekende tensiometer wordt overigens wel eens gebruikt om het juiste tijdstip van irrigatie te bepalen in het buitenland.



a Met vacuumdrukmeter b Met watermanometer

a. poreuze kop
b. vacuumdrukmeter
c. buis met water
d. afneembare dop voor ontluchting

9.40 *Figuur*
Tensiometers. a. Met vacuummanometer; en b. met watermanometer. Naar Koorevaar & Dirksen, 1982: 91 (figuur a).

9.41 *Vragen*

a. Zou een tensiometer ook positieve waarden van h kunnen meten?
b. Kunt u bedenken waarom $h = -900$ cm ongeveer de laagste waarde is waarbij de tensiometer goed blijft functioneren?
c. Hoe klein moeten de poriën in een tensiometerkopwand tenminste zijn om intrede van lucht te voorkomen?
d. Teken een diagram van plaatshoogte en drukhoogte voor het water in de tensiometer van figuur 9.40a, als $\Delta z_1 = 20$ cm en $\Delta z_2 = 60$ cm. Er is statisch evenwicht. De meter wijst aan dat de drukhoogte in punt Q gelijk is aan $h_Q = -200$ cm.

9.42 *Vragen*

a. Het water in een bodemprofiel verkeert in statisch evenwicht. Rangschik de volgende bodemwaterzones van grotere naar kleinere waarde van de drukhoogte: open-capillaire zone, grondwaterzone, hangwaterzone, bodemvochtzone en vol-capillaire zone.
Vul telkens in: 'groter' of 'kleiner' (vragen b t/m n).
b. De druk onder het freatisch vlak is ..... dan in de grondwaterspiegel.
c. Het luchtgehalte in verzadigde grond is ..... dan in onverzadigde grond.
d. De sterkte van de binding door adhesiekrachten is ..... dan die door capillaire krachten.
e. Bij verwelkingspunt is de vochtigheid van zand ..... dan die van klei.
f. De hoogte van opstijging in een nauwere capillair is ..... dan in een wijdere.
g. De kromming van de meniscus is in een nauwere capillair ..... dan in een wijdere.
h. Bij evenwicht is de drukhoogte in de meniscus van een nauwere capillair ..... dan in die van een wijdere.
i. De energietoestand van slootwater is ..... dan van bodemvocht op dezelfde hoogte tov. NAP.
j. De plaatshoogte in het grondwater is .... dan in het maaiveld.
k. De zuiging van natte grond is ..... dan van droge.
l. De drukhoogte in een verticaal geplaatste tensiometer is bij de meter ..... dan bij de poreuze kop.
m. De waterverplaatsing in een tensiometer met een elektrische drukopnemer is ..... dan in één met een kwikmanometer.
n. Een centibar is .... dan een pascal.

9.4 VERBANDEN TUSSEN DRUKHOOGTE EN VOCHTGEHALTE

9.4.1 Vochtkarakteristiek of pF-curve

In proef 9.6 bleek, dat de vochtigheid waarbij planten permanent verwelken, van grondsoort tot grondsoort verschilt. De zuiging die planten maximaal kunnen uitoefenen, ligt in de buurt van 1,6 MPa, equivalent aan 160 m. Bij het permanente-verwelkingspunt heerst er dus een drukhoogte $h = -160$ m in het bodemvocht. Dit geldt voor elke grondsoort.
We kunnen het resultaat van proef 9.6 als volgt generaliseren: bij eenzelfde energietoestand van het bodemvocht heeft elke grondsoort zijn eigen vochtgehalte. Tabel 9.43 illustreert dit voor de grondsoorten uit deze proef. Dus, als je even hard aan verschillende grondsoorten zuigt, krijgt elke grondsoort zijn *karakteristieke* vochtgehalte. Het verband tussen drukhoogte en vochtgehalte wordt daarom de *vochtkarakteristiek* van een grondmonster genoemd.

9.43 *Tabel*

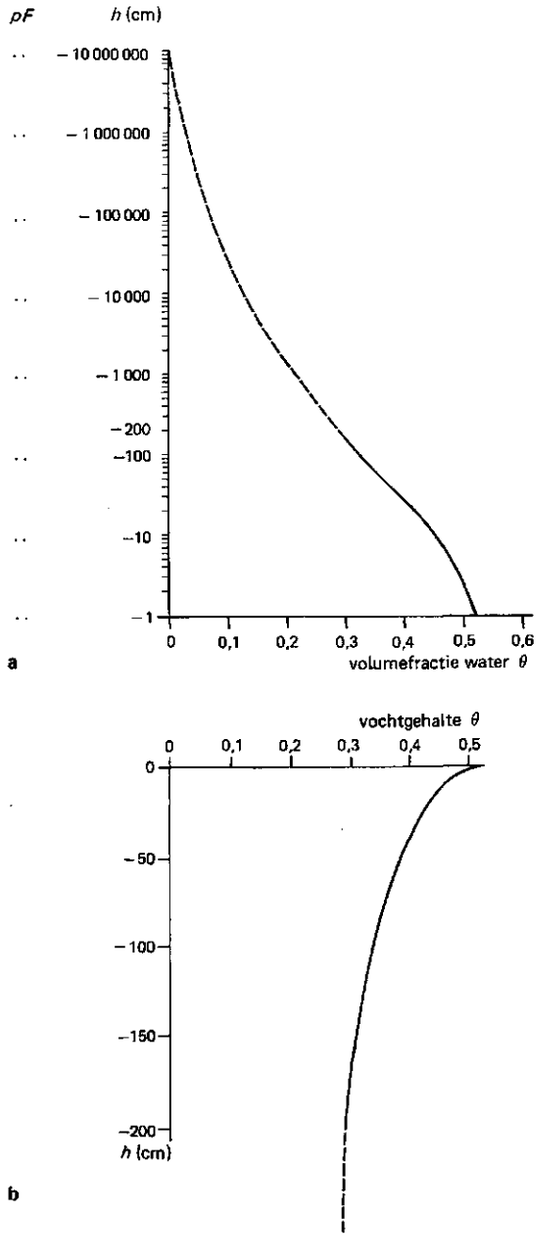
Vochtgehaltes bij verschillende energietoestanden.

grondsoort	volumefractie water θ		
	bij verzadiging	na uitlekken	bij verwelking
een duinzand	0,42	0,09	0,02
een löss	0,48	0,34	0,08
een zware zavel	0,49	0,44	0,21
een zware klei	0,56	0,50	0,36

Een andere naam voor vochtkarakteristiek is waterretentiecurve (retentie = het vasthouden). De bepaling van de curve geschiedt namelijk meestal door telkens meer kracht aan te wenden om vocht uit het monster te zuigen of te drukken, en te meten hoeveel water de grond nog vasthoudt. Eenzijdig-logaritmisch uitgezet wordt de vochtkarakteristiek ook *pF-curve* genoemd. Waarom een half-logaritmisch assenstelsel nodig is, toont figuur 9.44.
In figuur 9.44b is een deel van een vochtkarakteristiek getekend. De schaalverdeling op de y-as gaat maar tot $h = -200$ cm, terwijl we hierboven al zagen dat een interessant punt van de curve bij $h = -16000$ cm ligt. Als we dit lineair uitzetten, zou de y-as veel te lang worden, of te weinig nauwkeurig bij de hogere vochtgehaltes. Schofield (1935) heeft om deze reden de grootheid pF ingevoerd:

9.45 $$pF = \lg\left(-\frac{h}{\text{cm}}\right)$$

De pF is een onbenoemd getal, nl. de positieve logaritme van



9.44 *Figuur*

Vochtkarakteristiek van een monster uit een zavelgrond, op twee manieren uitgezet: a. logaritmische schaalverdeling voor de drukhoogte; vraag 9.46 nodigt u uit de pF-waarden zelf in te vullen; b. beide assen met lineaire schaalverdeling.

het positief genomen maatgetal van de drukhoogte in cm. Een goede naam zou zijn: zuighoogte-exponent; gebruikelijk is echter om het symbool als naam te gebruiken (spreek uit: peeèf). In formule 9.45 mogen alleen waarden van $h \leqq 0$ worden ingevuld, omdat de logaritme van een negatief getal niet bestaat. De pF is dus alleen voor de bodemvochtzone gedefiniëerd. Figuur 9.44a geeft een volledige vochtkarakteristiek, eenzijdig-logaritmisch uitgezet. De pF-curve wordt meestal in het eerste quadrant getekend, omdat de pF positief is. Deze gewoonte zullen we handhaven, ook als alleen de drukhoogte op de y-as vermeld staat.

9.46 *Vragen*

a. Bereken pF voor de volgende waarden van h: 0, –1, –10, –50, –100, –200, –300, –1000, –10000, –16000, –100000, –10000000 cm. Vul de toepasselijke waarden van pF in figuur 9.44 in.

b. Schrijf de waarden van h uit a als een macht 10. Wat stelt de pF dus voor? Probeer nu het symbool pF te verklaren.

9.4.2 Bepaling van de vochtkarakteristiek

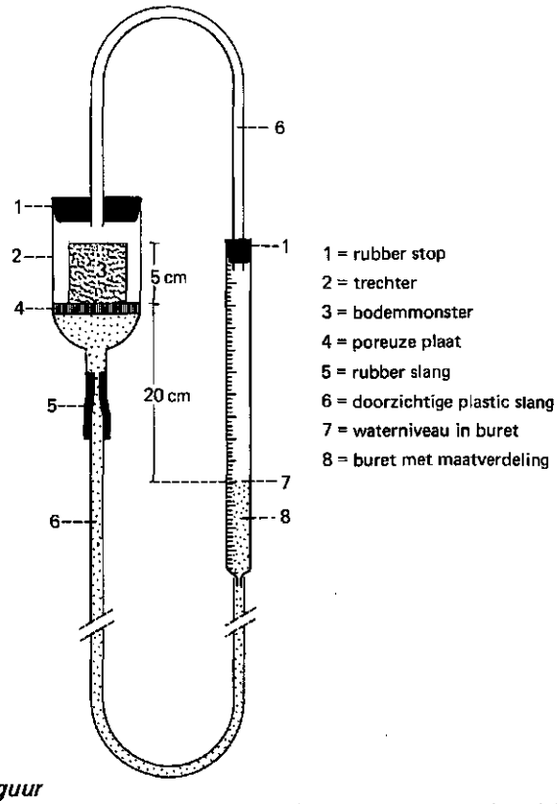
9.47 *Proef*

Onderaan een trechter, waarin zich een poreuze plaat bevindt met poriën van ca. 40 µm, maken we een slang van ongeveer 1 m lengte vast (*vergelijk het linkerdeel van figuur 9.48*). De slang buigen we om zodat het vrije uiteinde ter hoogte komt van de bovenkant van de trechter (statieven). We gieten water in de slang en blazen in het vrije been om de ingesloten lucht door de poreuze plaat te persen. Resterende lucht kan verwijderd worden door zuigen met een slangetje op de bovenkant van het filter. Nu zetten we een ring met vrijwel verzadigde potgrond op het filter (de grond wordt met een lapje en elastiekje in de ring gehouden). Vervolgens wordt het vrije uiteinde van de slang 30 cm omlaag gebracht. We zien water uit de slang stromen (na aanbrengen van een dwarsbuisje is het druppelen goed te zien). Na een uur is het druppelen vrijwel tot stilstand gekomen. Wordt het hoogteverschil tussen filter en waterniveau in het vrije been op meer dan 70 cm gebracht, dan zien we lucht door het filter toetreden en wordt het hydrostatisch contact met het grondmonster verbroken.

De vochtkarakteristiek wordt meestal bepaald door uit te gaan van een verzadigd bodemmonster, waaraan het water in stappen wordt onttrokken. Zo wordt een *desorptiecurve* verkregen. Proef 9.47 toont het grondprincipe: het bodemwater in evenwicht laten komen met een bepaalde drukhoogte. Door het omlaag brengen van het vloeistofniveau ontstaat in de trechter een negatieve drukhoogte, die zich ook meedeelt aan het natte bodemmonster, zodat water onttrokken wordt. De uitgestroomde hoeveelheid water kan met een buret gemeten worden (figuur 9.48) of via weging.

Bij de opstelling in figuur 9.48 wordt het vochtgehalte bepaald bij $h = -22\frac{1}{2}$ cm. Het waterniveau in de buret moet op dezelfde diepte tov. het bodemmonster gehouden worden, totdat er geen water meer stroomt. De tussen twee h-waarden uitgestroomde hoeveelheid water is een maat voor het verschil in θ. Voor $h = -150$ tot -500 cm is een aanpassing met kwik nodig.
Voor bepaling tussen $h = 0$ (verzadiging) en $h = -500$ cm kan men zowel trechters als een zandbad gebruiken. De poreuze plaat moet wel fijnere poriën hebben dan de 40 µm in proef 9.47, om tot $h = -500$ cm met water gevuld te blijven. In het zandbad is Blokzijlzand geschikt, een uiterst fijn zand uit de Noordoostpolder (vergelijk kader 5.42). Voor h-waarden tussen -150 en -500 cm moet het zand worden afgedekt met een fijner materiaal, bv. kaolien.

De vorm van het 'nattere' deel van de pF-curve is afhankelijk van de actuele bodemstructuur. Bepaling van dat deel moet daarom geschieden aan ongeroerde monsters. Men gebruikt

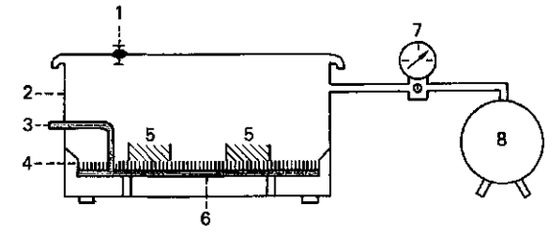


9.48 *Figuur*

Apparaat met een trechter met poreuze plaat voor het meten van de vochtkarakteristiek van h = $-2\frac{1}{2}$ *tot* -150 *cm. Verklaring in de tekst.*

monsterringen, die voldoende groot moeten zijn om de natuurlijke variabiliteit weer te geven. In krimpende gronden is het volume van het monster niet constant bij uitdrogen. Dan is het gebruik van kluiten nodig, die met flexibel SARAN-plastic bedekt zijn, waarmee tevens de optredende volumeveranderingen kunnen worden vastgesteld. Voor het drogere deel van de curve ($h < -1000$ cm) is een ongeroerd monster niet nodig, omdat de capillaire binding dan geen rol meer speelt.

Vochtgehaltes bij drukhoogtes van -1000 tot en met -16000 cm worden tot stand gebracht door een overdruk aan te brengen in een drukvat, dat aan de onderkant is afgesloten door een fijnporeuze keramische plaat (figuur 9.49) of twee plastic membranen. In het laatste geval wordt het apparaat wel membraanpers genoemd. Het water wordt hier dus niet uit het monster gezogen, maar geperst. Als er evenwicht is, wordt het drukvat opengemaakt en het waterverlies door weging bepaald.



9.49 *Figuur*

Apparaat met drukvat voor het meten van de vochtkarakteristiek in het traject h = -1000 *tot en met* -16000 *cm. Verklaring in de tekst.*

9.4.3 Toepassing van de vochtkarakteristiek

Uit de vochtkarakteristiek kunnen we enige belangrijke eigenschappen van een grondmonster aflezen, die weer van toepassing zijn op de laag waarvoor het monster representatief is. We zullen dit gedeeltelijk vragenderwijs, gedeeltelijk constaterend behandelen met behulp van figuur 9.44. Een samenvatting staat in figuur 9.57.

9.50 *Vragen*

De vragen a t/m d slaan op figuur 9.44.

a. Wat is de porositeit ϕ_p van de zavel?
b. Wat is het vochtgehalte-bij-het-permanente-verwelkingspunt θ_{wp}?
c. Wat is het luchtgehalte-bij-verwelkingspunt $\phi_{a,wp}$?
d. Wat is de volumefractie vaste fase ϕ_{m+h}?
e. Hoe noemen we de toestand van de grond bij $h = -10^7$ cm?

Uit de antwoorden op deze vragen blijkt dat de volumefracties van de drie fasen uit de vochtkarakteristiek zijn af te lezen voor elke waarde van de drukhoogte. Figuur 9.57 vat dit samen. Voor gronden die krimpen bij uitdrogen is de fasenverdeling alleen uit de curve te halen als de krimp erin verwerkt is.

De voor de praktijk belangrijkste vraag t.a.v. de vochtkarakteristiek is: hoeveel vocht is er voor de plant beschikbaar? Het vochtgehalte, waarbij planten permanent verwelken, noemen we het verwelkingspunt θ_{wp} (Eng. wilting point). Het vocht dat bij het verwelkingspunt nog in de grond zit, is niet beschikbaar. Dit wordt vaak aangeduid met 'het vocht boven pF = 4,2'. Is al het vocht beneden pF = 4,2 wel beschikbaar? Als we in de winter in een polder kijken, kunnen we tijdens zware regenval water uit de drainbuizen in de sloot zien lopen. Houdt

9.51 *Kader*

DE BESCHIKBAARHEID VAN BODEMVOCHT VOOR DE PLANT

De hoeveelheid voor de plant beschikbaar hangwater is geen statische grootheid omdat zij bepaald wordt door twee dynamische processen: aan de ene kant het wegzakken van water onder invloed van de zwaartekracht en aan de andere kant het uitdrogen van de grond door de groeiende en dus verdampende planten. Na een hevige regenbui of na irrigatie blijkt de bodem reeds na korte tijd niet meer met water verzadigd te zijn. Een gedeelte van het water is nl. zo weinig gebonden dat het naar beneden wegstroomt uit de wortelzone. Dit is gunstig omdat de plant in een met water verzadigde grond meestal spoedig gebrek aan zuurstof heeft, waardoor de groei en dus ook de wateropname zou stagneren.

De situatie die in de bodem ontstaat na uitzakken van regenwater vormt de begrenzing van de hoeveelheid voor de plant beschikbaar hangwater aan de natte zijde. Men noemt de volumefractie vocht die bij deze situatie hoort *veldcapaciteit*. Bij het begrip veldcapaciteit moet men onderscheid maken tussen gronden met hoge grondwaterstanden enerzijds en die met zeer diepe grondwaterstanden anderzijds. In het eerste geval kan men globaal spreken van een evenwichtstoestand met het grondwater.

De volumefactie vocht correspondeert met de drukhoogte die, afgezien van het teken, ongeveer gelijk is aan de afstand tot de grondwaterspiegel (zie voorbeeld 9.62). Voor Nederlandse omstandigheden wordt vaak uitgegaan van een grondwaterstand van 100 cm beneden maaiveld in het voorjaar. De minimale volumefractie vocht van de bodem correspondeert dan met ongeveer pF = 2,0. Dit is een *minimale* hoeveelheid vocht, omdat in het geval van een grondwaterstand van 100 cm alleen de bovengrond op ongeveer pF = 2,0 is. Dieper bevat de grond meer vocht omdat de drukhoogte gaande naar de grondwaterspiegel toeneemt tot nul. Door van pF = 2,0 uit te gaan bij deze grondwaterstand zal de veldcapaciteit meer onderschat worden naarmate de wortelzone dikker is. Dan is pF = 1,7 misschien een betere schatting.

In het geval van zeer diepe grondwaterstanden zoals die zich voordoen in hangwaterprofielen, kan de hierboven omschreven evenwichtsverdeling niet meer als uitgangspunt worden genomen. In deze gevallen neemt men op grond van praktijkervaringen de volumefractie vocht die correspondeert met pF = 2,3.

De tweede grens van het beschikbare hangwater is het *verwelkingspunt*. Verwelking zal optreden wanneer de toelevering van water aan de plant achterblijft bij de afvoer via transpiratie. Dit punt is evenmin statisch gedefinieerd, maar hangt af van de doorlaatkarakteristiek van de grond en van de potentiaalgradiënten op de grensvlakken wortel – bodem en blad – atmosfeer. Alhoewel het verwelkingspunt dus niet statisch gedefinieerd is, komt men op grond van praktijkervaringen tot de conclusie dat water, gebonden met een hogere waarde dan pF = 4,2 ($h = -16000$ cm), voor de plant niet of nauwelijks meer opneembaar is. Men constateert dat boven pF = 4,2 de planten permanent verwelken en men noemt de volumefractie vocht die correspondeert met pF = 4,2 het verwelkingspunt van de bodem. De waarde van pF = 4,2 voor het verwelkingspunt is het maximum tot waar planten water aan de bodem kunnen onttrekken. Deze waarde is evenwel geen abrupte grens. Reeds voordat deze maximumwaarde bereikt is, kost het de planten met het afnemen van de drukhoogte steeds meer moeite om water op te nemen uit de bodem. Men ziet dan ook dat planten al groeiremmingen gaan vertonen als gevolg van een vochttekort bij lagere pF-waarden dan pF = 4,2. Het is afhankelijk van de soort plant bij welke pF-waarde deze remmingen gaan optreden. Voor gras bijvoorbeeld begint dit al bij pF = 2,8, maar granen vertonen pas groeiremming bij pF = 3,0. Men spreekt in dit verband van *gemakkelijk en moeilijk beschikbaar water.*

Samenvattend kan men zeggen dat de hoeveelheid voor de plant beschikbaar hangwater geen statische grootheid is maar wel met enige vuistregels benaderd kan worden. Aan de natte kant is bij ondiepe grondwaterstanden de diepte van de grondwaterspiegel bepalend voor de volumefractie vocht. In deze gevallen is de veldcapaciteit het vochtgehalte dat correspondeert met pF-waarden van ongeveer 1,7 à 2,0. In het geval van diepe grondwaterstanden is veldcapaciteit het vochtgehalte bij pF = 2,3. Aan de droge kant is het verwelkingspunt de grens waarbij het water niet langer beschikbaar is voor de planten; dit vochtgehalte ligt bij pF = 4,2.

Reeds voordat het verwelkingspunt bereikt is, kunnen er groeiremmingen in de plant optreden als gevolg van watertekort. Bij welke pF-waarde dit gebeurt is soortafhankelijk.

de regen op, dan lopen de buizen nog een flinke tijd door, ook als er geen plassen op het land stonden. Uit deze waarneming blijkt, dat (gerijpte) grond minder water tegen de zwaartekracht in kan vasthouden dan het maximaal kan bevatten. Het vochtgehalte na uitlekken in de veldsituatie wordt de *veldcapaciteit* θ_{fc} genoemd (Eng. field capacity). Dit vochtgehalte is geen constante voor een grondsoort, maar hangt van de aard van de ondergrond en de diepte van de grondwaterspiegel af. Ook de drukhoogte bij veldcapaciteit is niet constant (zie kader 9.51), maar kan sterk schommelen om $h_{fc} = -100$ cm. Deze laatste waarde, pF = 2,0, wordt vaak gebruikt om de veldcapaciteit te karakteriseren. Hoewel dit in zijn algemeenheid onjuist is, zullen er hier toch even van uitgaan. Het vocht beneden pF = 2,0 is dus niet beschikbaar voor de plant, omdat het wegzakt naar de ondergrond.

Voorbeeld 9.53 geeft een berekening van de hoeveelheid beschikbaar vocht. Onder *volumefractie beschikbaar hangwater* θ_{hw} zullen we verstaan: het vochtgehalte bij veldcapaciteit minus dat bij verwelkingspunt (in de wortelzone). In formule:

9.52 $\theta_{hw} = \theta_{fc} - \theta_{wp}$

Hierbij zij aangetekend dat het vocht niet overal in dit traject even gemakkelijk beschikbaar is. Bij een vochtgehalte boven pF $\approx$ 3 kan het gewas al groeivertraging vertonen (kader 9.51).

9.53 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: De zavel uit figuur 9.44 verkeert op veldcapaciteit bij $h = -100$ cm.
Gevraagd: Bereken de volumefractie beschikbaar hangwater en druk deze uit in een waterdikte per 10 cm grondlaag.
Oplossing: In figuur 9.44 lezen we bij $h = -100$ cm af, dat $\theta_{fc} = 0{,}34$; bij $h = -16000$ cm geldt $\theta_{wp} = 0{,}11$.
Dan is de volumefractie beschikbaar hangwater $\theta_{hw} = 0{,}34 - 0{,}11 = 0{,}23$. In een laag van 10 cm dikte ($d = 100$ mm), bestaande uit deze zavel, is de beschikbare waterdikte 0,23 x 100 mm = 23 mm.
Dit berust op de formule $d_w = \theta \times d$ die volgt uit formule 4.16: $\theta = V_w/V_t$ en formule 4.8: $d_w = V_w/A = V_w/(V_t/d)$.

Het uitdrukken van de hoeveelheid vocht in een waterdikte (mm) is aantrekkelijk, omdat een directe vergelijking mogelijk is met neerslag en verdamping. Daarom definiëren we de *beschikbare hangwaterdikte* d_{hw} als volgt:

9.54 $d_{hw} = (\theta_{fc} - \theta_{wp}) \times d$ waarin

d = verticale dikte van een grondlaag.
Als een grond niet verzadigd is en er komt een regenbui, dan kan er tijdelijk water in opgeslagen worden, zonder dat er (veel) plasvorming aan maaiveld optreedt. Dit bergingsvermogen is bv. voor recreatieterreinen een belangrijke eigenschap. Het *bergingsvermogen* kunnen we definiëren als het volume water dat nodig is om een deel van de grond, met gegeven waterinhoud, in de verzadigde toestand te brengen. Drukken we dit in een waterdikte uit, dan spreken we van het *areïeke bergingsvermogen* d_b:

9.55 $d_b = (\phi_p - \theta_{act}) \times d = \phi_a \times d$ waarin

ϕ_p = volumefractie poriën;
ϕ_a = volumefractie lucht;
θ_{act} = actuele volumefractie water.
Voor het actuele vochtgehalte kan bv. θ_{fc} ingevuld worden.

9.56 *Vragen*

a. Bereken d_b voor de zavel uit figuur 9.44, in de veronderstelling dat de bodemvochtzone van 1,5 m dikte uit dezelfde zavel bestaat en gemiddeld een $h = -100$ cm heeft. Wat vindt u van deze waarde van het bergingsvermogen?
b. Kunt u met een spons de begrippen veldcapaciteit en verwelkingspunt demonstreren?
c. Een zandgrond heeft een wortelzone van 70 cm en is ingeplant met appelbomen. De profielgegevens zijn:

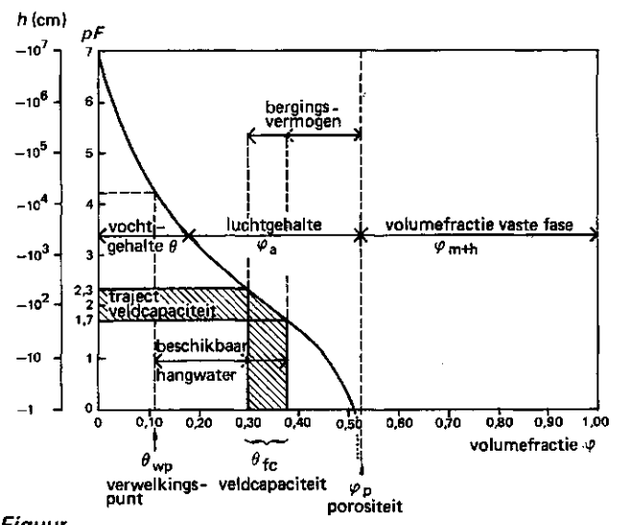
d_{mv}	grondsoort	θ_{fc}	θ_{wp}
0-30 cm	humeus zand	0,20	0,06
30-70 cm	humusarm zand	0,11	0,02

Van het beschikbare hangwater is 75% verbruikt. Er wordt beregend, totdat het verbruikte deel van het beschikbare hangwater weer volledig aangevuld is. Er is geen capillaire wateraanvoer vanuit de ondergrond. Het waterverlies ten gevolge van directe verdamping en wegzijging tijdens de beregening bedraagt 10% van de watergift. Als de regenintensiteit van de sproeiers 8 mm/h bedraagt, bereken dan het benodigd aantal sproeiuren.

Wat in deze subparagraaf besproken is, inclusief de antwoorden op de vragen, is samengevat in figuur 9.57. Uit deze figuur blijkt duidelijk dat in ons systeem het symbool ϕ_w beter zou passen dan het gangbare θ (vergelijk 4.2.2). Voor een toelichting op het gekozen traject voor veldcapaciteit zie kader 9.51.

9.4.4 Vochtkarakteristieken van een aantal grondsoorten

Figuur 9.59 toont vochtkarakteristieken van monsters van vier sterk verschillende grondsoorten: duinzand, löss, zware rivierklei (alle drie humusarm) en veenmosveen. De curves weerspiegelen de verschillen in belangrijkheid van de bindingskrachten. Bij weinig negatieve waarden van de drukhoogte (pF < 3) hangt het vochtgehalte vooral van de poriëngrootteverdeling af (capillaire krachten). Het veenmosveen heeft de hoogste porositeit (zie snijpunt met de x-as), maar bij pF = 3 is zijn vochtgehalte lager dan van de zware klei. Dit betekent dat het veenmosveen meer volume aan grovere poriën bevat dan de zware klei. Omgekeerd bindt de klei meer water op osmotische wijze (pF > 3). Het duinzand verliest veel water in het traject tussen pF = 1 en 2. Dit houdt in dat het duinzand veel poriën bevat met een equivalente diameter tussen 300 en 30 µm (berekend met formule 9.68). Dit zijn de pakkingsporiën tussen de zandkorrels. Boven pF = 3 à 4 worden de verschillen tussen de grondsoorten niet meer bepaald door structuur + textuur maar alleen door de textuur en het humusgehalte.



9.57 *Figuur*

Toepassingen van de vochtkarakteristiek, gedemonstreerd aan dezelfde pF-curve als in figuur 9.44. Verklaring in de tekst en de antwoorden.

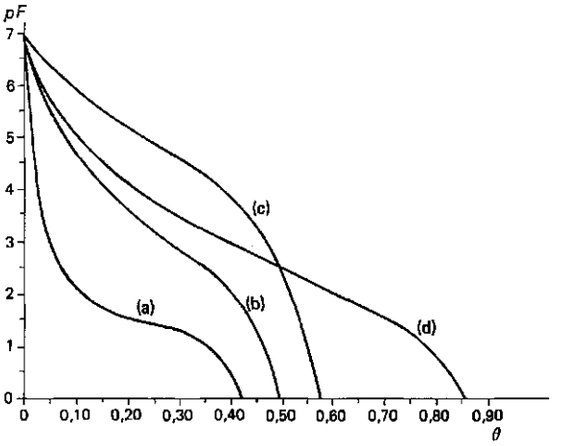
9.58 *Vragen*

a. Verklaar de verschillen in vochtgehalte bij pF = 4,2 van de grondsoorten in figuur 9.59 of tabel 9.43 vanuit de samenstelling van de vaste fase.

b. Schets een pF-curve van een monster uit een dichtgereden kleigrond; idem uit dezelfde kleigrond na een grondbewerking (beide curves in één diagram tekenen).

9.59 *Figuur*

pF-curves van: a. een duinzand; b. een löss; c. een zware rivierklei; d. een veenmosveen. Van der Valk & Stakman, 1969: 422.



9.60a *Tabel*

Standaardvochtkarakteristieken (desorptie) van 20 bodemhorizonten en de hoeveelheid beschikbaar hangwater bij 3 waarden van de veldcapaciteit. De bodemhorizonten staan omschreven in tabel 9.60b. Ontleend aan Poelman & Van Egmond (1979) en Krabbenborg e.a. (1983).

Nr.	f_{hd}	$f_{L+S,d}$	M_Z	f_{Ld}	ρ_d	φ_p	volumefractie water θ (%) bij pF =									θ_{hw}		
	(%)	(%)	(μm)	(%)	(kg/m³)	(%)	1,0	1,5	1,7	2,0	2,3	2,7	3,0	3,4	4,2	1,7 min 4,2	2,0 min 4,2	2,3 min 4,2
1	0,5	6	155	–	1630	38	34	31	24	14	9	6	4	2	2	22	12	7
2	1,0	6	155	–	1550	41	36	32	24	14	9	7	6	5	3	21	11	6
3	2,1	6	155	–	1440	45	39	35	27	18	16	11	7	4	3	24	15	13
4	4,0	6	155	–	1330	48	41	38	32	22	19	14	11	7	4	28	18	15
5	6,0	6	155	–	1270	50	44	40	36	27	23	18	13	9	6	30	21	17
6	9,5	6	155	–	1160	53	48	45	40	35	29	25	19	14	10	30	25	19
7	27,5	6	155	–	750	65	63	61	59	53	43	37	31	26	18	41	35	25
8	85,0	–	–	–	175	89	87	82	80	75	68	62	47	39	21	59	54	47
9	0,4	13½	150	–	1700	36	35	33	29	19	13	9	7	5	3	26	16	10
10	0,4	23½	145	–	1700	36	34	32	29	23	16	11	9	6	4	25	19	12
11	0,5	40	135	–	1650	38	35	33	31	29	22	17	13	11	6	25	23	16
12	0,5	60	135	–	1650	38	36	34	33	32	28	23	18	15	9	24	23	19
13	0,3	6	95	–	1600	39	38	38	35	30	19	8	7	6	4	31	26	15
14	0,3	6	275	–	1650	38	31	23	15	10	7	6	5	4	2	13	8	5
15	1,0	–	–	10	1500	44	41	39	37	35	29	24	21	18	11	26	24	18
16	1,0	–	–	10	1400	48	44	42	41	39	33	27	23	19	11	30	28	22
17	1,0	–	–	10	1300	51	47	45	44	41	36	31	26	21	11	33	30	25
18	1,0	–	–	22	1400	48	45	43	42	40	36	32	30	26	19	23	21	17
19	1,0	–	–	30	1400	48	45	43	42	41	39	36	34	32	25	17	16	14
20	1,0	–	–	40	1400	49	46	44	44	43	42	40	38	37	31	13	12	11

f_h = org. stofgehalte; f_{L+S} = leemgehalte; M_z = zandmediaan; f_L = lutumgehalte; ρ = dichtheid; φ_p = porositeit. De index d betekent: van stoofdroge grond.
– = niet bepaald. θ_{hw} = beschikbaar hangwater; 1,7 min 4,2 betekent: het vochtgehalte bij pF = 1,7 minus dat bij pF = 4,2; enz.

9.60b *Tabel*

Omschrijving van de bodemhorizonten uit tabel 9.60a.

Nr.	Organische-stofklasse en textuurnaam	Horizont	Gronden	Grondwatertrap
1	uiterst humusarm, matig fijn, leemarm zand	C	Hn, cHn (*)	VI en VII
2	zeer humusarm, matig fijn, leemarm zand	B3	Hn, cHn	VI en VII
3	matig humusarm, matig fijn, leemarm zand	A12/Aan2	Hn, cHn, zEZ	VI en VII
4	matig humeus, matig fijn, leemarm zand	Ap/Aanp	Hn, cHn, zEZ	VI en VII
5	zeer humeus, matig fijn, leemarm zand	Ap/Aanp	Hn, cHn, zEZ	VI en VII
6	humusrijk, matig fijn, leemarm zand	Ap/Aanp	Hn, cHn, zEZ	VI en VII
7	zandig veen	A	veenkoloniale gronden	III t/m VI
8	veen	C/D/G	moerasbosveen	–
9	uiterst humusarm, matig tot zeer fijn, zwak lemig zand	C	Hn, cHn, pZn, pZg	II t/m V
10	uiterst humusarm, zeer fijn, sterk lemig zand	C	Hn, cHn, pZn, pZg	II t/m V
11	uiterst humusarm, zeer fijn, zeer sterk lemig zand	C	Hn, pZn, pZg	II t/m V
12	uiterst humusarme, zandige leem	C	Hn, pZn, pZg	II t/m V
13	uiterst humusarm, uiterst fijn, leemarm zand	C/D/G	diverse	II t/m VII
14	uiterst humusarm, matig grof, leemarm zand	C/D/G	diverse	II t/m VII
15	zeer humusarme, lichte zavel	C	ondergrond zeeklei ZH (*)	–
16	zeer humusarme, lichte zavel	C	ondergrond zeeklei ZH	–
17	zeer humusarme, lichte zavel	C	ondergrond zeeklei ZH	–
18	zeer humusarme, zware zavel	C	ondergrond zeeklei ZH	–
19	zeer humusarme, lichte klei	C	ondergrond zeeklei ZH	–
20	zeer humusarme, zware klei	C	ondergrond zeeklei ZH	–

(*) Hn = veldpodzolgronden; cHn = laarpodzolgronden; zEZ = zwarte enkeerdgronden; pZn = gooreerdgronden; pZg = beekeerdgronden; ZH = Zuid-Holland

In tabel 9.60 zijn *standaardvochtkarakteristieken* opgenomen van 20 verschillende bodemhorizonten. Deze zijn ontleend aan uitvoerig pF-onderzoek dat de Stichting voor Bodemkartering heeft verricht samen met andere instituten. De werkwijze was als volgt. De in Nederland aanwezige vochtkarakteristieken werden bewerkt; waar te weinig gegevens waren, werden nieuwe bepalingen gedaan. Het betreft steeds desorptiecurves. Voor zavel- en kleigronden bleken het humusgehalte, het lutumgehalte en de volumieke massa bepalend te zijn voor de vochtkarakteristiek. Voor monsters uit zand- en veenkoloniale gronden zijn dit het humusgehalte, het leemgehalte, de zandgrofheid en de volumieke massa.

De onderzoekers ontwikkelden formules, waarin het vochtgehalte bij een pF-waarde afhankelijk gesteld werd van deze grootheden; per bodemhorizont en pF-waarde werden regressiecoëfficiënten bepaald door de resultaten van vele metingen statistisch te bewerken. Met die regressiecoëfficiënten is dan een standaardvochtkarakteristiek te berekenen. De in tabel 9.60 opgenomen gegevens zijn dus als een soort gemiddelde te beschouwen; elk individueel monster uit een vergelijkbare bodemhorizont zal er iets meer of iets minder van afwijken.

De keuze die in tabel 9.60 gedaan is, heeft de bedoeling om de invloed van de bodemeigenschappen te laten zien. Zo vormen de nrs. 1 t/m 8 een zogenaamde organische-stofreeks; bij gelijkblijvend leemgehalte en zandmediaan worden de verschillen veroorzaakt door een oplopend organische-stofgehalte.

9.61 *Vragen*

a. Afgezien van de volumefracties: welke grootheid verandert samen met het organische-stofgehalte en hoe? Verklaring? (tabel 9.60)

b. Kunt u de invloed van het organische-stofgehalte op de vochtkarakteristiek van zand kort beschrijven?

c. Welke reeksen herkent u nog meer in tabel 9.60 behalve de organische-stofreeks (nrs. noemen)? Geef een verklaring van de verschillen in de vochtkarakteristieken binnen elke reeks en ga vooral in op de hoeveelheid beschikbaar hangwater.

9.4.5 Vochtverdeling in een profiel bij statisch evenwicht

Om het vochtleverend vermogen, resp. het bergingsvermogen van een profiel te kunnen berekenen, is het nodig de vochtverdeling met de diepte te kennen. Figuur 9.3 geeft een voorbeeld van een vochtverdeling; in dat geval werden vele vochtgehaltes bepaald. Dit is in het algemeen te omslachtig. Als we de vochtkarakteristieken van de lagen weten, is de berekening van de vochtverdeling in het profiel mogelijk voor zowel statisch evenwicht (voorbeeld 9.62 en vraag 9.63) als diverse stromingsgevallen (hoofdstuk 10). Omdat het vochtleverend vermogen in hoofdstuk 18 behandeld wordt, beperken we de voorbeelden hier tot de waterberging.

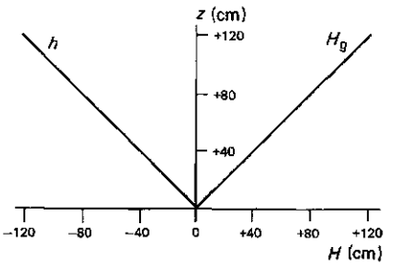
9.62 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: In een bodemprofiel, geheel bestaande uit uiterst humusarm, zwak lemig, matig tot zeer fijn zand met dezelfde vochtkarakteristiek als nr. 9 in tabel 9.60, is het bodemvocht in statisch evenwicht met een grondwaterspiegel op 120 cm onder maaiveld, na het uitzakken van enig water.

Gevraagd: Bereken en teken de vochtverdeling met de diepte, dwz. het vochtgehalte om de 10 cm.

Bereken ook de volumefracties lucht per laag van 10 cm, en daaruit het areïeke bergingsvermogen van het hele profiel.

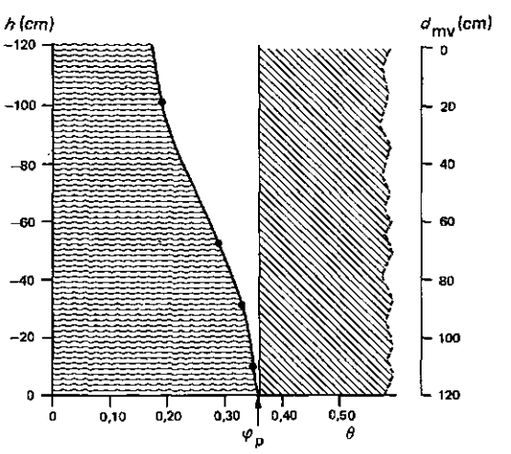
Oplossing: Eerst moeten we het verloop van de drukhoogte h berekenen; daarna volgt het vochtgehalte uit de vochtkarakteristiek. Bij statisch evenwicht geldt: (9.37) $H_h = H_g + h = 0$ of $H_g = -h$. Als referentieniveau kiezen we de grondwaterspiegel: daar is $H_g = h = 0$. Aan maaiveld is $H_g = +120$ cm; daar is $h = -120$ cm. Nu is het diagram van plaatshoogte en drukhoogte te tekenen:



In dit geval wordt de drukhoogte 1 cm kleiner voor elke cm hoger boven het grondwater. Nu moeten we de vochtkarakteristiek tekenen voor het traject h = 0 tot -120 cm. Over dit kleine traject is geen logaritmische schaal nodig. Dus we rekenen eerst de pF-waarden uit tabel 9.60 om in h (met formule 9.45) en zetten daar het vochtgehalte naast:

pF	h (cm)	θ (%)
	0	36
1,0	− 10	35
1,5	− 32	33
1,7	− 50	29
2,0	−100	19
2,3	−200	13

Nu kan de curve worden getekend:



Deze vochtkarakteristiek, waarin h lineair is uitgezet, geeft tevens de vochtverdeling aan, als we een verticale schaal met de diepte toevoegen (rechts in de figuur). Dit feit geldt overigens alleen als er geen water stroomt, in een homogeen profiel, nadat de met het grondwater in contact staande grond zoveel water heeft kunnen opnemen als hij kan vasthouden.

Het luchtgehalte ϕ_a is te vinden door het vochtgehalte van de porositeit op die diepte af te trekken. In de figuur is dit de afstand tussen de curves van θ en ϕ_p. In % is de getalwaarde van het luchtgehalte per dm gelijk aan het bergingsvermogen in mm. Sommeren geeft het totale bergingsvermogen van het profiel, dat in dit geval 107 mm bedraagt:

diepte-traject (cm)	ϕ_a (%)	d_h (mm)
0- 10	18	18
10- 20	17	17
20- 30	16	16
30- 40	14	14
40- 50	12	12
50- 60	10	10
60- 70	8	8
70- 80	6	6
80- 90	3	3
90-100	2	2
100-110	1	1
110-120	0,5	0,5
	Totaal:	107,5

De in voorbeeld 9.62 gevolgde werkwijze is als volgt samen te vatten. Eerst berekenen we het verloop van de drukhoogte ('drukhoogteprofiel'). Dan is voor elke diepte het vochtgehalte af te lezen uit de vochtkarakteristiek, die voor die horizont geldt ('vochtprofiel'). Door het vochtgehalte van de porositeit af te trekken vinden het luchtgehalte, dwz. de ruimte waar nog water in kan.
Het in dit voorbeeld uit de vochtkarakteristiek berekende bergingsvermogen is een theoretische waarde. Er is namelijk geen rekening gehouden met luchtinsluitingen en afvoer. Ten gevolge van luchtinsluitingen is het effectief bergingsvermogen doorgaans kleiner en wel ongeveer 50 à 70% van de berekende waarde. Invloed van afvoer zal gering zijn bij neerslagen met hoge intensiteit.

Het effectief bergingsvermogen is ook te berekenen uit de grondwaterstijging, die door een bepaalde hoeveelheid neerslag wordt veroorzaakt. Luchtinsluiting en afvoer zijn dan immers in de gevonden waarden verdisconteerd. Veroorzaakt een neerslag van 22 mm een grondwaterstijging van 40 cm, dan komt dit overeen met een bergingsfactor van gemiddeld 22 mm/4 dm = 5,5 mm/dm.

Een homogeen profiel van uiterst humusarm zand, zoals in voorbeeld 9.62 verondersteld, komt vrijwel niet voor. Bovenin de grond zit meestal meer humus. In vraag 9.63 gaan we daarom uit van een iets realistischer situatie.

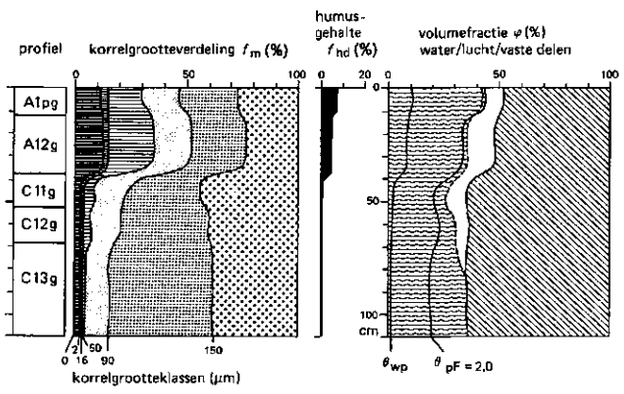
9.63 *Vragen*

Gegeven is een oude zandbouwlandgrond, een zwarte enkeerdgrond, uit een 1:50 000 kaartvlak zEZ21. De bovenste 70 cm bestaat uit matig humeus, matig fijn, leemarm zand (nr. 4 uit tabel 9.60). Daaronder komt uiterst humusarm, matig fijn, leemarm zand voor (nr. 1 uit tabel 9.60). Naar Haans & Van der Sluijs, 1970: 140.

a. Bereken de vochtverdeling bij twee grondwaterstandsdieptes, 50 en 120 cm, bij statisch evenwicht na uitzakken. Conclusie?

b. Bereken het (theoretische, maximale) bergingsvermogen d_b bij beide grondwaterdieptes. Conclusie?

Uit het antwoord op vraag 9.63 blijkt dat de drukhoogte bij evenwicht een continu verloop heeft, maar dat in het vochtgehalte een sprong optreedt op de grens van twee verschillende lagen. Antwoord 9.63 toont ook dat het bergingsvermogen toeneemt, naarmate de grondwaterstand dieper is. Dit berust op twee effecten: er kan over meer dm gesommeerd worden, en het luchtgehalte per laag neemt toe naarmate de drukhoogte kleiner is.



9.64 *Figuur*

Fasenverdeling met de diepte in een zwarte beekeerdgrond met een zaveldek, op 21 april 1954 bij een grondwaterdiepte van 87 cm (uit 1:50 000 kaartvlak kpZg). Ter vergelijking zijn de verlopen van de korrelgrootteverdeling en het organische-stofgehalte gegeven. Naar Haans & Van der Sluijs, 1970: 135.

Figuur 9.64 illustreert dat de werkelijkheid meestal gecompliceerder is dan onze voorbeelden, wat overigens aan het principe van de berekening niets afdoet. De vijf bodemhorizonten in de beekeerdgrond van figuur 9.64 hebben verschillende vochtkarakteristieken. Er is evenwicht, dus ook hier geldt dat voor iedere cm hoger boven de grondwaterspiegel de drukhoogte 1 cm lager wordt. Toch is het vochtgehalte aan het maaiveld hoger dan dieper in het profiel. Dit wordt veroorzaakt doordat de bovengrond veel meer lutum en humus bevat dan de ondergrond.

In deze subparagraaf is gebleken dat bij veldcapaciteit de drukhoogte en daarmee het vochtgehalte op elke diepte een andere waarde heeft. De in tabel 9.60 gebruikte waarden van de veldcapaciteit bij resp. pF = 1,7 en 2,0 en 2,3 zijn dan ook te beschouwen als een ruw gemiddelde over de hele wortelzone voor resp. gronden met een ondiepe, matig diepe en zeer diepe grondwaterstand.

9.4.6 Hysteresis

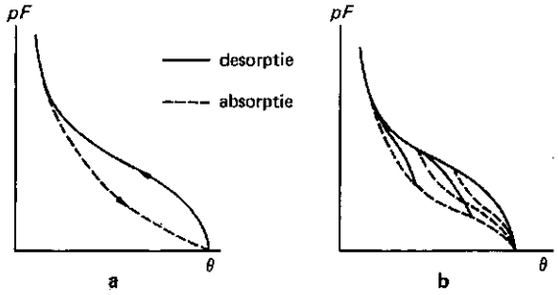
In het voorgaande zou de indruk gewekt kunnen zijn, dat er van elk grondmonster één vochtkarakteristiek bestaat. Helaas is dit niet het geval. Het blijkt verschil te maken of we een verzadigd monster laten uitdrogen of een droog monster bevochtigen. Met de eerste methode krijgen we een *desorptiecurve*, met de tweede een *absorptiecurve*. Tot nu toe hebben we steeds desorptiecurves vermeld.

Figuur 9.65 geeft de desorptie- en absorptiecurve van een zavelmonster. Hieruit blijkt dat bij eenzelfde drukhoogte de grond natter is bij desorptie dan bij absorptie. Je zou grond 'conservatief' kunnen noemen: eenmaal nat, dan blijft hij bij uitdrogen aan de natte kant: eenmaal droog, dan blijft hij bij bevochtigen aan de droge kant. Het verschijnsel dat het verband tussen twee grootheden niet wederkerig is, wordt in de natuurkunde *hysteresis* genoemd.

De hysteresis van de vochtkarakteristiek heeft als voornaamste oorzaak, dat de poriën in de bodem onregelmatig van vorm zijn. Als een porie met een wijder gedeelte erin wordt leeggezogen, zal het wijdere gedeelte vol water blijven als de kracht net niet voldoende is om het nauwere deel ernaast te ledigen (figuur 9.67). Maar bij bevochtigen zal het wijdere deel leeg blijven bij dezelfde drukhoogte van het bodemvocht (de poriediameter is voor beide menisci gelijk).
Als grond afwisselend wat uitdroogt en weer natter wordt, verschuift de vochtkarakteristiek. Dit is in figuur 9.65 aangeduid met de verbindingslijntjes tussen de primaire absorptie- en desorptiecurve. Dit feit compliceert de praktische toepassing van desorptiecurves.

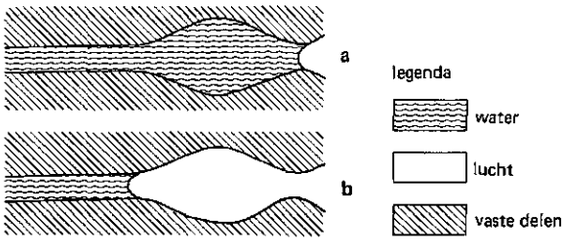
9.66 *Vraag*

Op welke situatie acht u een desorptiecurve meer van toepassing: een Nederlandse grond van voorjaar tot najaar, of een grond die bevloeid wordt?



9.65 *Figuur*

Hysteresis: de vochtkarakteristiek is bij absorptie anders dan bij desorptie. a. Primaire curven van één grondmonster; b. curven bij afwisselend indrogen en bevochtigen.



9.67 *Figuur*

Een onregelmatig gevormde porie als één van de oorzaken van hysteresis. Bij eenzelfde drukhoogte is het vochtgehalte bij a. desorptie groter dan bij b. absorptie.

9.4.7 Equivalente poriëngrootteverdeling

We hebben al enige keren aangeduid dat er een relatie is tussen de drukhoogte en de diameter van de poriën die juist hun water verliezen. We kunnen formule 9.11 ook als volgt schrijven:

9.68 $$-h = \frac{30\ \text{mm}^2}{d_e}$$

Iedere drukhoogte correspondeert met een equivalente poriëndiameter d_e, aangenomen dat de porie een cylindrische vorm heeft. Dan is uit een vochtkarakteristiek af te leiden welke volumefractie wordt ingenomen door een poriëngrootteklasse (voorbeeld 9.69).

9.69 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: de vochtkarakteristiek van het veenmosveen in figuur 9.59.
Gevraagd: wat is de volumefractie poriën met een equivalente diameter tussen 0,1 en 1 mm?
Oplossing: Volgens formule 9.68 correspondeert met d_e = 1 mm een $-h$ = 30 mm²/1 mm = 30 mm ofwel h = −3 cm. Analoog hoort bij d_e = 0,1 mm een h = −30 cm.

Uit formule 9.45 volgt $\text{pF} = \lg\left(-\frac{-3\ \text{cm}}{\text{cm}}\right) = \lg 3 = 0{,}5$

Analoog $\text{pF} = \lg\left(-\frac{-30\ \text{cm}}{\text{cm}}\right) = \lg 30 = 1{,}5$

Uit de vochtkarakteristiek in figuur 9.59 lezen we bij deze pF-waarden resp. af θ = 0,83 en 0,72.
De volumefractie poriën met een equivalente diameter tussen 1 en 0,1 mm is dan 0,83 − 0,72 = 0,11.

In dit voorbeeld gaat het nadrukkelijk over equivalente diameters. In hoeverre heeft deze berekening praktische waarde? Uit onderzoek van Bouma en Denning (1974) blijkt, dat voor grof zand de berekening van equivalente diameters de werkelijke diameters aardig benadert. Zij hebben namelijk de echte diameters onder de microscoop gemeten en daaruit een verwachte vochtkarakteristiek afgeleid. Deze verwachte curve blijkt goed overeen te komen met de gemeten adsorptiecurve. Voor fijnere monsters kan deze conclusie niet getrokken worden, omdat poriën kleiner dan circa 30 µm microscopisch niet meetbaar zijn, vanwege de minimaal benodigde slijpplaatdikte.
In drie gevallen stuit het concept van de equivalente poriëngroottes op problemen:
1. Kleirijke bodemmonsters kunnen water verliezen bij afname van de drukhoogte zonder dat er met lucht gevulde poriën ontstaan: het monster krimpt. Het toerekenen van het waterverlies aan een bepaalde equivalente poriënklasse is dan fout.
2. In monsters met andere dan capillaire poriën (bv. scheuren) geldt de aangenomen relatie tussen d_e en h niet.
3. Grote fouten kunnen worden gemaakt bij het schatten van poriëngroottes die worden afgeleid van drukhoogtetrajecten nabij verzadiging. Bijvoorbeeld, wanneer een 5 cm hoog monsters wordt onderworpen aan een drukhoogte van −10 cm, is h aan de bovenkant van het monster −12½ cm (equivalentdiameter is dan 240 µm). Aan de onderkant is dit resp. −7½ cm met een equivalentdiameter 400 µm. Wat is nu de equivalentdiameter voor de gemiddelde h van −10 cm? Hier is geen zinvolle interpretatie mogelijk. Het is gewenst de relatieve fout te vermelden die aan een meting verbonden is, terwijl ook steeds het woord 'equivalent' moet worden toegevoegd aan de bepaalde poriëngrootteverdeling.

9.71 *Repeteervragen*

a. Noem vier functies van water in de plant.
b. Omschrijf kort vier bodemwaterzones.
c. Omschrijf drie soorten bindingskrachten voor water en noem er een typische grondsoort bij.
d. Op welke drie manieren kunnen we de energietoestand van het bodemwater uitdrukken?
e. Wat verstaan we onder plaatshoogte, drukhoogte en stijghoogte? Hoe is het wiskundig verband tussen deze grootheden?
f. Noem twee instrumenten om de drukhoogte te meten en leg de werking uit.
g. Wat is een vochtkarakteristiek en wanneer mogen we deze een pF-curve noemen?
h. Hoe is de pF gedefiniëerd?
i. Hoe wordt een vochtkarakteristiek bepaald bij resp. lage en hoge pF-waarden?
j. Wat verstaat men onder een absorptie- en een desorptiecurve en welke wordt het meest bepaald?
k. Noem minstens vier grootheden die uit een vochtkarakteristiek af te lezen zijn.
l. Wat verstaan we onder de volumefractie beschikbaar hangwater?
m. Welke soort bindingskrachten voor water is de belangrijkste voor de plant?
n. Teken van vier sterk verschillende grondsoorten een pF-curve.

9.70 *Tabel*

Belangrijkste van de in dit hoofdstuk geïntroduceerde grootheden.

nummer formule	naam grootheid in dit boek	symbool	geheugensteun	SI-eenh.	andere literatuur	
					namen	symbolen
9.21	verticale afstand	z	z-coördinaat	m	diepte onder mv.; hoogte boven grondwaterspiegel	
9.11	hoogte van capillaire opstijging	z_c	capillair	m		
9.11	inwendige diameter van capillair	d_c	diameter	m	straal (= ½d_c)	$2r$
9.22	potentiaal van het bodemwater	ψ		J/kg	potentiaal van het bodemwater op massabasis	ψ_{mass}
9.30	zwaartekrachtspotentiaal	ψ_g	gravitatie	J/kg		
9.23	druk, spanning	p	pressure	Pa	potentiaal op volumebasis	ψ_{volume}
9.28	waterspanning (overdruk of onderdruk)	p_w	water	Pa	*relatieve waterdruk*	p'; σ_w
9.28	absolute druk van het bodemwater	p_{abs}	absoluut	Pa		p
9.28	omgevingsdruk	p_{amb}	ambit=omgeving	Pa	atmosferische druk	p_{atm}
9.24	hoogte (energietoestand v.h. bodemwater)	H	hoogte	m	potentiaal op gewichtsbasis	ψ_{weight}
9.31	plaatshoogte	H_g	gravitatie	m		z
9.35	drukhoogte	h		m	vochtspanning; zuigspanning	S_m;h_p;ψ
9.37	stijghoogte	H_h	hydraulisch	m	piëzometrisch niveau	H; h
9.45	pF (zuighoogte-exponent)	pF	power; force	1		
	volumefractie water bij veldcapaciteit	θ_{fc}	field capacity	1	veldcapaciteit	θ_{FC}
	volumefractie water bij verwelkingspunt	θ_{wp}	*wilting point*	1	*verwelkingspunt*	θ_{WP}
9.52	volumefractie beschikbaar hangwater	θ_{hw}	hangwater	1	beschikbaar vocht	
9.54	beschikbare hangwaterdikte	d_{hw}	dikte	m	beschikbare waterschijf	
9.55	areïek bergingsvermogen	d_b	berging	m	bergend vermogen	O_s

o. Welke eigenschappen van grond bepalen de vorm van de vochtkarakteristiek bij zand resp. klei?
p. Geef in grote lijnen aan hoe u de vochtverdeling kunt berekenen in een bodemprofiel, waarin het bodemvocht in evenwicht verkeert met het grondwater.
q. Hoe is dan het bergingsvermogen te bepalen?
r. Wat wordt bedoeld met hysteresis van de vochtkarakteristiek?
s. Welke vochtkarakteristiek acht u geschikter voor het berekenen van het vochtleverend vermogen van de grond in Nederland: absorptiecurve of desorptiecurve?

9.5 LITERATUUR

9.5.1 Geraadpleegde literatuur

Bosschaart, J., 1979. Grootheid = getal × eenheid. Moderne ontwikkelingen op het gebied van symbolen en eenheden. Monografie, oorspronkelijk gepubliceerd in Polytechnisch Tijdschrift. Stam Tijdschriften, Rijswijk. 79 p.
Bouma, J. 1977. Soil survey and the study of water movement in unsaturated soil. Simplified theory and some case studies. Soil Survey Papers 13, Soil Survey Institute, Wageningen. 107 p.
Bouma, J. & J.L. Denning, 1974. A comparison of hydraulic conductivities calculated with morphometric and physical methods. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 38: 124-127.
Engelhardt, J.H., 1957. Kennis van de grond. Wolters Groningen. 302 p.
Gespreksgroep Hydrologische Terminologie, 1982. Verklarende hydrologische woordenlijst. I. Water in de onverzadigde zone II. Water in de verzadigde zone. Rapport 8a, Commissie voor hydrologisch onderzoek TNO, Den Haag.
Haans, J.C.F.M. & P. van der Sluijs, 1970. Water- en luchthuishouding van de grond. In: Cursus Bodemkunde: 106-173. Ministerie van Landbouw en Visserij, Den Haag.
Heij, D. van der & P.K. Peerlkamp, 1970. Kennis van grond en bodem. Wolters-Noordhoff, Groningen. 216 p.
Hillel, D, 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, N.Y. 413 p.
Koorevaar, P., G. Menelik & C. Dirksen, 1983. Elements of soil physics, Elsevier, Amsterdam. 228 p.
Krabbenborg, A.J., J.N.B. Poelman & E.J. van Zuilen, 1983. Standaard-vochtkarakteristieken van zandgronden en veenkoloniale gronden. Rapport 1680, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. Deel I, 149 p. Deel II, Aanhangsel.
Nederlands Normalisatie-Instituut, 1977. Het internationale stelsel van eenheden (SI). NEN 999. 35 p.
Poelman, J.N.B. & Th. van Egmond, 1979. Uit eenvoudige grootheden af te leiden pF-waarden voor de zee- en riviergronden. Rapport 1492, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 17 p. 16 tab., 48 graf.
Schofield, R.K., 1935. The pF of the water in soil. Trans. Int. Cong. Soil Sci., 3rd. 2: 37-48.
Schurer, K. & J.C. Rigg, 1980. Grootheden en eenheden in de landbouw en de biologie. Pudoc, Wageningen. 121 p.
Terminology Committee of Commission I of the International Society of Soil Science, 1976. Soil physics terminology. Bulletin ISSS 49: 26-36.
Valk, G.G.M. van der & W.P. Stakman, 1969. Beschikbaarheid van water in de grond. Tuinbouw-med. 32: 421–426.

9.5.2 Aanbevolen literatuur

Algemeen

Baver, L.D., W.H. Gardner & W.R. Gardner, 1972. Soil physics. John Wiley, New York. 498 p.
Bouma, 1977.
Bruggenwert, M.G.M., A.R.P. Janse & F.F.R. Koenigs, 1966. Kandidaatspraktikum algemene bodemkunde. Handleiding voor de proeven. Landbouwhogeschool, Wageningen. 162 p.
Haans & Van der Sluijs, 1970.
Van der Heij & Peerlkamp, 1970.
Hillel, 1980.
Koorevaar, Menelik & Dirksen, 1983.
Rose, C.W., 1966. Agricultural physics. Pergamon Press, Oxford. 226 p.

Betekenis van water voor de plant

Russell, R. Scott, 1977. Plant root systems. Their function and interaction with the soil. McGraw-Hill, London (blz. 91-113).

Bindingskrachten

Bolt, G.H., 1978. Surface interaction between the soil solid phase and the soil solution. In: G.H. Bolt & M.G.M. Bruggenwert (eds.), Soil chemistry. A. Basic elements: 43-53. Elsevier, Amsterdam.
Engelhardt, 1957 (blz. 63-120, capillaire verschijnselen).
Koorevaar, Menelik & Dirksen, 1983 (blz. 77-84 en 114-118).

Energietoestand van het bodemwater

Bakker, J. W., 1978. Snelle vochtspanningsmetingen door tensiometers met elektrische drukopnemers. Landbouwk. Tijdschr. 90: 132-136.
Hillel, 1980 (blz. 134-138).
Koorevaar, Menelik & Dirksen, 1983 (blz. 45-76).
Silva, W., 1977. Vergelijking van de vochtspanningen, gemeten in situ met behulp van de pressure transducer, met de uit de pF-curve afgeleide waarden. Nota 988, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 61 p.

Vochtkarakteristiek, pF-curve

Grossman, R.B., B.R. Brasher, D. P. Franzmeier & J. L. Walter, 1968. Linear extensibility as calculated from natural clod bulk density measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 32: 570-573 (bepaling van de vochtkarakteristiek aan zwellende grond).
Krabbenborg e.a., 1983.
Poelman & Van Egmond, 1979.
Stakman, W.P., G.V. Valk & G.G. van der Harst, 1969. Determination of soil moisture retention curves I. Sand box apparatus. Range pF = 0 to 2.7. Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 10 p.
Stakman W.P. & G.G. van der Harst, 1969. Determination of soil moisture retention curves II. Pressure membrane apparatus. Range pF = 3,0 to 4,2. Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 19 p.

Hysteresis

Gillman, R.W., A. Klute & D.F. Heermann, 1976. Hydraulic properties of a porous medium: Measurement and empirical representation. Soil Sci. Soc. Am. J. 40: 203-208.

10

HOOFDSTUK 10: STROMING VAN WATER
door J. Bouma

10.1 INLEIDING

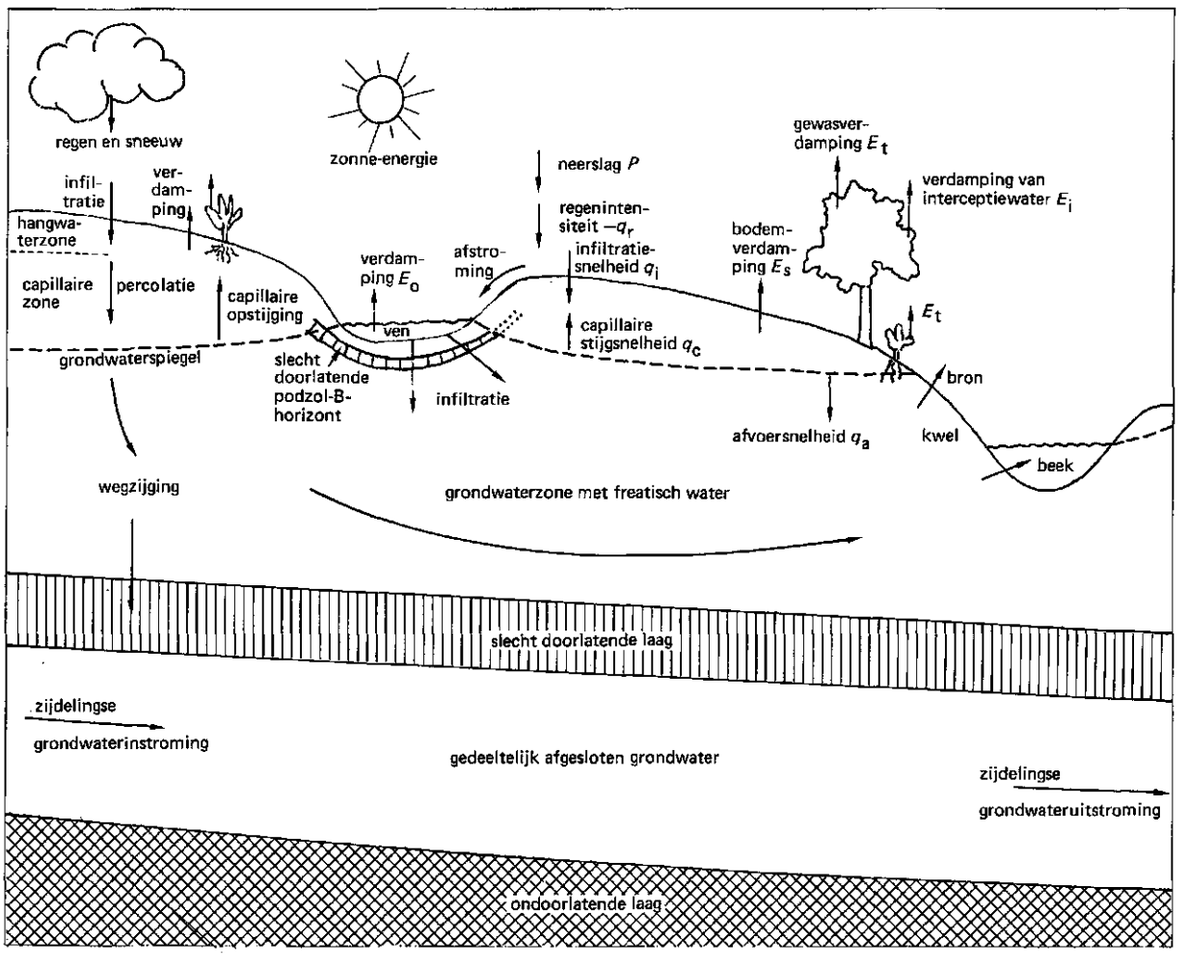
10.1.1 Wel en niet behandelde stof

In figuur 10.1 is een gedeelte van de kringloop van water getekend. In de figuur zijn de bewegingen van het water aangegeven met de namen die we in dit boek gebruiken, en het eventuele symbool waar het grootheden betreft. In dit hoofdstuk wordt vooral verticale stroming in de bodemvochtzone behandeld:

- neerwaartse stroming, zoals infiltratie en percolatie;
- opwaartse stroming, zoals capillaire opstijging.

In de winter is de afvoer van overtollig water belangrijk. De infiltratie-intensiteit hangt o.a. af van de doorlatendheid van de grond (§ 10.5). In de zomer is er meestal een neerslagtekort, zodat dan de capillaire aanvoer voor de plant van groot belang is. Dit wordt behandeld in § 10.6. In § 10.7 gaan we in op de verblijftijd van water in de grond, die belangrijk is bij vraagstukken van bodem- en grondwatervervuiling. De overige paragrafen dienen ter inleiding van de basisbegrippen.

We beperken ons in dit hoofdstuk tot stationaire stroming, waarbij de snelheid van de waterdeeltjes op één punt constant blijft. Deze systemen kunnen goed worden gekarakteriseerd met vrij eenvoudige methoden. Systemen met niet-constante eigenschappen, die meestal in de natuur worden aangetroffen, zijn moeilijker te beschrijven. Daarvoor zijn computersimulatietechnieken nodig, die hier niet worden behandeld. Deze ka-



10.1 *Figuur*
Beweging van water in een hellend landschap met namen en symbolen van de processen. Naar Gespreksgroep hydrologische terminologie, 1982: bijlage 2.

rakteriseren echter veranderende systemen in termen van opeenvolgende, constante systemen.
Aspecten van neerslag en verdamping worden in het hoofdstuk Vochtlevering behandeld, waar de waterbalans van de wortelzone gegeven wordt. Horizontale grondwaterstroming komt in het hoofdstuk Grondwaterstandsbeheersing aan de orde. Een aantal processen uit figuur 10.1 wordt in dit boek slechts summier bekeken. Voor een diepgaander behandeling van de waterkringloop zie b.v. Wilson (1969) en De Vries (1980).

De stof van dit hoofdstuk biedt de mogelijkheid tot beantwoorden van vragen als de volgende. Welke wet beschrijft de stroming van water in een poreus medium (10.1.2)? Hoe is het verband tussen doorlatendheid en vochtgehalte (10.2.2)? Hoe kan de doorlatendheid gemeten worden (§ 10.3)? Welke drukhoogte resp. vochtgehalte stelt zich in bij diverse gevallen van neerwaartse en opwaartse stroming (§ 10.5 en 6)? Is er verschil in de verblijftijd van water in zand en klei (§ 10.7)?

10.1.2 Filtersnelheid en doorlatendheid: de wet van Darcy

Laminaire stroming in een gladde buis met een constante doorsnede kan beschreven worden met de wet van Poiseuille (zie 10.3.3). Deze wet biedt de mogelijkheid een goede schatting te maken hoeveel water er door een scheur of wormgang kan stromen. Grond bevat echter hoofdzakelijk onregelmatige, kronkelige poriën van sterk wisselende diameter, zodat het beschouwen van de stroomsnelheid in de afzonderlijke poriën meestal geen zin heeft. Het is niet mogelijk die ontelbare verschillende snelheden apart te berekenen en daaruit de macroscopische stroomsnelheid af te leiden. Daarom zullen we in deze paragraaf het gedetailleerde stromingsbeeld niet behandelen en (een stuk) grond beschouwen alsof water over de gehele doorsnede kan stromen en er een gelijke weerstand ondervindt.
Het volume water dat er per tijdseenheid doorgaat, wordt het *debiet* of de volumestroom Q genoemd. Delen we het debiet door de oppervlakte, dan krijgen we een volumestroomdichtheid die we de *filtersnelheid* q zullen noemen (lengte per tijd). De filtersnelheid is een denkbeeldige snelheid, die we kunnen beschouwen als de dikte van de waterschijf die zich per tijdseenheid verplaatst over de doorsnede van het filter. Van welke factoren de filtersnelheid afhangt wordt geïllustreerd door proef 10.4. In proef 10.2 en vraag 10.3 gaan we eerst in op oorzaken van waterstroming, ter herhaling van enige basisbegrippen uit het vorige hoofdstuk.

10.2 *Proeven*

a. We nemen een stuk slang van 50 cm lengte en vullen dit met water. De slang wordt met de vingers afgesloten en nagenoeg horizontaal gehouden. Nu brengen we één kant omhoog en laten de vingers los. Het water stroomt uit de slang.
b. Na dezelfde voorbereidingen houden we de slang horizontaal met omgebogen uiteinden, zodat er net geen water uit kan stromen. Nu aan één kant blazen: het water stroomt eruit.

10.3 *Vragen*

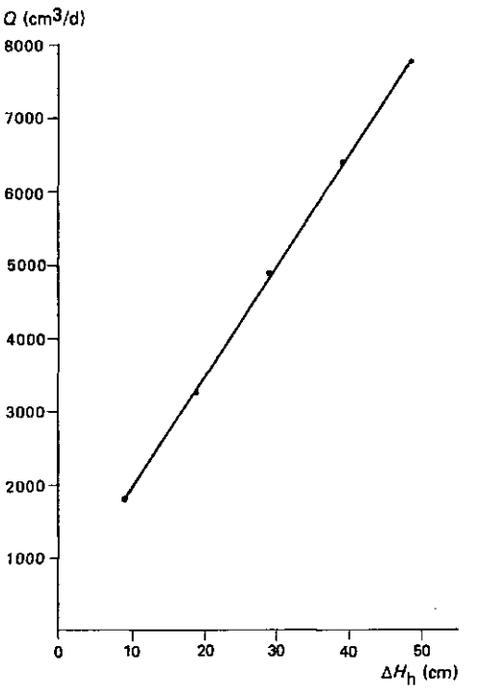
a. Verklaar het resultaat van proef 10.2a en b met termen uit hoofdstuk 9.
b. Een zand-en een kleimonster hebben beide een vochtgehalte $\theta = 0{,}20$. We brengen ze met elkaar in contact. Zal er water gaan stromen, en zoja, in welke richting?
c. Is de werkelijke stroomsnelheid in de poriën groter of kleiner dan q? Waar zou deze snelheid van af kunnen hangen?

10.4 *Proef*

We nemen een horizontale buis met leemarm, matig fijn zand erin en laten er water doorheen stromen van een hoger naar een lager reservoir (figuur 10.5). Beide waterniveaus worden constant gehouden, hun verschil noemen we $\Delta_h = H_{h1} - H_{h2}$. Van het uitstromende water meten we het debiet Q. Vervolgens veranderen we het niveauverschil, meten weer het debiet, enz. Proefresultaten zijn bv.:

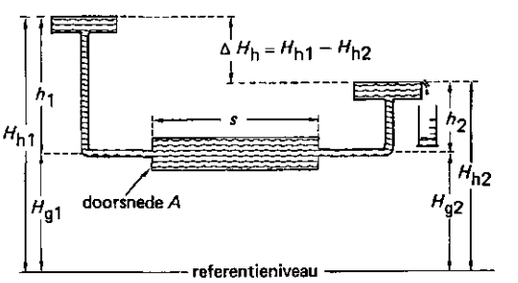
ΔH_h (cm)	Q (cm³/d)
9	1820
19	3260
29	4900
39	6430
49	7780

Beide grootheden tegen elkaar uitgezet levert de volgende figuur op:



Het debiet blijkt ongeveer recht evenredig te zijn met het verschil in stijghoogte van het water aan het begin en het einde van de grondkolom.

Als we in proef 10.4 de doorsnede A of de lengte s van de grondkolom zouden laten variëren, zou blijken dat Q evenredig



10.5 *Figuur*

Demonstratie van de wet van Darcy door stroming van water in een horizontale kolom, gevuld met verzadigde grond. Naar Hillel, 1980: 170.

is met A en omgekeerd evenredig met s. In formule:

10.6 $$\frac{V}{t} = Q = \frac{k_{sat} \times \Delta H_h \times A}{s} \quad \text{of}$$

10.7 $$q = \frac{Q}{A} = k_{sat} \frac{\Delta H_h}{s}$$

Dit is een vorm van de zogenaamde wet van Darcy. De evenredigheidsconstante k_{sat} heet *doorlatendheid van verzadigde grond* of kortweg verzadigde doorlatendheid. Als we in proef 10.4 andere grond gebruiken, zullen we een andere waarde van k_{sat} vinden.

10.8 *Vragen*

a. Toon aan dat het verschil in stijghoogte in het water aan het begin en het einde van de grondkolom ΔH_h is (figuur 10.5).

b. We voeren proef 10.4 ook uit met zandige leem. $A = 15$ cm² en $s = 20$ cm. Bij $\Delta H_h = 50$ cm werd er 30 cm³/203 min opgevangen. Bereken k_{sat}, zowel in cm/d als in m/s.

c. De proef van vraag b leverde nog meer waarnemingen op:

ΔH_h (cm)	Q (cm³/d)
20	77
40	165
60	241

Bereken voor elke waarneming q en $\Delta H_h/s$ en zet ze tegen elkaar uit met q op de y-as. Doe dit ook voor het zand uit proef 10.4 in dezelfde figuur (zelfde waarden voor A en s nemen). Kunt u k_{sat} in deze figuur aangeven?

Formule 10.7 geldt voor stationaire stroming in een uniforme, verzadigde grond. Om haar ook te laten gelden voor niet-stationaire stroming in een heterogene, eventueel niet-verzadigde grond schrijven we de *wet van Darcy* in een meer algemene vorm met differentialen:

10.9 $$q = -k \frac{dH_h}{ds} = -k \frac{d(H_g + h)}{ds}$$

De filtersnelheid q in een punt in de bodem is evenredig met de *gradiënt van de stijghoogte* dH_h/ds in dat punt. De evenredigheidsfactor k wordt *doorlatendheid* (voor water) genoemd. De reeds geïntroduceerde grootheid k_{sat} voor verzadiging is dus een bijzonder geval van k. Het minteken duidt aan dat de energietoestand afneemt in de richting waarin het water stroomt.

Als H_h afneemt en s toeneemt, dan is dH_h/ds negatief. Om toch een positieve waarde voor de filtersnelheid te krijgen, wordt aan de algemene formule een minteken toegevoegd. Bij *verticale stroming* kan s, die een afstand in elke richting aangeeft, vervangen worden door de verticale afstand z, die naar boven toeneemt en naar onderen afneemt. Dit houdt in dat dH_h/dz voor opwaartse stroming negatief is en voor neerwaartse stroming positief. Volgens formule 10.9 wordt q dan positief bij opwaartse stroming en negatief bij neerwaartse stroming. Deze conventie zullen we in dit boek aanhouden.

Er zouden eigenlijk partiële differentialen gebruikt moeten worden (teken ∂ in plaats van d), omdat alleen gedifferentieerd wordt naar afstand en niet naar tijd. Er moet gelezen worden

$$\frac{dH_h}{ds} = \left(\frac{\partial H_h}{\partial s}\right)_t$$

Dit wil zeggen: de afgeleide van de stijghoogte naar de afstand, bij constante tijd.

De stijghoogte H_h is de som van plaatshoogte H_g en drukhoogte h (formule 9.37 en figuur 10.5). De stijghoogtegradiënt is volgens de wet van Darcy de oorzaak van waterstroming. Hierbij is echter de kinetische energie van het bodemwater verwaarloosd. In de wet van Bernouilli wordt hier wel rekening mee gehouden. Volgens de wet van behoud van energie geldt, dat de totale hoeveelheid arbeid, op een ideale vloeistof verricht, gelijk is aan de toename van kinetische en potentiële energie. In een vorm van de wet van Bernouilli komt dit als volgt tot uitdrukking:

$$H = H_g + h + \frac{v^2}{2g} = \text{constant}$$

ofwel de energiehoogte is gelijk aan de som van plaatshoogte, drukhoogte en snelheidshoogte. In de nauwe poriën van de bodem is de stroomsnelheid zo klein, dat de snelheidshoogte verwaarloosd kan worden.

Door alleen de stijghoogte in te vullen in de wet van Darcy wordt ook het effect van verschillen in zoutconcentraties verwaarloosd. Dit is in niet-zoute gronden geoorloofd.

De doorlatendheid wordt zowel door de wrijving tussen het water en de wanden van de poriën bepaald als door de inwendige wrijving van water. Dit komt tot uitdrukking in de formule $K = K_i/\eta$ waarin:

K = doorlatendheid (met dimensie van oppervlakte per druk per tijd, ontstaan door in de formule van Darcy niet de stijghoogte maar de druk in te vullen);

K_i = intrinsieke doorlatendheid van het poreuze medium (met dimensie van oppervlakte);

η = dynamische viscositeit van het stromende medium (bv. voor water is $\eta = 1{,}3$ mPa s bij 10°C; $\eta = 1{,}0$ mPa s bij 20°C).

Als de doorlatendheid in het laboratorium gemeten wordt bij 20°C, moet het resultaat voor vertaling naar veldomstandigheden (ca. 10°C) gecorrigeerd worden voor de viscositeit. Dit houdt in dat de waarde van de doorlatendheid bij 10°C ongeveer 0,8× zo groot is als bij 20°C.

10.10 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: In een grond ligt punt A op een diepte $d_{mv} = 40$ cm en punt C op $d_{mv} = 60$ cm, verticaal onder A. De met tensiometers gemeten drukhoogtes zijn $h_A = -100$ cm en $h_C = -50$ cm.

Gevraagd: Zou er water kunnen stromen en zo ja, in welke richting? Wat is de beste schatting voor q in een punt B halverwege tussen A en C, als $k_B = 0{,}1$ cm/d?

Oplossing: Als referentieniveau voor de plaatshoogte H_g kiezen we het maaiveld. Volgens formule 9.37 geldt in A: $H_{h,A} = H_g + h = -40$ cm $- 100$ cm $= -140$ cm. In C is $H_{h,C} = -60$ cm $- 50$ cm $= -110$ cm. De stijghoogte $H_{h,C} > H_{h,A}$, dus er kan water gaan stromen van C naar A als de doorlatendheid groter dan nul is. Deze situatie doet zich bv. voor als de wortels water onttrekken en er aanvulling uit het grondwater plaatsvindt door capillaire opstijging.

De tweede vraag komt er op neer, welke waarde we in 10.9 moeten invullen voor de stijghoogtegradiënt. De beste schatting voor het verloop van de stijghoogte is een rechtlijnige afname van C naar A. Omdat het over verticale stroming gaat, kunnen we z voor s invullen. Onder deze voorwaarden geldt:

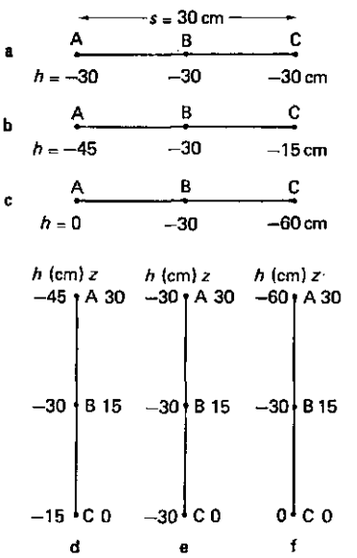
$$\frac{dH_h}{ds} = \frac{\Delta H_h}{\Delta z} = \frac{H_{h,C} - H_{h,A}}{z_C - z_A} = \frac{-110 \text{ cm} - (-140 \text{ cm})}{-60 \text{ cm} - (-40 \text{ cm})} = -1{,}5$$

(10.9) $q_B = -(0{,}1 \text{ cm/d}) \times (-1{,}5) = 0{,}15$ cm/d

Als d_{mv} voor s zou zijn ingevuld, zou q negatief worden, wat voor opwaartse stroming tegen de conventie is.

10.11 *Vraag*

Gegeven is constante stroming in een homogene grond met $k = 1$ cm/d bij een $h = -30$ cm. De tekening geeft zes stromingsgevallen weer, drie horizontaal en drie verticaal. De punten A en C liggen steeds 30 cm uit elkaar. Punt B ligt in het midden en heeft telkens $h = -30$ cm. Bereken voor elk stromingsgeval hoe groot q in B is en vermeld de richting van de stroming. De stromingsgevallen a t/m f zijn:

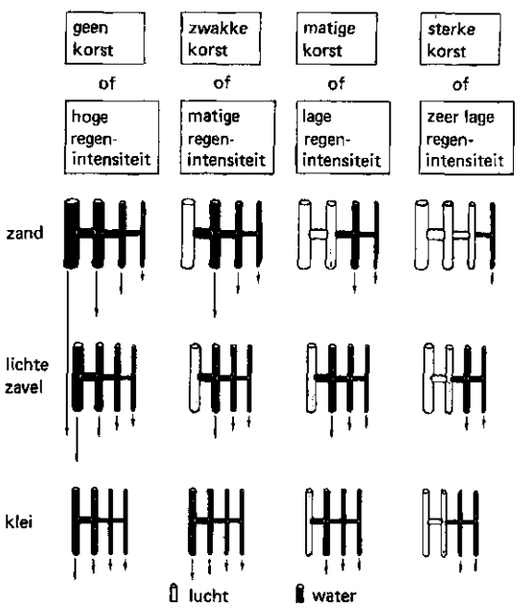


10.2 HET BEGRIP DOORLATENDHEID

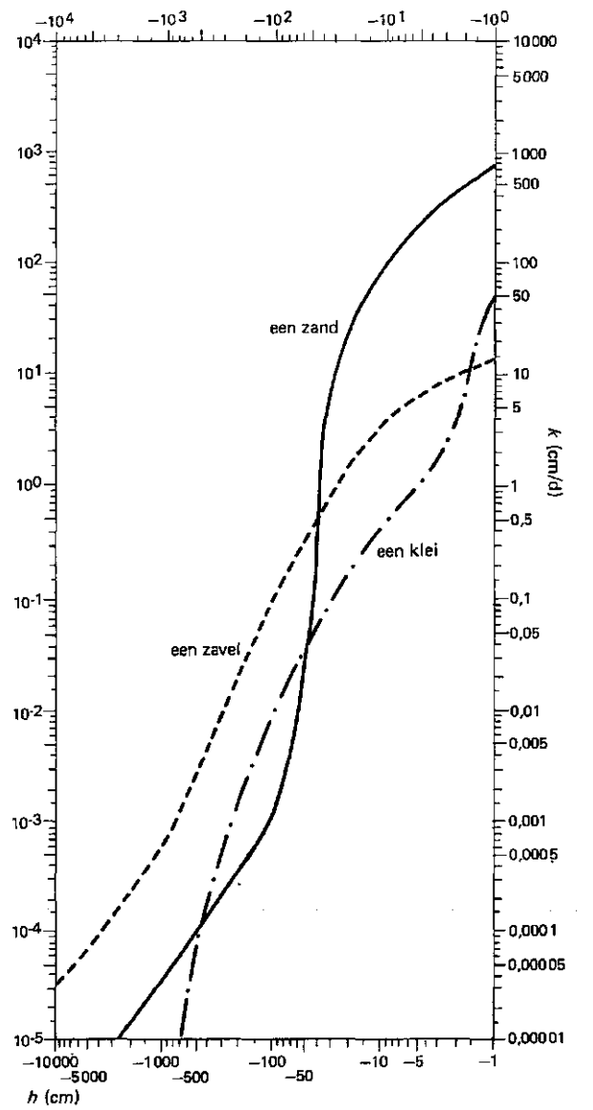
10.2.1 *Effect van korst en regenintensiteit op de doorlatendheid*

Het vochtgehalte van grond heeft grote invloed op de doorlatendheid. Naarmate grond natter wordt, neemt de doorlatendheid toe. Dit komt doordat water alleen stroomt door met water gevulde poriën. Als de poriën met lucht gevuld zijn, moeten ze zich eerst geheel of gedeeltelijk met water vullen voor ze gaan bijdragen aan de doorlatendheid. We illustreren dit met figuur 10.12, waarin diepe, open gronden geschematiseerd zijn tot een stel buisjes van verschillende diameter. Wanneer een laagje water op de grond wordt aangebracht en gehandhaafd, zullen alle poriën met water gevuld raken: de grond is verzadigd. De grotere poriën geleiden meer water dan de kleinere. In verzadigde omstandigheden is daardoor de doorlatendheid van het zand het grootst (zie de pijlen). Wanneer er nu een barrière aan het oppervlak wordt gevormd (bv. een korst), zullen de grote poriën zich alleen dàn met water vullen als ze in staat zijn het water door de korst te 'trekken'. Het water in kleinere poriën heeft een lagere energietoestand dan in grotere (formule 9.68). Water zoekt de laagste energietoestand op, dus de grotere poriën slagen er minder gemakkelijk in zich met water te vullen. Er ontstaat een onverzadigde grond, die meer onverzadigd wordt naarmate de weerstand van de korst toeneemt. De grote poriën vullen zich met lucht, waardoor de doorlatendheid voor water sterk daalt, wat in figuur 10.12 met pijlen is aangegeven. De mate waarin de doorlatendheid daalt, hangt van de poriëngrootteverdeling af. Zo zien we bijvoorbeeld, dat de zwakke korst een sterk effect heeft op de infiltratie in het zand maar geen effect in de klei, door het ontbreken van grotere poriën in het getoonde kleimonster.

Bij afwezigheid van een korst heeft de regenintensiteit hetzelfde effect als een korst. We gaan weer uit van een diepe grond met vrije drainage. Als de regenintensiteit lager is dan de doorlatendheid van verzadigde grond, zullen de kleinere poriën het water afvoeren. Kleinere poriën zuigen sterker aan het water



10.12 *Figuur*
Het effect van verschillende korsten resp. regenintensiteiten op de infiltratie-intensiteit in drie gronden. De gronden zijn geschematiseerd tot een stel buisjes van verschillende diameter.



10.13 *Figuur*
Doorlaatkarakteristieken van een matig grof zand, een zeer lichte zavel en een zeer zware klei, gemeten met de korstenmethode en hete-luchtmethode. De kleicurve is gecorrigeerd voor de aanwezigheid van scheuren en geeft k_{macro} weer (zie 10.6.4).

dan grotere (vergelijk figuur 9.13). *Grotere poriën kunnen zich alleen met water vullen als de toegediende hoeveelheid niet meer door de kleinere poriën kan worden verwerkt.* Dit belangrijke principe gebruiken we in 10.5.6 bij het bespreken van waterbeweging door kleigronden.

10.2.2 Doorlaatkarakteristiek

Hierboven zagen we dat de doorlatendheid bij drogen afneemt. Met in § 10.3 te bespreken methoden kan het verband tussen doorlatendheid en drukhoogte worden vastgesteld, hetzij rechtstreeks, hetzij via het vochtgehalte als de vochtkarakteristiek bekend is. Door zijn poriëngrootteverdeling heeft elk grondmonster een karakteristiek verband tussen doorlatendheid en drukhoogte; we zullen dit verband de *doorlaatkarakteristiek* noemen. Figuur 10.13 geeft de doorlaatkarakteristieken van een zand-, een zavel- en een kleimonster, dubbellogaritmisch uitgezet.

Bij $h = -1$ cm is de grond vrijwel verzadigd. Dan is de doorlatendheid van het zand groter dan van de zavel. Bij een lage drukhoogte is dit echter andersom. Hoe is dit te verklaren? Bij dalende h wordt het vochtgehalte kleiner. Het volgen van de curven van rechts naar links in figuur 10.13 komt dus op hetzelfde neer als het leeg worden van de grote poriën in figuur 10.12 (van links naar rechts). Het zand heeft meer grote poriën dan de zavel, maar minder kleinere poriën. Als de grote poriën gevuld zijn met water, is de doorlatendheid k_{sat} van het zand groot. Bij afnemende drukhoogte zit er al spoedig weinig water meer in het zand, waardoor k sterk afneemt. De afname voor de zavel is veel minder sterk omdat deze grond meer middelfijne poriën heeft. De klei tenslotte heeft een hoge k_{sat} als gevolg van enkele doorlopende, grotere poriën. Bij een weinig negatieve drukhoogte vullen deze poriën zich echter al met lucht, waardoor k sterk daalt. Bij nog verder afnemende drukhoogte is de daling geringer omdat de fijne poriën in de structuurelementen zeer lang met water gevuld blijven.

Verbanden tussen k en h kunnen als grafiek worden gepresenteerd of als tabel. Ook zijn formules afgeleid waarin relaties tussen k en h worden gegeven: $k = k_{sat} \times e^{\alpha h}$ geldt bv. tot $h \approx -200$ cm. Hierbij is α een karakteristieke constante. Voor lagere waarden van h geldt $k = a \times h^{-n}$, *waarbij* a en n karakteristieke constanten zijn (Rijtema, 1965). In simulatiemodellen worden vaak getabuleerde waarden van k ingevoerd.

10.14 *Vragen*

a. Schrijf de doorlaatkarakteristiek van de zavel uit figuur 10.13 op in tabelvorm.
b. Hoe zou de doorlaatkarakteristiek van een matig fijn zand ongeveer kunnen verlopen?
c. Ziet u een verschil tussen het kleimonster in figuur 10.12 en 10.13?

10.3 METEN EN BEREKENEN VAN DE DOORLATENDHEID

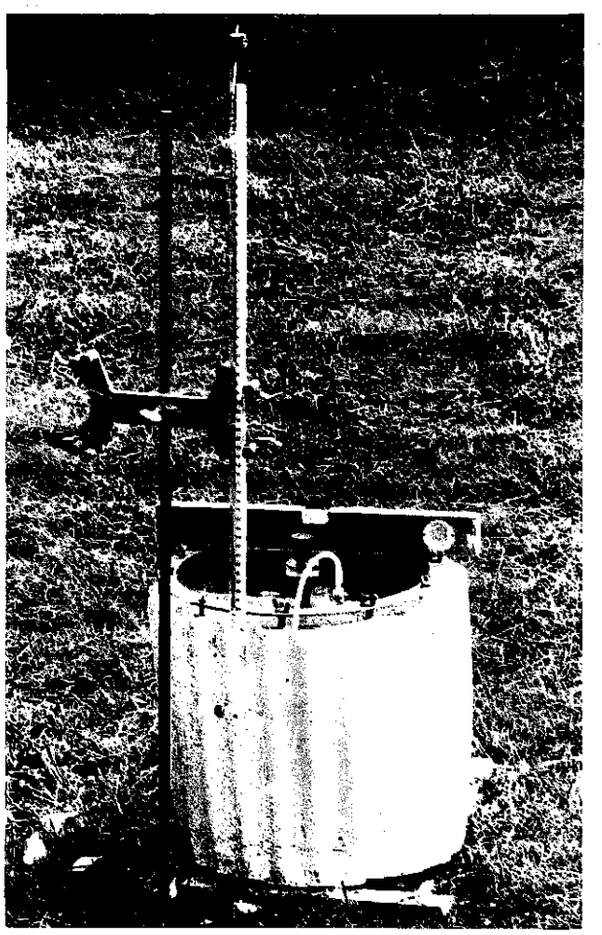
Er zijn verschillende veld- en laboratoriummethoden voor het meten van de doorlatendheid k. Bovendien is het mogelijk om voor een beperkt aantal gevallen k te berekenen: met behulp van equivalente-poriëngrootteverdelingen, die zijn afgeleid van de vochtkarakteristiek, en met behulp van micromorfologische gegevens. Alleen enkele principes van de meetmethoden kunnen hier worden behandeld. Een uitvoeriger overzicht geven Bouma, Peatzold & Grossman (1982) en Verlinden & Bouma (1983). Voor gedetailleerde beschrijvingen zal worden verwezen naar diverse publikaties.

10.3.1 Verzadigde doorlatendheid: boorgatmethode en kolommethode

Voor het meten van k_{sat} (doorlatendheid van verzadigde grond) wordt veel gebruik gemaakt van de *boorgatmethode* (Van Bavel & Kirkham, 1948; Van Beers, 1979). Hierbij wordt een boorgat gemaakt tot tenminste 30 cm beneden de grondwaterspiegel. Na het verwijderen van het water uit het boorgat wordt de snelheid gemeten waarmee het water terugstroomt. Via tabellen kan deze snelheid worden omgerekend in een waarde van k_{sat}, die vooral een maat voor de horizontale doorlatendheid is, omdat stroming naar het boorgat hoofdzakelijk in laterale richting plaatsvindt. De methode wordt vooral bij het ontwerpen van drainagesystemen toegepast, maar heeft enkele beperkingen. Zo kan zij alleen beneden de grondwaterspiegel worden uitgevoerd. Ook kan tijdens het boren van het boorgat versmering van de wanden optreden, vooral in kleigronden, waardoor de gemeten k_{sat} veel lager is dan de echte k_{sat} van de bodem.
Om beide bezwaren op te heffen is de *kolommethode* ontwikkeld, waarbij een grote cylindrische kolom ter plaatse in de te meten bodemhorizont wordt uitgesneden (Bouma, 1977: 49). De kolom heeft een diameter en hoogte van 30 cm. Na versteviging met een gipsmantel wordt de doorlatendheid gemeten door de instroomsnelheid vast te stellen via een infiltrometer. Deze filtersnelheid is, bij vrije uitstroming aan de onderkant van de kolom, vrijwel gelijk aan k_{sat} omdat aan de bovenkant van de kolom een lage, positieve drukhoogte wordt gehandhaafd via een buretopstelling (figuur 10.15). De verkregen k_{sat} geldt voor de verticale richting. De methode kan ook voor de horizontale doorlatendheid gebruikt worden door een horizontale kolom uit te snijden.
De kolommethode heeft als voordeel dat een volkomen ongestoord bodemmonster wordt gekarakteriseerd met een zodanig volume, dat de natuurlijke variatie in gronden met structuurelementen in het monster tot uiting komt. Dit aspect is belangrijk voor iedere bodemfysische bepaling. Er is tot nu toe weinig aandacht besteed aan de vraag hoe groot representatieve monsters moeten zijn. Veel zogenaamde veldvariabiliteit van fysische gegevens berust op onvoldoende monstergrootte. Om deze reden is het meten van de doorlatendheid in Kopeckyringen (100 cm³) dikwijls af te raden.

10.3.2 Onverzadigde doorlatendheid: korstenmethode en verdampingsmethode

Het meten van de doorlatendheid van onverzadigde grond is gecompliceerder dan de meting van k_{sat}. Voor negatieve druk-



10.15 *Figuur*

Kolommethode voor het meten van de verzadigde doorlatendheid in het veld van bodemhorizonten die overwegend boven de grondwaterspiegel liggen. Foto Stiboka 22609.

hoogten nabij verzadiging ($h=0$) is de *korstenmethode* geschikt (Bouma, 1977: 47). Deze veldmethode gebruikt dezelfde kolommen als de kolommethode, alleen wordt nu een serie gipskorsten aangebracht aan het oppervlak. Als gevolg hiervan raakt de onderliggende bodem onverzadigd (figuur 10.12). De via een buret gemeten infiltratiesnelheid door de korst wordt gecombineerd met de drukhoogte die onder de korst met een tensiometer wordt gemeten, het liefst op twee onder elkaar gelegen punten. De gemeten filtersnelheid is meestal gelijk aan de waarde van k die hoort bij de gemeten drukhoogte (zie vraag 10.11e). Een drietal korsten kan worden aangebracht, te beginnen met de korst die de laagste drukhoogte veroorzaakt. De korstenmethode is als enige methode geschikt om de doorlatendheid te meten in het traject $h=0$ tot ca. –40 cm, omdat door de grootte van het monster de middelgrote poriën in hun natuurlijke samenhang aan de stroming kunnen deelnemen. De bepaling levert een directe waarde die niet wiskundig hoeft te worden afgeleid. Juist in het traject nabij verzadiging leveren andere methoden grote problemen op, omdat de wiskundige interpretatie van snel veranderende systemen erg moeilijk is.

Voor het bepalen van de doorlatendheid bij lagere drukhoogten dan ca. –40 cm worden andere methoden gebruikt. Steeds wordt een filtersnelheid gemeten of berekend die hoort bij een bepaalde drukhoogte of vochtfractie. Bij de *hete-luchtmethode* wordt een verzadigd, cylindrisch monster in een stalen ring aan de bovenkant verhit door middel van een luchtstroom van 250°C (Arya, Farrell & Blake, 1975). Na 10 minuten wordt het monster in plakjes gesneden en het vochtgehalte als functie van de diepte bepaald. Voor elk plakje kan de diffusiecoëfficiënt D berekend worden. D is de oppervlakte water die per tijdseenheid gepasseerd is. Er geldt bovendien:

10.16 $$D = k\frac{\Delta h}{\Delta \varphi}$$

Als de vochtkarakteristiek bekend is, volgt h uit θ en is k te berekenen. De hete-luchtmethode is snel en goedkoop en daarom aantrekkelijk. Er is een groot bereik: van $h=-50$ tot –5000 cm.

Bij de *verdampingsmethode* laat men een nat cylindrisch monster aan de bovenkant langzaam verdampen (Boels e.a., 1978). De drukhoogte wordt op enkele plaatsen gemeten en ook wordt de (afnemende) massa van het monster als functie van de tijd bepaald. Op basis van deze gegevens kan k in het traject $h=-40$ tot ca. –800 cm worden berekend. Deze ondergrens hangt samen met het beperkte meetbereik van de tensiomenter die niet meer werkt in een lager traject omdat het water gaat 'koken'. De verdampingsmethode wordt veel toegepast, in verschillende varianten, zowel in laboratorium als veld. De methode is vrij kostbaar en ingewikkeld en neemt veel tijd in beslag voor het meten van k bij lagere drukhoogten.

Een veelbelovende methode lijkt het meten van k op basis van *sorptiviteit* (Dirksen, 1979). Onder sorptiviteit wordt hier verstaan: de cumulatieve absorptie van water gedeeld door de wortel uit de tijd. Water wordt via een poreuze plaat onder druk toegediend aan een ongestoord bodemmonster met een diameter en hoogte van 10 cm, met behulp van een injectiepomp en mechanische raderen. Iedere combinatie van pompsnelheid, radergrootte en volume van de injectiepomp induceert een specifieke sorptiviteit in het monster. Wanneer de sorptiviteit constant is, worden het vochtgehalte en de drukhoogte gemeten op het grensvlak van grond en poreuze plaat. Een constante waarde wordt meestal al na enkele minuten bereikt. De verkregen waarde van de sorptiviteit wordt gebruikt voor het berekenen van de diffusiecoëfficiënt en van k.

10.3.3 Morfologische benadering

De doorlatendheid werd tot nu toe fysisch gedefinieerd. Voor het begrijpen van verschillen in k tussen verschillende gronden is het ook nuttig om de doorlatendheid te benaderen vanuit een morfologisch gerichte analyse van het poriënstelsel in de grond. De hoeveelheid water die door cylindrische en spleetvormige poriën kan worden getransporteerd, neemt sterk toe als de diameter resp. wijdte groter wordt. Dit blijkt uit de volgende formules. Voor laminaire stroming in cylindrische poriën geldt de *wet van Poiseuille*:

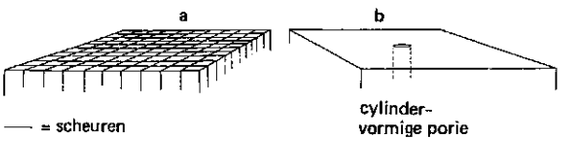
10.17 $$Q = \frac{\pi g \rho_w r^4}{8\eta} \times \frac{dH_h}{ds}$$ waarin

Q = debiet = het volume water dat per tijdseenheid door een cylindrische porie stroomt; r = straal van cylindrische porie; η = viscositeit van water; dH_h/ds = gradiënt van de stijghoogte. Voor de afleiding zie bv. Koorevaar & Dirksen, 1982: 257. Met *laminair* wordt bedoeld dat de waterdeeltjes zich laagsgewijs voortbewegen in min of meer evenwijdige stroombanen. Voor laminaire stroming in spleetvormige poriën geldt:

10.18 $$Q = \frac{g \rho_w d^3 l}{12\eta} \times \frac{dH_h}{ds}$$ waarin

d = wijdte van de scheur; l = lengte van de scheur ($d \times l$ = dwarsdoorsnede van de scheur).

In formule 10.17 komt r tot de vierde macht voor, dus als de straal van een cylindrische porie 2 keer zo groot wordt, kan hij 16 keer zoveel water tranporteren (bij dezelfde gradiënt van H_h). Voor een twee keer zo wijde scheur geldt een factor 8. Met formule 10.17 is te berekenen dat een cylinder met een diameter van 100 µm ca. 2 cm³ per dag kan transporteren. Een scheur met een lengte van 1 cm en een wijdte van 100 µm transporteert 720 cm³/d. Dit debiet kunnen we omrekenen tot de doorlatendheid door te delen door de oppervlakte waarin de poriën voorkomen (bij een stijghoogtegradiënt = 1). Vele zavel- en kleigronden hebben een structuurbeeld van enkele grotere poriën in een zeer fijnporeuze matrix (figuur 10.19). Men zou dan een lage doorlatendheid verwachten. Uit rekenvoorbeeld 10.20 volgt echter dat poriën, die nauwelijks zichtbaar zijn met het blote oog, al veel water kunnen transporteren. Als deze poriën doorlopen en niet te gering in aantal zijn, zal de doorlatendheid van de grond als geheel groot zijn, ook al laat de fijnporeuze matrix bijna niets door. Eventuele wateroverlast zal dan niet te wijten zijn aan een slecht doorlatende bovengrond, maar bv. aan verstopte drains (Dekker & Bouma, 1978).



10.19 *Figuur*
Twee bodemstructuurmodellen ter illustratie van het effect op de doorlatendheid van a. scheuren en b. cylindrische poriën (zie rekenvoorbeeld 10.20).

10.20 *Rekenvoorbeeld*

We gaan uit van de structuurmodellen in figuur 10.19. Daarbij is grond geschematiseerd tot enkele (grotere) poriën en een ondoorlatende massa daartussen. Met behulp van de formules 10.17 en 10.18 kan de hoeveelheid water worden geschat die door deze poriën getransporteerd wordt bij verschillende diameters van de cylindrische poriën of wijdtes van scheuren. Formule 10.17 kunnen we als volgt invullen, als $dH_h/ds = 1$:

$$Q = \frac{\pi g \rho_w r^4}{8\eta} \times \frac{dH_h}{ds} =$$

$$\frac{3{,}14 \times 10\,\mathrm{N\,kg^{-1}} \times 1000\,\mathrm{kg\,m^{-3}} \times r^4}{8 \times 10^{-3}\,\mathrm{N\,s\,m^{-2}}} =$$

$$= 3925000\,\mathrm{m^{-1}\,s^{-1}} \times r^4 = 3925000 \times 0{,}01\,\mathrm{cm^{-1}} \times 86400\,\mathrm{d^{-1}} \times r^4 =$$
$$= 3{,}4 \times 10^9\,\mathrm{cm^{-1}\,d^{-1}} \times r^4$$

Als de straal r = 250 µm = 0,025 cm, wordt $Q = 3{,}4 \times 10^9\,\mathrm{cm^{-1}\,d^{-1}} \times (0{,}025\,\mathrm{cm})^4 = 1328\,\mathrm{cm^3/d}$.

Dit is tot een verzadigde doorlatendheid om te rekenen (stijghoogtegradiënt = 1):

$$\frac{Q}{A} = k_{sat}\frac{dH_h}{ds} = k_{sat}.$$

Als bovengenoemde porie een oppervlakte $A = 100\ cm^2$ bedient, dan is

$k_{sat} = \frac{1328\ cm^3/d}{100\ cm^2} \approx 13$ cm/d. Op deze wijze zijn in onderstaande tabel een aantal doorlatendheden berekend, waaruit blijkt dat een porie met een diameter van 1 mm al een aanzienlijke afvoer kan verzorgen. Dit ondanks het zeer kleine, fysisch niet te meten volume dat zo'n porie inneemt (zie kolom ϕ_p, poriënfractie).

Tabel: *Bijdrage van cylindrische poriën aan de doorlatendheid*

r (cm)	ϕ_p	Q (cm³/d)	A (cm²)	k_{sat} (cm/d)
0,005	$0{,}8\times10^{-6}$	2	100	0,02
0,010	$0{,}3\times10^{-5}$	34	100	0,34
0,025	$0{,}2\times10^{-4}$	1328	100	13
0,050	$0{,}8\times10^{-4}$	21120	100	211
0,200	$0{,}1\times10^{-2}$	5×10^{6}	100	54400

Vullen we op analoge wijze formule 10.18 in, dan krijgen we voor de spleetvormige poriën:
$Q = 7{,}2\times10^{8}\ cm^{-1}d^{-1}\times d^3\times l$.
Hebben de scheuren een vierkantspatroon, zoals in figuur 10.19a, dan is de scheurlengte l gelijk aan twee keer de zijde van het vierkant. Uit de tabel blijkt dat een scheur met wijdte $d = 1$ mm al een enorm grote afvoer kan verzorgen.

Tabel: *Bijdrage van scheuren aan de doorlatendheid*

d (cm)	l (cm)	ϕ_p	Q (cm³/d)	A (cm²)	k_{sat} (cm/d)
0,001	2	0,002	1,4	1	1,4
0,005	2	0,010	180	1	180
0,010	2	0,020	1440	1	1440
0,001	4	0,001	2,9	4	0,7
0,005	4	0,005	360	4	90
0,010	4	0,010	2880	4	720
0,100	4	0,100	$2{,}8\times10^{6}$	4	720000

10.21 *Vraag*
In een overigens massief en ondoorlatend materiaal komt in een horizontale oppervlakte van 1000 cm² één continue, cylindrische porie voor met een diameter van 1000 µm en één continue scheur met een lengte van 2 cm en een wijdte van 200 µm. Hoe groot is k_{sat} bij een stijghoogtegradiënt van 1 cm/cm?

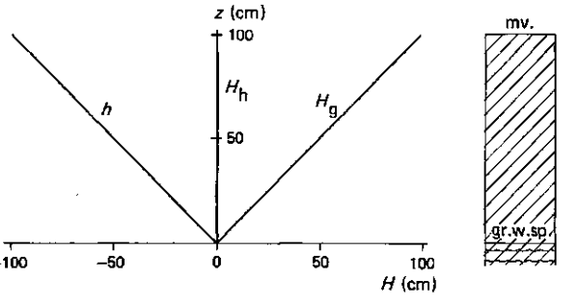
Het bovenstaande toont aan dat het berekenen van de doorlatendheid in theorie mogelijk is. Maar voor het toepassen op echte gronden zijn er grote moeilijkheden. Poriën zijn onregelmatig van vorm. De nauwste plek in een porie bepaalt zijn doorlatendheid. Je moet weten of en hoe de porie doorloopt. De afmetingen van de poriën moeten bepaald worden: ze kunnen direct met micromorfologische technieken worden gemeten, of afgeleid uit de vochtkarakteristiek. In het laatste geval is er sprake van equivalente poriëngroottes (9.4.7). De vernauwingen moeten met behulp van statistische technieken worden geschat. Ondanks deze moeilijkheden worden bij het berekenen van de doorlatendheid van zand goede resultaten bereikt; voor alle andere grondsoorten zijn de resultaten slecht (Bouma, 1977: 41). Er zijn correctiefactoren nodig om berekende en gemeten doorlatendheid met elkaar in overeenstemming te brengen.

Voor de micromorfologische technieken geldt dat in gronden met duidelijke structuurelementen (bv. zware klei) goede resultaten worden bereikt, wanneer voor de berekeningen van k_{sat} gebruik wordt gemaakt van monsters waarin de grotere watervoerende poriën zijn gekleurd, bv. met een oplossing van methyleen-blauw in water (Bouma & Jongerius, 1979). Dan kan er ook het noodzakelijke onderscheid worden gemaakt tussen verschillende soorten poriën, bv. ronde gangen en spleetvormige scheuren. Het volume van deze watervoerende poriën is zo gering dat meting met bodemfysische methoden niet mogelijk is.
Deze kostbare technieken zijn vooral geschikt voor onderzoeksdoeleinden. Voor het op grote schaal verkrijgen van doorlaatkarakteristieken vormt meting de enig mogelijke procedure. Omdat meting in alle gevallen relatief kostbaar is en gespecialiseerd personeel eist, wordt getracht relaties te vinden tussen gemeten doorlaatkarakteristieken enerzijds en gemakkelijk te bepalen bodemeigenschappen anderzijds. Gedacht wordt daarbij aan textuur, organische-stofgehalte, bodemstructuur en dichtheid (Bloemen, 1979).

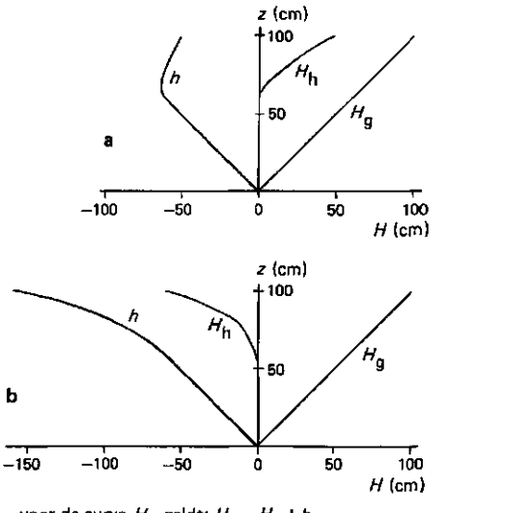
10.4 STROMING NA EVENWICHT (PRINCIPES)

10.4.1 Inleiding

Stroming van water in de bodem vindt plaats als gevolg van stijghoogtegradiënten. De filtersnelheid wordt bepaald door de gradiënt van de stijghoogte en de doorlatendheid. We beperken ons tot constante stromingssystemen waarin de stijghoogten en vochtgehaltes op ieder punt niet veranderen. Dergelijke systemen kunnen met tamelijk eenvoudige methoden worden gekarakteriseerd. Veranderende systemen in de natuur worden vaak benaderd in termen van een opeenvolging van constante systemen die ieder van korte duur zijn. Omdat hierbij veel rekenwerk nodig is, wordt gebruik gemaakt van de computer. De beschrijving van enkele constante stromingssystemen in de paragrafen 10.4 t/m 10.6 heeft dus niet alleen betekenis voor natuurlijke constante systemen, maar ook voor de veranderende systemen.
Er treedt in de bodem geen stroming van vocht op, als er geen verschillen zijn in stijghoogte. Het voorbeeld in figuur 10.22 geeft zo'n evenwichtstoestand weer in een homogene bodem,



10.22 *Figuur*
Het verloop van plaatshoogte H_g, drukhoogte h en stijghoogte H_h bij hydrostatisch evenwicht in een bodemprofiel met grondwaterspiegel op $d_{mv} = 100$ cm. Op alle punten is $H_h = 0$.



voor de curve H_h geldt: $H_h = H_g + h$

10.23 *Figuur*
Momentopname van energietoestanden van het bodemwater tijdens a. regenval en b. verdamping. De invloed van de stroming is (pas) doorgedrongen tot 40 cm onder maaiveld.

waarin het grondwater aanwezig is op een diepte van 1 m beneden maaiveld. Een soortgelijk geval is behandeld in de vragen 9.36 en 10.11d en in voorbeeld 9.62. Op elke hoogte boven de grondwaterspiegel heffen plaatshoogte en drukhoogte elkaar op: hun som, de stijghoogte is nul. Zo'n situatie kan zich in de winter voordoen als het een tijd niet geregend heeft en de verdamping verwaarloosbaar klein is, bv. tijdens mist. Onder welke condities zal nu stroming van vocht gaan optreden? We zullen eerst regen en dan verdamping behandelen.

10.4.2 Regen en verdamping in evenwichtsprofiel

We gaan uit van het profiel in figuur 10.22. Als er regen valt, neemt het vochtgehalte aan het oppervlak toe en daarmee wordt ook de drukhoogte groter. Deze stijgt bv. van $h = -100$ naar -50 cm. Aangezien de plaatshoogte steeds constant blijft, vinden we dat nu $H_h = 50$ cm. Op grotere diepte is H_h gelijk aan nul, zodat er een benedenwaartse gradiënt ontstaat en dus stroming in die richting. Figuur 10.23a geeft een momentopname van de energietoestanden tijdens die stroming, als deze is doorgedrongen tot 40 cm onder maaiveld.

Wanneer er in het evenwichtsprofiel een sterke verdamping optreedt, waardoor vocht aan de bovengrond wordt onttrokken, zal de drukhoogte daar dalen, bv. tot $h = -160$ cm. Dit betekent dat de stijghoogte daalt tot $H_h = -60$ cm. Op grotere diepte is H_h nog nul, zodat er nu een opwaartse stroming ontstaat. Drukhoogten die voorkomen aan de rechterkant van de evenwichts-h-lijn geven veelal aanleiding tot neerwaartse stroming; die welke aan de linkerkant voorkomen leiden tot opwaartse stroming (vergelijk figuur 10.22 met 10.23). Maar op korte afstand kunnen binnen deze gebieden soms drukhoogteverschillen voorkomen die een ander effect hebben; het hier geschetste beeld is sterk vereenvoudigd. De benedenwaartse stroming zal nu gedetailleerder worden beschreven (§ 10.5). De opwaartse stroming volgt dan in § 10.6.

10.24 *Vraag*
Teken het diagram met energietoestanden, als een constante, vrij geringe infiltratiestroming is doorgedrongen tot aan het grondwater.

10.5 INFILTRATIE

10.5.1 Constante infiltratiesnelheid in diepe, homogene grond zonder grondwaterspiegel

Infiltratie van water dat gedurende lange tijd met constante snelheid wordt toegediend aan een diepe, homogene bodem is gemakkelijk te karakteriseren. Er vindt de zogenaamde *zwaartekrachtstroming* plaats. Dit houdt in dat zich een constante drukhoogte instelt en de gradiënt van de stijghoogte alleen bestaat uit de gradiënt van de plaatshoogte: $dH_h/ds \approx dH_g/ds = 1$ cm/1 cm = 1. Uit de wet van Darcy volgt dan $-k = q = q_i$, dwz. de negatieve doorlatendheid wordt gelijk aan de filtersnelheid, die weer gelijk is aan de *infiltratiesnelheid* q_i. Bij zwaartekrachtstroming kunnen we uit de doorlaatkarakteristiek aflezen welke drukhoogte zich zal instellen. Infiltreert er bv. $q_i = -1$ cm/d, dan is $k = 1$ cm/d en kunnen we voor de lichte zavel in figuur 10.13 aflezen dat $h = -30$ cm zal worden. Uit de vochtkarakteristiek (zie o.a. tabel 9.60) is dan weer het vochtgehalte θ af te leiden, dat in een homogene grond overal gelijk zal worden bij zwaartekrachtstroming. In ons voorbeeld van de zavel zal $\theta \approx 0{,}42$ worden.
De conventie dat neerwaartse stroming een negatieve waarde krijgt, brengt ons in terminologische moeilijkheden. Wiskundig gesproken is -2 cm/d lager dan -1 cm/d, maar bij infiltratie voelen we -2 cm/d aan als groter. Om dit probleem te omzeilen zullen we de absolute waarde van de infiltratiesnelheid de *infiltratie-intensiteit* noemen (symbool $-q_i$).

10.25 *Vraag*
Een homogene zandgrond met een zeer diepe grondwaterspiegel wordt beregend met een intensiteit van 8 mm/h. De grond bestaat uit zeer humusarm, leemarm, matig grof zand. Kan de grond deze hoeveelheid verwerken en kunt u schatten welke waarden de drukhoogte en het vochtgehalte na verloop van tijd zullen aannemen?

10.5.2 Constante infiltratiesnelheid in homogene grond met een grondwaterspiegel

De meeste bodems zijn niet 'diep', maar hebben een grondwaterspiegel. Is dit het geval in het bovengenoemde voorbeeld, dan zal de drukhoogte langzaam moeten toenemen van -30 cm tot nul op het grondwaterniveau. We willen nu weten hoe deze h-curve precies verloopt met de diepte. Is de invloed van het grondwater al hoog in het profiel merkbaar? Dat zou kunnen betekenen dat de wortelzone bij regen erg nat wordt en de zuurstofvoorziening van de wortels misschien in het gedrang komt. Het onderstaande behelst een benaderende berekening hoe de drukhoogte met de diepte verloopt voor twee grondsoorten. Voor het uitwerken van het hier geschetste probleem moet de wet van Darcy (10.9) worden geïntegreerd.
Dit levert:

10.26 $$z_n = -\int_{h_0}^{h_n} \frac{dh}{1 + \frac{q}{k}}$$ waarin

z_n = verticale afstand tussen een punt met drukhoogte h_n en een referentiepunt met drukhoogte h_0. Voor q wordt een positieve waarde ingevuld bij stroming naar boven en een negatieve bij stroming naar beneden.

De afleiding van formule 10.26 is als volgt. Voor verticale stroming geldt $s = z$, waardoor de zwaartekrachtgradiënt = 1.

$$q = -k\frac{dH_h}{dz} = -k\frac{d(H_g + h)}{dz} = -k\left(\frac{dH_g}{dz} + \frac{dh}{dz}\right) = -k\left(1 + \frac{dh}{dz}\right)$$

Omzetting levert

$$dz = -\frac{dh}{1 + \frac{q}{k}} \text{ of } \int dz = -\int \frac{dh}{1 + \frac{q}{k}}$$

Het oplossen van formule 10.26 is niet eenvoudig, omdat k van h afhangt. We zullen een benaderende berekening van z_n geven door telkens voor een vrij klein traject van h het rekenkundig gemiddelde van k in te vullen, afgelezen uit de doorlaatkarakteristiek (zie rekenvoorbeeld 10.27).

10.27 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: In een grond, bestaande uit de zavel van figuur 10.13 is $q_i = -1$ cm/d.
Gevraagd: Bij welke waarde van z komt een drukhoogte $h = -10$ cm voor? Met welk bedrag neemt z toe tussen $h = -10$ en -20 cm?
Oplossing: Uit de doorlaatkarakteristiek in figuur 10.13 volgt $k = 15$ cm/d bij $h = 0$, en $k = 4$ cm/d bij $h = -10$ cm. Dan is in dit h-traject:

$$k_{gem} = \frac{15 + 4}{2} = 9{,}5 \text{ cm/d}.$$

We stellen $z = 0$ in de grondwaterspiegel en gebruiken formule 10.26.

$$z_n = -\int_{h=0}^{h=-10\text{ cm}} \frac{dh}{1 + \frac{-1\text{ cm/d}}{9{,}5\text{ cm/d}}} = -\frac{-10\text{ cm} - 0}{0{,}89} = 11{,}2\text{ cm}.$$

Dus op een hoogte van 11,2 cm boven de grondwaterspiegel heerst een drukhoogte van -10 cm. Voor het traject $h = -10$ naar -20 cm krijgen we:

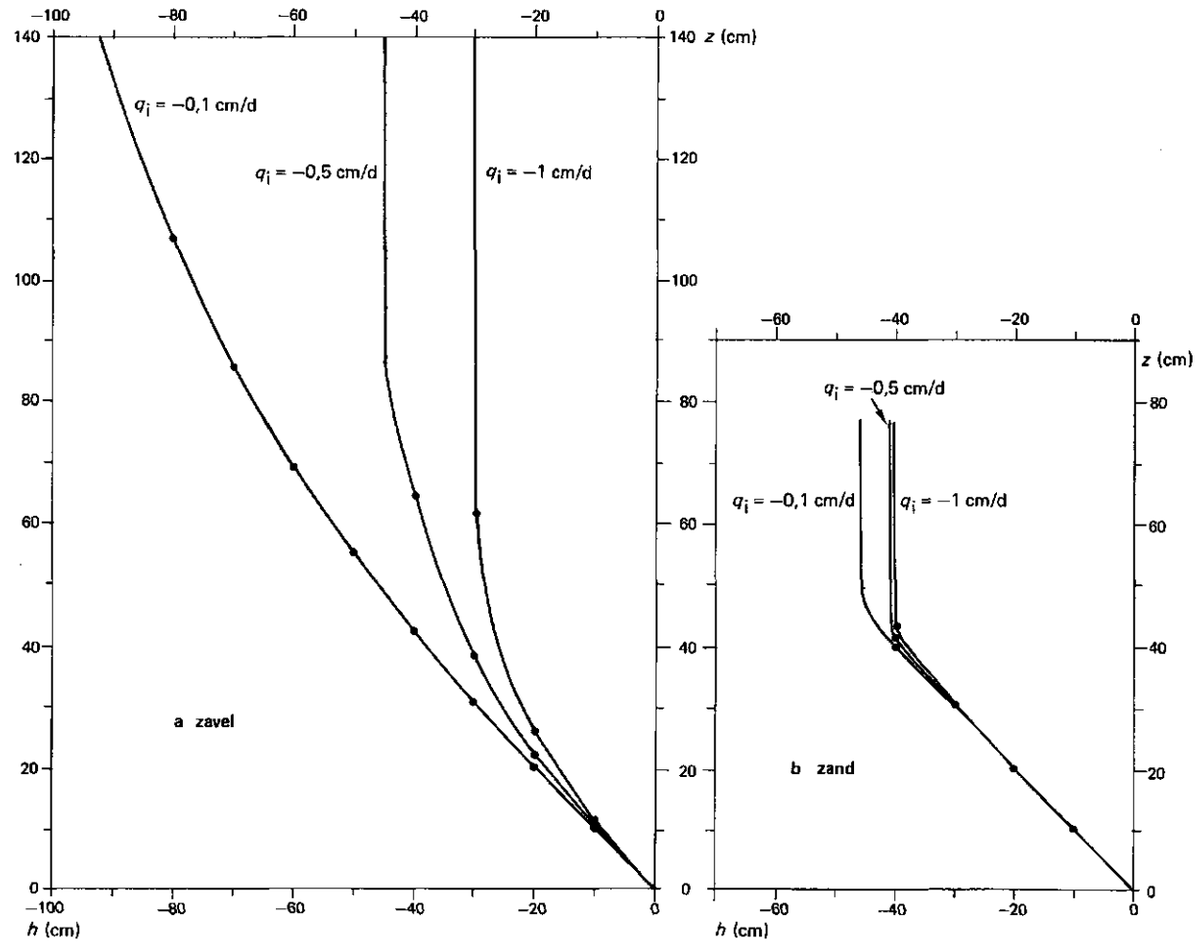
$$z_n = -\int_{h=-10\text{ cm}}^{h=-20\text{ cm}} \frac{dh}{1 + \frac{-1\text{ cm/d}}{2{,}9\text{ cm/d}}} = -\frac{-20\text{ cm} - (-10\text{ cm})}{0{,}65} = 15{,}3\text{ cm}.$$

In tabel 10.28 is het verdere verloop aldus berekend, ook bij andere infiltratiesnelheden en voor een tweede grondsoort. Zouden we een kleiner interval dan $\Delta h = 10$ cm kiezen, dan zou de berekening nauwkeuriger worden.
Onderin tabel 10.28 staan de laagste drukhoogtes die bij de gegeven infiltratiesnelheid bereikt kunnen worden volgens de doorlaatkarakteristiek. Het berekenen van z_n voor een lagere waarde dan deze drukhoogte heeft geen betekenis en is in de tabel dus niet gedaan. In figuur 10.29 zijn de cijfers uit tabel 10.28 cumulatief uitgezet en kunnen we zien wat ze voorstellen.

10.28 ***Tabel***

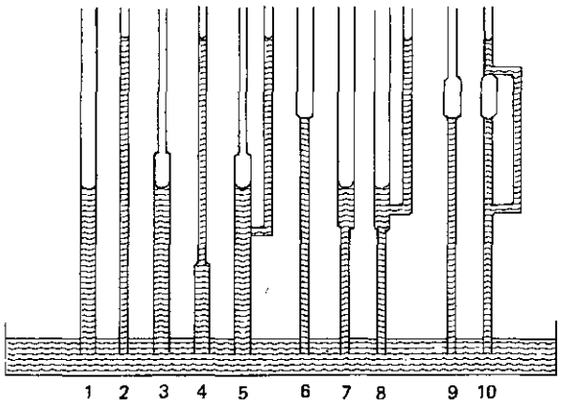
Berekening van het drukhoogteverloop bij infiltratie in een zavel- en een zandgrond met een grondwaterspiegel. De berekening van z_n is niet-cumulatief uitgevoerd voor drie infiltratiesnelheden (vergelijk voorbeeld 10.27).

h (cm)	k (cm/d)		k_{gem} (cm/d)		z_n (cm) bij					
					$q_i = -1$ cm/d		$q_i = -0{,}5$ cm/d		$q_i = -0{,}1$ cm/d	
	zavel	zand	zavel	zand	zavel	zand	zavel	zand	zavel	zand
0	15	1000								
–10	4	100	9,5	550	11,2	10,0	10,6	10,0	10,1	10,0
–20	1,8	30	2,9	65	15,3	10,2	12,1	10,1	10,4	10,0
–30	1,0	9	1,4	19	35	10,6	15,6	10,3	10,8	10,1
–40	0,6	0,5	0,8	4,8		12,6	26,7	11,2	11,4	10,2
–50	0,4	0,06	0,5						12,5	
–60	0,30		0,35						14,0	
–70	0,22		0,26						16,2	
–80	0,16		0,19						21,1	
			$-q_i = k$ bij $h =$		–30	–40	–45	–41	–100	–46 cm



10.29 ***Figuur***

Het verloop van de drukhoogte h met de verticale afstand z bij neerwaartse stroming naar een grondwaterspiegel in a. zavel en b. zand, cumulatief uitgezet op basis van de berekeningen in tabel 10.28.



10.30 *Figuur*
Opstijging in capillaire buisjes van verschillende diameter, op allerlei manieren gecombineerd. Engelhardt, 1957: 83.

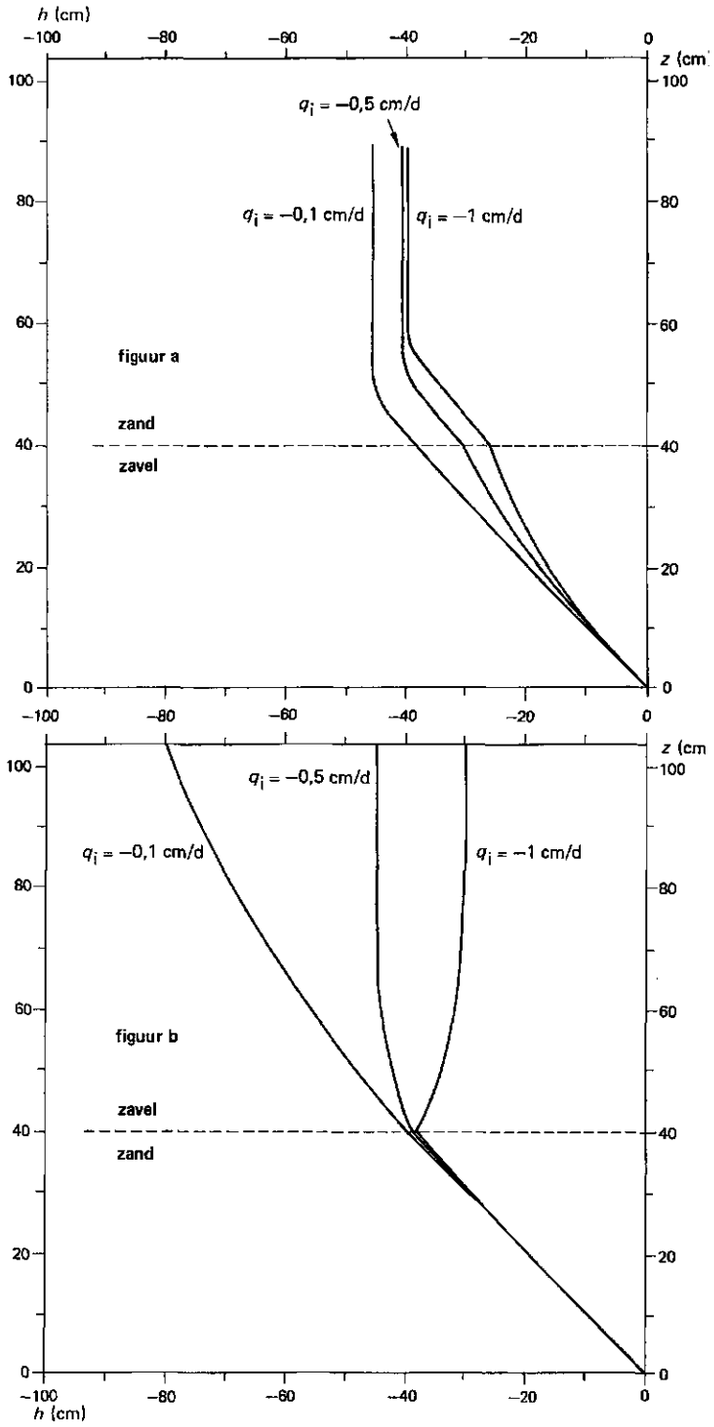
Als het grondwater niet te ondiep zit, stelt zich bovenin de grond een constante drukhoogte in, die overeenkomt met de infiltratiesnelheid. Dit deel van de curves komt overeen met het in de vorige subparagraaf besproken geval van een grond zonder grondwaterspiegel. Het is deze drukhoogte die onderin de tabel staat aangegeven. Op zekere diepte wordt de invloed van het grondwater merkbaar en gaat de h-curve afbuigen, dus de grond natter worden. De curve nadert daarbij de 45°-lijn, die de evenwichtssituatie aangeeft, maar valt er pas in het nulpunt mee samen.
Naarmate de infiltratie-intensiteit lager is, wordt de invloed van de grondwaterspiegel op de drukhoogte hoger in het profiel merkbaar. Opvallend is het verschil tussen de twee grondsoorten, vooral bij de laagste infiltratie-intensiteit: in het zand begint de h-curve af te buigen op een afstand van ongeveer 50 cm boven de grondwaterspiegel; in de zavel is dit meer dan 2 m. Dit komt omdat de doorlatendheid in de zavel veel minder snel met de drukhoogte afneemt dan in het zand. We kunnen dit vergelijken met de invloed van het grondwater op het vochtgehalte: in zavel reikt deze hoger dan in zand (figuur 10.30).

10.31 *Vragen*
a. Waarom kan de h-curve niet samenvallen met de 45°-lijn vóór het nulpunt? (figuur 10.29).
b. Breng alle in figuur 10.30 getoonde principes onder woorden en probeer er een bodemkundig voorbeeld bij te noemen.

10.5.3 Constante infiltratiesnelheid in gelaagde grond

De tot nu toe besproken voorbeelden hebben betrekking op homogene gronden, die in de natuur nauwelijks voorkomen. Neerwaartse stroming door gelaagde grond kan ook op de boven beschreven wijze worden gekarakteriseerd. Het verdient aanbeveling om met de integratie te beginnen aan de onderkant van het systeem. Dit kan een grondwaterspiegel zijn ($h = 0$) of een diepe horizont waarin een constante drukhoogte aanwezig is die overeenkomt met de gekozen filtersnelheid q. De integratie wordt voortgezet tot de ondergrens van de bovenliggende laag. De voor deze grens berekende drukhoogte is nu de beginwaarde voor de integratieprocedure in de tweede laag, enz. De te kiezen drukhoogte-intervallen zullen over het algemeen moeten worden aangepast aan de dikte van de lagen, om het berekenen van meer punten van de drukhoogtelijn mogelijk te maken. Als er al curves bekend zijn voor homogene gronden, dan kunnen deze gebruikt worden voor een gelaagde grond, die uit deze grondsoorten bestaat.

Zo kunnen we de in figuur 10.29 getekende lijnen gebruiken om de drukhoogtes te schatten in lagen zand en zavel van diverse diktes. Twee voorbeelden staan in figuur 10.32, waar boven het freatisch niveau 40 cm zand aanwezig is, bedekt door zavel, en andersom. Het drukhoogteverloop bij drie filtersnelheden is bepaald door op een transparant stuk papier gedeeltes van figuur 10.29 over te tekenen. Op de transparant wordt dezelfde assenverdeling aangebracht en worden de curves van laag 1 overgenomen. Vervolgens leggen we de trans-



10.32 *Figuur*
Verloop van de drukhoogte bij drie infiltratiesnelheden in grond met twee lagen en een grondwaterspiegel. a. Zand op zavel en b. zavel op zand.

parant op de grafiek van de tweede laag en laten de y-assen samenvallen. Door verticaal schuiven kan de curve van de tweede laag worden opgepakt bij dezelfde drukhoogte waarmee de eerste laag eindigde.

Deze procedure verloopt goed behalve voor $q_i = -1$ cm/d als de zavellaag het zand bedekt (figuur 10.32b). De laagste drukhoogte in de zavel ($h = -30$ cm) is daar hoger dan die op het grensvlak ($h = -38$ cm). De overgang van $h = -38$ cm naar -30 cm moet nu apart worden berekend, op de reeds beschreven manier. Om voldoende punten op de drukhoogtecurve te krijgen moet Δh klein worden gekozen. We vinden dan:

h (cm)	z_n (cm)	z (cm)
−38	0	40
−36	4,1	44,1
−33	10,3	54,4
−30	37	91,4

Voorbeeld van berekening:

$$z_n = -\int_{h=-38}^{h=-36} \frac{dh}{1 + \frac{-1\ \text{cm/d}}{k_{gem}}} = -\frac{-36\ \text{cm} - (-38\ \text{cm})}{1 + \frac{-1\ \text{cm/d}}{0{,}675\ \text{cm/d}}} = 4{,}1\ \text{cm}.$$

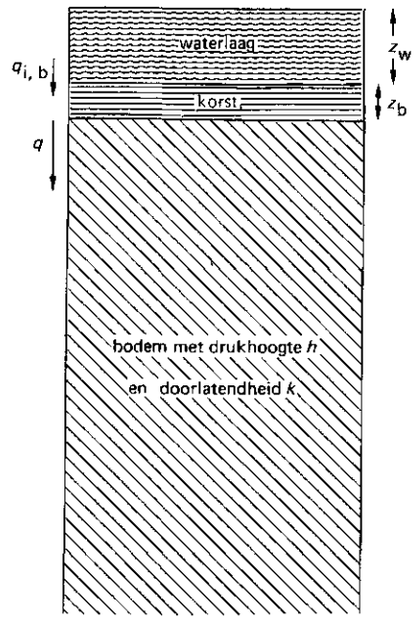
Uit vergelijken van figuur 10.32a met figuur 10.29b blijkt dat de zavellaag bij alle filtersnelheden een iets hogere drukhoogte (dus ook hoger vochtgehalte) induceert in de onderkant van de erop liggende zandlaag, dan zou optreden in een volledig pakket zand. De invloed van een onderliggende zandlaag is anders (vergelijking tussen figuur 10.32b en 10.29a). Alleen bij de hoogste infiltratie-intensiteit (1 cm/d) is de zavellaag onderin wat droger (lagere drukhoogte); verder heeft het zand weinig invloed.

We zouden het aantal voorbeelden onbegrensd kunnen uitbreiden. Steeds geldt dat drukhoogtes in de bodem continu zijn, ook bij scherpe overgangen tussen horizonten. Vochtfracties zijn niet continu, omdat de vochtkarakteristiek van verschillende lagen vaak sterk verschillend is. Uit figuur 10.32 kunnen fasendiagrammen worden afgeleid uit de bij het zand en de zavel behorende vochtkarakteristieken.

10.33 *Vragen*

a. Probeer zelf met een stuk transparant papier figuur 10.32 uit figuur 10.29 af te leiden.

b. Maak een fasendiagram van het profiel: 60 cm zavel op 40 cm zand bij $q = -0{,}5$ cm/d, met grondwaterspiegel op $d_{mv} = 100$ cm.



10.34 *Figuur*

Schematische doorsnede door een oppervlakkige korst die rust op een bodem met drukhoogte h. Er vindt infiltratie met constante snelheid $q_{i,b}$ plaats.

10.5.4 Constante infiltratie door een korst

In kwalitatieve zin werd infiltratie door korsten aan het oppervlak al behandeld in 10.2.1. Met de wet van Darcy is berekening mogelijk van het effect van bepaalde korsten op verschillende gronden. In figuur 10.34 is een geschematiseerde korst weergegeven met een dikte z_b (b = barrière). Er staat een waterlaag op de korst met een dikte z_w. De drukhoogte in de onderliggende bodem is h. In de waterlaag loopt de drukhoogte op van nul aan het wateroppervlak naar z_w aan het korstoppervlak.

Toegepast op de korst geeft de wet van Darcy:

10.35 $$q_{i,b} = -k_b \frac{\Delta H_h}{\Delta z} = -k_b \frac{z_b + z_w - h}{z_b} = -\frac{1}{R_b}(z_b + z_w - h)$$

R_b wordt de *hydraulische weerstand* van de korst genoemd (R = Eng. resistance; dimensie: tijd).

Er geldt:

10.36 $$R_b = \frac{z_b}{k_b}$$

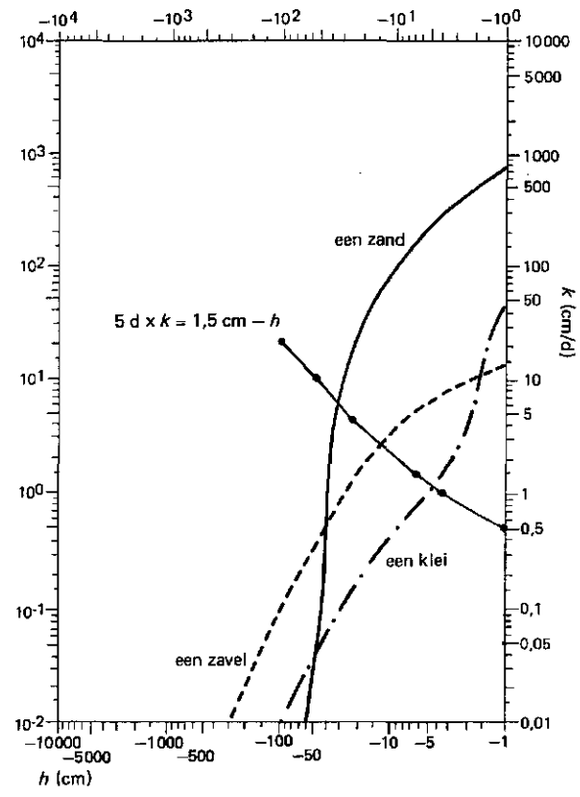
Bij constante stroming door de korst is de infiltratie-intensiteit $-q_{i,b}$ gelijk aan de filtersnelheid in de grond eronder; voor een diepe grond is deze bovendien gelijk aan de doorlatendheid k van die grond:

10.37 $$-q_{i,b} = -q = k$$

Combineren van 10.35 en 10.37 geeft:

10.38 $$R_b \times k = z_b + z_w - h$$

Als we in 10.38 waarden voor R_b, z_b en z_w invullen, dan stelt deze vergelijking een lijn voor, die aangeeft welke combinaties



10.39 *Figuur*

De doorlaatkarakteristieken van figuur 10.13, gecombineerd met een curve die het effect van een korst weergeeft, die voldoet aan de vergelijking 5 d × k = 0,5 cm + 1 cm − h.

van k en h door de korst worden toegelaten in de grond eronder (figuur 10.39). Voor de grond onder de korst geeft de doorlaatkarakteristiek de mogelijke combinaties van k en h aan. Het snijpunt van beide curves stelt dus de drukhoogte voor, die zich onder de korst zal instellen. In voorbeeld 10.40 wordt een en ander uitgewerkt.

10.40 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven is een korst met dikte $z_b = 0{,}5$ cm waarop een waterlaag met dikte $z_w = 1$ cm gehandhaafd wordt. Gemeten zijn een infiltratiesnelheid $q_{i,b} = -1$ cm/d en $h = -3{,}5$ cm.

Gevraagd: a. de waarde van R_b; b. enige combinaties van k en h die door de korst toegelaten worden; c. de grondsoort; d. de drukhoogte die zich onder de korst zal instellen.

Oplossing:

Formule 10.34: $-1 \text{ cm/d} = -\frac{1}{R_b}(0{,}5 \text{ cm} + 1 \text{ cm} + 3{,}5) \rightarrow Rb = 5 \text{ d}$.

Formule 10.38: $5 \text{ d} \times k = 0{,}5 \text{ cm} + 1 \text{ cm} - h$.

Invullen van bv. $k = 5$ cm/d geeft 5 d × 5 cm/d = 1,5 cm − h, waaruit volgt $h = -23{,}5$ cm. Zo kunnen we de volgende tabel samenstellen:

k (cm/d)	h (cm)
0,5	− 1
1	− 3,5
1,5	− 6
5,0	− 23,5
10,0	− 48,5
20,3	−100

Als je k en h in een gewoon assenstelsel tegen elkaar zou uitzetten, zouden deze punten op een rechte lijn liggen. In een dubbellogaritmisch assenstelsel (figuur 10.39) wordt het een kromme. De snijpunten met de doorlaatkarakteristieken wijzen aan, dat zich in het zand van figuur 10.13 een drukhoogte h = −32 cm zal instellen, in de zavel h = −13 cm en in de klei h = −4 cm. De bijbehorende filtersnelheden zijn resp. −7 cm/d, −3 cm/d en −1 cm/d (immers $-q = k$ in dit geval). De grondsoort moet dus klei zijn en de drukhoogte is −4 cm.

10.41 *Vragen*

a. Bereken de curve van de korst uit voorbeeld 10.40, als $z_w = 5$ cm in plaats van 1 cm. Neem dezelfde waarden voor h als in het rekenvoorbeeld. Conclusie?

b. Bereken de curve van deze korst, als $R_b = 100$ d in plaats van 5 d, weer bij dezelfde h-waarden. Conclusie?

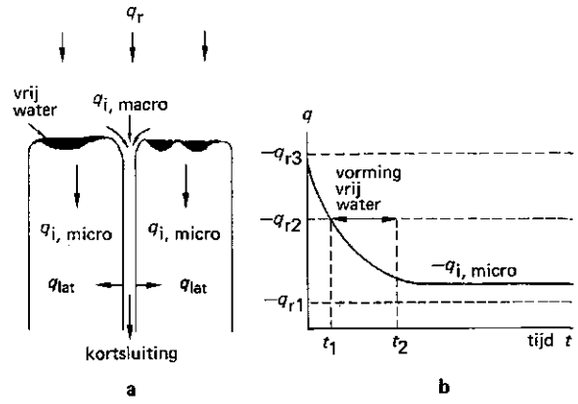
Uit het antwoord op vraag 10.41 volgt dat de infiltratie-intensiteit afneemt en de drukhoogte lager wordt, als de doorlatendheid van de korst kleiner wordt en/of de korstdikte toeneemt. Een dikkere waterlaag geeft een klein, omgekeerd effect. Andere conclusies uit het voorgaande zijn:

– Gelijke korsten veroorzaken verschillende drukhoogtes in verschillende gronden, omdat hun hydraulische effect niet alleen afhangt van de korstweerstand maar ook van de poriënverdeling van de grond eronder.

– Een korst met een vrij lage weerstand zal zand nog wel iets beïnvloeden, maar zavel en klei niet. Dit is het geval als de curve van de korst zo ver naar boven ligt dat hij de doorlaatkarakteristiek van zand nog wel snijdt, maar die van zavel en klei niet meer.

10.5.5 Niet-constante infiltratiesnelheid

De tot nu toe behandelde infiltratieproblemen gingen uit van water dat aan de grond werd toegediend met constante snelheid. Bovendien was deze snelheid lager dan de doorlatendheid van verzadigde grond k_{sat}. In veel gevallen treden bij infiltratie andere condities op, bv. wanneer een relatief droge grond onder water wordt gezet. Eerst kost het vochtiger worden van de grond veel water. Maar naarmate de grond verzadiging nadert, neemt de absolute waarde van de infiltratiesnelheid af totdat een constante waarde, overeenkomend met k_{sat}, bereikt is (curve $-q_{i,micro}$ in figuur 10.42b). Wanneer de watertoevoer voldoende blijft, zal in een diepe, homogene grond



10.42 *Figuur*

Schematische weergave van de infiltratie van water in grond met macroporiën: a. structuurmodel en b. verloop van de infiltratie, mede in verband met de regenintensiteit. Verklaring in de tekst (Bouma, 1982: 396).

de uiteindelijke vochtfractie namelijk overeenkomen met verzadiging, waarbij bijna alle poriën met water gevuld zijn (door luchtinsluitingen is deze vochtfractie meestal iets lager dan de poriënfractie).

In het begin wordt de infiltratiesnelheid in feite alleen door verschillen in drukhoogte bepaald. Deze kunnen zeer groot zijn, aangezien $h = 0$ aan maaiveld terwijl h aan het vochtfront zéér negatief kan zijn (−15000 cm bijvoorbeeld). Terwijl het vochtfront dieper in de grond doordringt, stelt zich hoger in de bodem een drukhoogte in die uiteindelijk overeenkomt met k_{sat} op de doorlaatkarakteristiek. Dit impliceert zwaartekrachtstroming (stijghoogtegradiënt = 1).

Met computersimulatie kunnen veranderende infiltratiesnelheden goed worden berekend als een k-h-relatie bekend is (Hoogmoed & Bouma, 1980). Overeenkomstige vochtgehaltes worden met behulp van de vochtkarakteristiek afgeleid. Het verschil tussen initiële en uiteindelijke infiltratiesnelheid zal geringer zijn naarmate het vochtgehalte in het begin hoger is (proef 10.43). Indien de bodem in het begin verzadigd is, zal de infiltratie-intensiteit meteen vanaf het begin gelijk zijn aan k_{sat}, mits er vrije drainage kan optreden waardoor de gradiënt van de stijghoogte 1 cm/cm kan blijven.

10.43 *Proef*

We nemen twee doorzichtige buizen, sluiten de onderkant af met watten, lapje en elastiekje, en vullen ze elk met 50 ml droog, fijn zand. Boven het zand moet er nog minstens 10 ml ruimte in de buis zijn. Nu maken we het zand in één buis vochtig door er 10 ml water in te gieten. Als dit water in het monster is gezakt, voegen we tegelijkertijd 10 ml water aan elke buis toe. Het blijkt dat dit water in het droge zand al na bv. 15 s volledig geïnfiltreerd is en in het natte zand pas na 40 s.

10.44 *Vraag*

Uit de doorlaatkarakteristieken (figuur 10.13) blijkt dat droge grond veel slechter doorlatend is dan natte grond. Dit lijkt in tegenspraak te zijn met het resultaat van proef 10.43. Hoe kunt u dit proefresultaat verklaren?

10.5.6 Infiltratie in gescheurde grond

De fysische theorieën voor de stroming van water, die tot nu toe behandeld zijn, mogen alleen worden toegepast op redelijk homogene, niet zwellende grond. Dit betekent dat er duidelijke beperkingen zijn bij het gebruiken van deze theorieën voor veldcondities. Een voorbeeld is de infiltratie van water in gescheurde kleigrond. De theorie beschrijft de stroming binnenin de structuurelementen goed, maar er kan veel water via de

scheuren naar de ondergrond wegstromen dat de structuurelementen in de bovengrond niet bevochtigt. Dit proces wordt *kortsluiting* genoemd. Door kortsluiting gaat water verloren voor de in de bovengrond wortelende planten. Bovendien kunnen met het water kunstmest, bestrijdingsmiddelen en andere stoffen worden meegevoerd, hetgeen kan leiden tot grondwaterverontreiniging. De ernst van dit probleem mogs blijken uit kadertekst 10.46.

Het is de laatste tijd mogelijk geworden de hier optredende processen kwantitatief te beschrijven. Daarbij wordt uitgegaan van het model van een zware kleigrond in figuur 10.42a, dat twee structuurelementen toont die onderling gescheiden zijn door scheuren. Het complexe stromingssysteem moet worden verdeeld in drie componenten: 1. de structuurelementen, 2. de microdepressies op het maaiveld en 3. de onderling verbonden grotere poriën.

Bij regen of beregening zal het water eerst in de microporiën van de structuurelementen infiltreren. Deze stroming is in figuur 10.42 aangegeven met $-q_{i,micro}$. Zoals we in de vorige subparagraaf al zagen, kan er in droge grond aanvankelijk veel water dringen, maar neemt $-q_{i,micro}$ na verloop van tijd af tot een constante waarde. Als de regenintensiteit laag is ($-q_{r1}$ in figuur 10.42b), blijft hij onder de minimale infiltratie-intensiteit van de structuurelementen en zullen de macroporiën niet aan de stroming deelnemen. Een hogere regenintensiteit $-q_{r2}$ kunnen de structuurelementen eerst wel verwerken, maar vanaf tijdstip t_1 vullen kleine depressies op het maaiveld zich met water, die vanaf tijdstip t_2 gaan overlopen in de scheuren. Dit vrije water stroomt langs de wanden van de scheuren naar beneden ($-q_{i,macro}$). Een deel daarvan wordt nog zijdelings geabsorbeerd door de structuurelementen (q_{lat}), maar het meeste stroomt naar de ondergrond, buiten bereik van de plantenwortels (kortsluiting). Kleuringsproeven en berekeningen hebben uitgewezen dat de geringe waarde van q_{lat} vooral te wijten is aan de kleine contactoppervlakte van het water met de grond. De waterplasjes vormen weinige, smalle afvoerbanen en de rest van de scheurwanden blijft droog. Als het aantal plasjes en stroombanen vergroot wordt, zal q_{lat} stijgen. Veldmetingen hebben inderdaad aangetoond dat een vergroting van het microreliëf de kortsluiting sterk kan reduceren (Bouma, Dekker & Van Muilwijk, 1981).

10.45 *Vraag*
Wat gebeurt er bij regenintensiteit $-q_{r3}$?

Op basis van het bovenstaande is een simulatiemodel geformuleerd, dat uit drie delen bestaat die achtereenvolgens operationeel worden en blijven (Hoogmoed & Bouma, 1980):
- Verticale infiltratie in de structuurelementen vanaf het begin van de regen. Hierbij wordt de conventionele stromingstheorie toegepast die gebruik maakt van doorlaat- en vochtkarakteristiek.
- Het opvullen van de microdepressies op het maaiveld. Dit vereist waarnemingen aan het microreliëf om de dieptes van de depressies te bepalen.
- Het overlopen van de plasjes in de scheuren. Voor het schatten van de zijdelingse absorptie is meting van de contactoppervlakte nodig (kleuring).

De resultaten van de simulatie in komklei kwamen goed overeen met gemeten waarden.

10.46 *Kader*

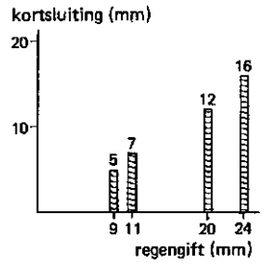
KORTSLUITING BIJ BEREGENING

Door de Stichting voor Bodemkartering is onderzoek verricht naar de hoeveelheid water en stikstof, die bij beregening kan uitspoelen uit poldervaaggronden in komklei (Dekker, 1982-83). Ongestoorde grondkolommen van 20 bij 20 cm werden beregend en hun percolaat gemeten. De monsters verkeerden op pF = 2,5 à 3,2. Figuur a toont dat de kortsluiting toenam met de regengift, ook procentueel: 45 tot 70% van het toegediende water ging door kortsluiting verloren. Het kortgesloten water stroomde door de scheuren en bioporiën naar beneden zonder de wortelzone van het gras te bevochtigen (op deze grond de bovenste 20 cm).

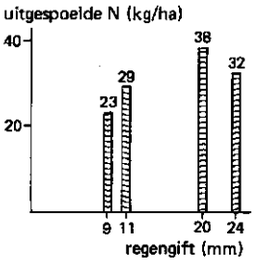
In de weidebouw wordt na het afmaaien of afweiden het land bemest voor een volgende snede. Vaak wordt deze mest ingeregend. Daarom werden de grondkolommen bemest met kalkammonsalpeter, equivalent aan ca. 80 kg zuivere stikstof per ha. Figuur b laat zien dat al bij een betrekkelijk lage regengift 3/8 van de toegediende stikstof kan uitspoelen. Nitraat spoelt sterker uit dan stikstof in ammoniumvorm.

Hoe kan de kortsluiting worden verminderd? Hoewel er anno 1983 nog meer onderzoek gedaan moest worden om deze vraag op te lossen, is al het volgende te zeggen. Een constante, lage beregeningsintensiteit kan kortsluiting voorkomen: zie de lijn $-q_{r1}$ in figuur 10.42. Deze oplossing is economisch niet aantrekkelijk. Een praktischer advies lijkt het snel afwisselen van intensieve beregening en geen water geven (om de ca. 15 min). Tijdens de beregening vormen zich plasjes, die vervolgens in de rustperiode kunnen infiltreren. Hiermee wordt het overlopen naar de scheuren tegengegaan. Een ruw microreliëf is gewenst.

Een andere kwestie is de invloed van het vochtgehalte. Als de beregening op klei begint bij een hoger vochtgehalte, zal de kortsluiting groter worden omdat de beginsnelheid van de infiltratie lager ligt ($-q_{i,micro}$ ligt dan van meet af aan onder $-q_{r2}$). Dit blijkt echter bv. bij koopveengronden niet op te gaan, omdat daarin een vorm van organische stof voorkomt die na uitdrogen zeer moeilijk te bevochtigen is. Na uitdrogen ($\theta = 0{,}62$ naar 0,44) nam de kortsluiting toe van ongeveer 35 naar 85% bij een regengift van ca. 15 mm. Op deze veengronden is het dus raadzaam al te gaan beregenen in het begin van een droge periode (Dekker, 1983). In 10.7.3 wordt nader ingegaan op het verschijnsel kortsluiting.



Figuur a
Verlies aan water door kortsluiting in relatie tot de regengift op vrij droge komkleimonsters Gemiddelden van triplobepalingen.



Figuur b
Verlies aan minerale stikstof bij het inregenen op komkleimonsters van een gift kalkammonsalpeter, equivalent aan 80 kg N per ha. Gemiddelden van triplobepalingen.

10.6 OPWAARTSE STROMING

10.6.1 Constante, opwaartse stroming vanuit het grondwater in homogene grond

Opwaartse stroming werd reeds kwalitatief behandeld in 10.4.2. Dit proces is van groot belang voor het vochtleverend vermogen van grond. Hier zal een meer kwantitatieve benadering worden uitgewerkt voor condities die optreden bij een constante, opwaartse filtersnelheid vanuit het grondwater. Er moet weer worden uitgegaan van de geïntegreerde formule van Darcy (10.26). Omdat het opwaartse stroming betreft, wordt q als positieve waarde ingevoerd, in tegenstelling tot de negatieve waarde bij neerwaartse stroming. We zullen de opwaartse filtersnelheid aanduiden met q_c (*capillaire stijgsnelheid*). Op basis van de doorlaatkarakteristiek van een bodemhorizont kan een drukhoogtelijn worden berekend als functie van de verticale afstand, op soortgelijke wijze als bij de neerwaartse stroming. Voor de berekeningsprocedure verwijzen we naar voorbeeld 10.27. Resultaten voor zand, zavel en klei staan in figuur 10.47 voor een stijgsnelheid $q_c = 2$ mm/d (berekend met behulp van de doorlaatkarakteristieken uit figuur 10.13). Deze curven worden *stijgcurven* genoemd. Ze geven aan tot welke afstand boven de grondwaterspiegel een bepaalde filtersnelheid in stand kan worden gehouden bij een gegeven drukhoogteverschil. Dit kan van belang zijn voor het overbruggen van de zone tussen de grondwaterspiegel en de onderkant van de wortelzone. Zo geldt bv. voor de zavel dat een stijgsnelheid van 2 mm per dag tot een afstand van 110 cm boven het grondwater in stand wordt gehouden wanneer de drukhoogte aan de bovengrens van het systeem gelijk is aan –1000 cm. Overeenkomstige waarden voor het zand en de klei zijn respectievelijk $z = 50$ en 35 cm. In de praktijk wordt in dit verband gesproken van *opdrachtigheid*: zavelgronden zijn opdrachtig.

Wanneer de drukhoogte aan de bovenkant van het systeem groter (minder negatief) is, kan de stroming in principe een kleinere afstand overbruggen. Heerst bv. aan de onderkant van de wortelzone $h = -200$ cm (vroeg voorjaar of na regen in de zomer), dan kan de stijgsnelheid van 2 mm/d in de zavel slechts tot 90 cm in stand worden gehouden (figuur 10.47). Voor de zavel treedt dus een verlaging op ten opzichte van $h = -1000$ cm. Het vlakke verloop van de stijgcurven voor zand en klei bij h kleiner dan –100 cm heeft echter tot gevolg dat er voor deze twee grondsoorten pas verschil optreedt bij een h groter dan –100 cm.

10.48 *Vragen*

a. Een profiel bestaat geheel uit de zavel van figuur 10.13. De wortelzone is 90 cm dik. Hoe diep kan de grondwaterspiegel beneden maaiveld zakken voordat q_c aan de ondergrens van de wortelzone lager wordt dan 2 mm/d?

b. Verklaar het verschil tussen de stijgcurven van zavel en klei uit de poriënverdeling.

c. Hoe zouden de stijgcurven bij $q_c = 1$ mm/d ongeveer liggen?

d. Ga door berekening na of de curve van de zavel in figuur 10.47 klopt (eventueel ook voor de curve van zand en klei).

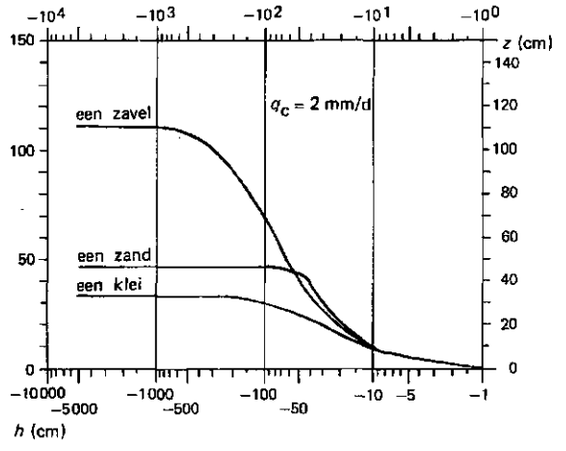
10.6.2 Constante, opwaartse stroming vanuit het grondwater in gelaagde grond

Bij het bepalen van de stijgcurven in een gelaagd pakket kunnen we, net als bij neerwaartse stroming (10.5.3), gebruik maken van transparant papier, waarop assenverdelingen zijn aangebracht die identiek zijn aan die van de stijgcurven van de individuele lagen. Opnieuw stellen we vast dat drukhoogten altijd continu zijn van laag tot laag en dat integratie het best vanaf de grondwaterspiegel kan plaatsvinden. De curve van de eerste laag wordt overgetekend. De curve van de tweede laag wordt opgepakt bij de drukhoogte waar de eerste eindigt, door verticaal verschuiven (y-assen moeten blijven samenvallen), enz.

Op deze wijze zijn een drietal profielen gekarakteriseerd bij een stijgsnelheid van 2 mm/d (figuur 10.49). De drie profielen bestaan uit:

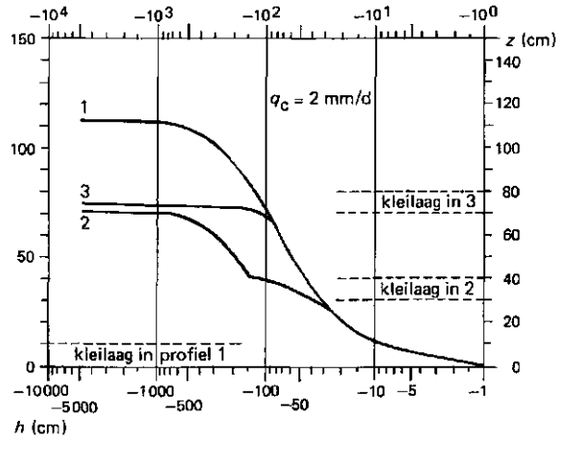
1. een diepe zavel met een kleilaag van 0 tot 10 cm boven de grondwaterspiegel;
2. idem, maar met de kleilaag tussen 30 en 40 cm boven de grondwaterspiegel;
3. idem, met kleilaag tussen 70 en 80 cm.

De stijgcurven demonstreren dat het effect van de kleilaag verschillend is, afhankelijk van zijn positie. Het effect is nihil voor geval 1, maar zeer duidelijk voor de gevallen 2 en 3, die ook tonen hoe belangrijk de drukhoogte is aan de bovenkant van het beschouwde systeem. Dit soort stijgcurven wordt gebruikt bij het schatten van het vochtleverend vermogen (hoofdstuk 18). Daar zullen we ze ook omrekenen in vochtgehaltes.



10.47 *Figuur*

Stijgcurven voor matig grof zand, zeer lichte zavel en zeer zware klei bij $q_c = 2$ mm/d. Verklaring in de tekst.



10.49 *Figuur*

Stijgcurven bij $q_c = 2$ mm/d voor drie gelaagde bodems, waarin een kleilaag van 10 cm dikte voorkomt op drie verschillende niveaus in een zavelpakket.

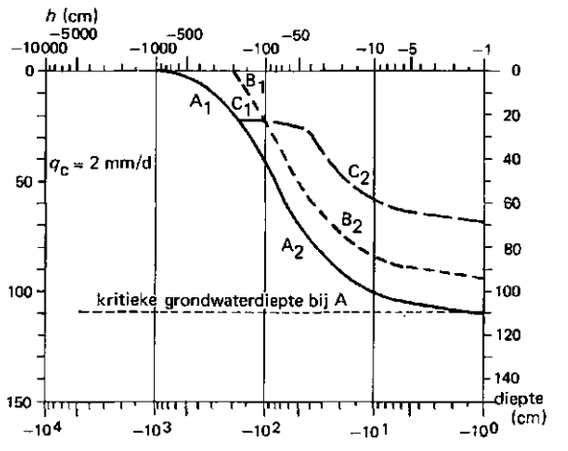
10.6.3 Kritieke grondwaterstand

De stijgcurven maken eveneens een schatting mogelijk van grondwaterstanden die nog net een bepaalde stijgsnelheid toelaten aan de onderkant van de wortelzone. Onder wortelzone verstaan we de laag waarin de bewortelingsdichtheid groot genoeg is om al het beschikbaar vocht te benutten (zie 17.3.4). In simulatiemodellen gaat men ervan uit dat het door capillaire opstijging aangevoerde water door de wortels kan worden opgenomen aan de onderkant van de wortelzone. Omdat we een diepte willen bepalen ten opzichte van deze onderkant, leggen we daar nu het nulniveau (figuur 10.50); deze assenverdeling wordt op een vel transparant papier aangebracht. Nu willen we bv. weten wat de *kritieke grondwaterstand* is die een aanvoer van 2 mm/d toelaat in een homogeen zavelprofiel, als $h = -1000$ cm aan de onderkant van de wortelzone. Daartoe tekenen we de stijgcurve van zavel uit figuur 10.47 over, te beginnen op diepte nul bij $h = -1000$ cm (zie $A_1 + A_2$ in figuur 10.50). De curve blijkt de y-as te snijden op een diepte van 110 cm, wat de gevraagde kritieke grondwaterstand is. Zakt de grondwaterspiegel beneden deze diepte, dan wordt q_c kleiner dan 2 mm/d. Starten we bij $h = -200$ cm, dan wordt de kritieke diepte = 92 cm (curve $B_1 + B_2$). Een nattere wortelzone kan het water dus minder sterk omhoog trekken. Wanneer de zavel beneden de wortelzone maar 20 cm dik is, en rust op zand, stappen we over van de zavel- op de zandcurve en wordt na schuiven curve C_2 gevonden en een kritieke grondwaterstand van 69 cm onder de wortelzone. In dit geval maakt het niet uit of je begint bij $h = -1000$ cm ($A_1 + C_1$) of bij –200 cm (B_1). Voor elk gelaagd profiel dat in het veld voorkomt kunnen op deze wijze kritieke grondwaterstanden bepaald worden, mits er van elke laag stijgcurven bekend zijn.

10.51 *Vragen*

a. Probeer zelf met transparant papier de figuren 10.49 en 10.50 uit figuur 10.47 af te leiden.

b. Een bodemprofiel bestaat uit een zeer-zware-kleilaag van 40 cm dikte die rust op matig grof zand. De bewortelingsdiepte is 30 cm beneden maaiveld. Bij welke kritieke grondwaterstandsdiepte (t.o.v. maaiveld) kan een opwaartse stroming van 2 mm/d worden gehandhaafd aan de onderkant van de wortelzone, als daar $h = -1000$ cm?
Idem bij $h = -500$ cm?



10.50 *Figuur*

Enige stijgcurven, wier snijpunt met de y-as de kritieke grondwaterstand aangeeft waaruit een aanvoer van 2 mm/d naar de onderkant van de wortelzone (= diepte nul) in stand kan worden gehouden.

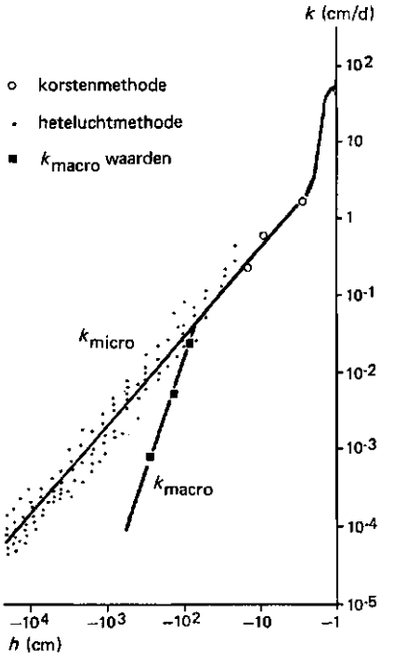
$A_1 + A_2$ is het verloop van de drukhoogte in een homogeen zavelprofiel met $h = -1000$ cm op diepte nul; $B_1 + B_2$ idem met $h = -200$ cm; $A_1 + C_1 + C_2$ = gelaagd profiel met 20 cm zavel op zand bij $h = -1000$ cm; $B_1 + C_2$ = idem bij $h = -200$ cm.

10.6.4 Constante, opwaartse stroming vanuit het grondwater in zwellende en krimpende kleigrond

We hebben gezien dat infiltratie in gescheurde grond duidelijk afwijkt van infiltratie in niet-gescheurde grond. Ook bij de opwaartse stroming zijn er belangrijke verschillen. Wanneer een natte kleigrond uitdroogt, vormen zich niet alleen verticale, maar ook horizontale scheuren: de structuurelementen krimpen en de holten tussen de elementen worden groter. Bij opwaartse stroming betekent dit dat de te volgen stroombanen worden onderbroken. Dit verschijnsel wijkt principieel af van de neerwaartse stroming, waarbij het water onder invloed van de zwaartekracht naar beneden stroomt en onafhankelijk is van de aanwezigheid van horizontale scheuren.

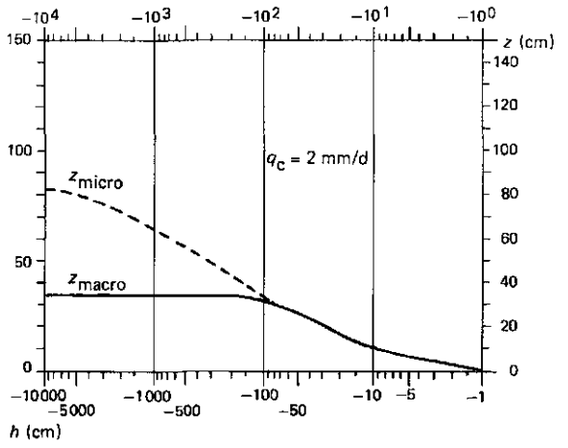
Wanneer drukhoogten met tensiometers worden gemeten binnen structuurelementen, kan een zodanige gradiënt worden vastgesteld dat opwaartse stroming mogelijk lijkt. In hoeverre die optreedt zal afhangen van de horizontale contactoppervlakte tussen de structuurelementen. Is deze bv. maar 40% van de totale oppervlakte, dan zal de effectieve filtersnelheid 40% zijn van de theoretische, die gebaseerd is op de aanname dat stroming door de gehele bodemmassa plaatsvindt. Met behulp van kleurstoffen kan de effectieve doorstromingsoppervlakte worden geschat bij verschillende drukhoogten (Bouma, 1982). Bij verzadiging is deze waarde 100%, maar bij afnemende drukhoogte neemt de waarde af als gevolg van krimp. Hierdoor neemt ook de doorlatendheid van de gehele grond, k_{macro}, af. De doorlatendheid van alleen de structuurelementen noemen we k_{micro}. Het is k_{micro} die gemeten wordt met korsten- en hete-luchtmethode. De doorlaatkarakteristiek in figuur 10.13 is echter k_{macro} die uit k_{micro} is berekend via schatting van de horizontale contactoppervlakte. Figuur 10.53 toont beide doorlaatkarakteristieken. De doorlaatkarakteristiek van k_{micro} leidt tot een andere (te optimistische) stijgcurve dan k_{macro} (figuur 10.54).

Veldmetingen hebben aangetoond dat de k_{macro}-curve het werkelijk optredende vochttransport goed beschrijft voor



10.53 *Figuur*

Doorlaatkarakteristieken van komklei: k_{micro} geldt alleen voor de structuurelementen, k_{macro} is gecorrigeerd voor de aanwezigheid van scheuren (Bouma & De Laat, 1981: 251).



10.54 *Figuur*

Stijgcurven van komklei: z_{micro} geldt alleen voor de structuurelementen, z_{macro} is gecorrigeerd voor de aanwezigheid van scheuren.

zwellende gronden (Bouma & De Laat, 1981). Veel te hoge opwaartse stromingen werden berekend, wanneer de k_{micro}-curve werd gebruikt om de opwaartse stroming te voorspellen. Het berekende vochtgehalte van de wortelzone was in dat geval te groot.

10.52 *Vraag*

Bepaal kritieke grondwaterstandsdiepten (t.o.v. maaiveld) van een komkleigrond voor aanvoer van 2 mm/d naar de onderkant van de wortelzone, die 20 cm onder maaiveld ligt, zowel voor een gescheurde grond als in de veronderstelling dat er geen macroporiën zijn. Neem $h_{wortelzone}$ achtereenvolgens = −1000 cm, −500 cm en −100 cm.

10.7 Stromingspatronen

10.7.1 Stroomsnelheid in de poriën en verblijftijd van water

De filtersnelheid q, zoals gedefinieerd in 10.1.2, is de denkbeeldige snelheid van een wateroppervlak. Voor veel praktische toepassingen is het echter van belang om de werkelijke stroomsnelheid in de poriën van de bodem te weten. Het maakt een groot verschil of een bepaalde filtersnelheid in stand wordt gehouden door alle poriën of door maar enkele (grotere) poriën. Verblijftijden van percolerend water en de daarmee samenhangende adsorptie of uitspoeling van opgeloste stoffen hangen direct samen met de optredende stromingspatronen. Daarom zullen deze verschijnselen nu nader worden geanalyseerd.

De werkelijke *stroomsnelheid* v van het water in de poriën van de bodem is altijd hoger dan de filtersnelheid q, omdat bodems slechts voor ongeveer de helft uit poriën bestaan. Watertransport kan uiteraard niet door de vaste fase optreden. Daarom moet het water met een grotere snelheid door de poriën stromen om toch een bepaalde filtersnelheid voor de hele bodem te realiseren. De *gemiddelde stroomsnelheid in de poriën* is gelijk aan:

10.55 $$v_{gem} = \frac{q}{\phi_{eff}}$$ waarin

ϕ_{eff} = de effectieve volumefractie water.

Introductie van een soort 'gemiddelde' snelheid is nodig, omdat er sprake is van een grootteverdeling van poriën die ieder voor zich een specifieke stroomsnelheid toelaten. Voor homogene bodems met poriën in een beperkt grootteтraject kan voor ϕ_{eff} het vochtgehalte ingevuld worden. We mogen dan aannemen dat alle met water gevulde poriën aan de stroming deelnemen. Dit ligt echter totaal anders in een grond met een sterk heterogene poriënverdeling, zoals zware klei. We kunnen de *gemiddelde verblijftijd* van een waterdeeltje in een bodemlaag schatten met de formule:

10.56 $$t_{gem} = \frac{z}{v_{gem}}$$

Het volgende voorbeeld illustreert hoe de verblijftijd overschat wordt, als er voor ϕ_{eff} een verkeerde waarde wordt ingevuld.

10.57 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Een cylinder van 30 cm hoog met een diameter van 10,6 cm is met zand gevuld, dat een poriënfractie ϕ_p = 0,50 heeft en k_{sat} = 15 cm/d. Er wordt een laagje water op de grond gehandhaafd.

Gevraagd: Wat is de gemiddelde verblijftijd van een waterdeeltje in de kolom?

Oplossing: Er is zwaartekrachtstroming, dus $q_i = -k_{sat} = -15$ cm/d. In zand zullen alle poriën aan de stroming kunnen deelnemen en het zand is verzadigd, dus geldt $\phi_{eff} = \theta = \phi_p = 0{,}50$.

$$v_{gem} = \frac{-15 \text{ cm/d}}{0{,}50} = -30 \text{ cm/d};$$

$$t_{gem} = \frac{-30 \text{ cm}}{-30 \text{ cm/d}} = 1 \text{ d}.$$

Een waterdeeltje doet er dus gemiddeld één dag over om van boven naar beneden door de kolom zand te stromen.

Stel nu dat deze kolom gevuld is met een klei waarin één continue, cylindrische porie voorkomt met een diameter van 0,05 cm en verder alleen zeer fijne poriën. Net als het zand heeft de klei een ϕ_p = 0,50 en k_{sat} = 15 cm/d. Als alle poriën aan de stroming zouden deelnemen, vinden we dus voor deze klei dezelfde verblijftijd als in zand, namelijk 1 dag. In de klei vindt de stroming echter alleen plaats in de cylindrische macroporie en (vrijwel) niet door de grondmassa van de klei.

Het volume van deze porie is:

0,025 cm × 0,025 cm × 3,14 × 30 cm = 0,06 cm³.

Het volume van de kolom is:

5,3 cm × 5,3 cm × 3,14 × 30 cm = 2646 cm³.

De volumefractie van de macroporie is:

0,06 cm³/2646 cm³ = 2 × 10^{-5}, wat de waarde is die we voor ϕ_{eff} moeten invullen in plaats van 0,50.

(10.55) Dan wordt $v_{gem} = \frac{-15 \text{ cm/d}}{2 \times 10^{-5}} = -7{,}5 \times 10^5$ cm/d

en (10.56) $t_{gem} = \frac{-30 \text{ cm}}{-750\,000 \text{ cm/d}} = 4 \times 10^{-5}$ d = 3,5 s.

De werkelijke verblijftijd van een waterdeeltje in de klei is gemiddeld 3½ seconde in plaats van 1 dag. Hiermee is geïllustreerd, dat in gronden met een sterk heterogene poriënverdeling voor ϕ_{eff} niet het vochtgehalte van de grond ingevuld mag worden.

Eventueel kunt u zelf narekenen dat die ene macroporie inderdaad tot een doorlatendheid van 15 cm/d leidt (zie rekenvoorbeeld 10.20).

10.58 *Vragen*

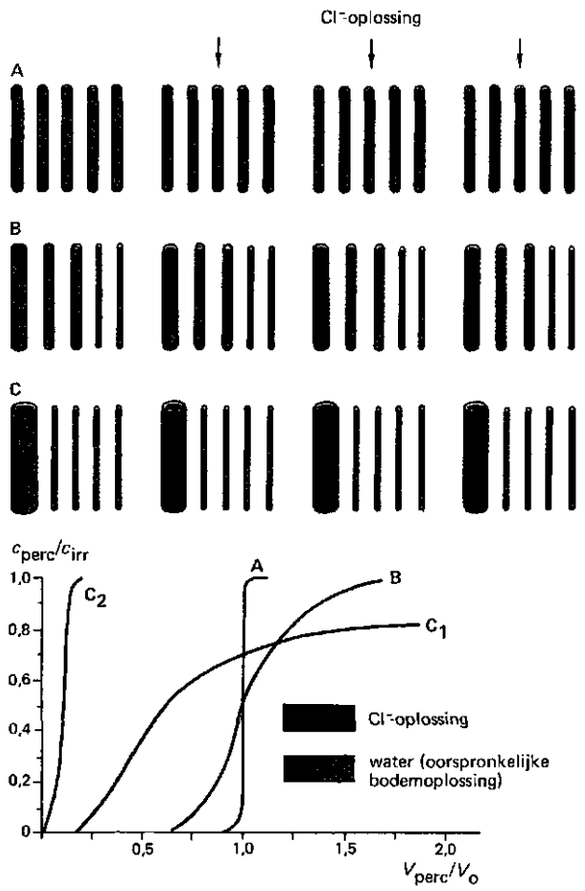
a. Er wordt beregend met constante snelheid q_r in diep homogene gronden met een zeer diepe grondwaterstand. Welke drukhoogte zal zich instellen in resp. matig grof zand, zeer lichte zavel en een zeer zware klei bij q_r = −1 cm/d? Idem bij q_r = −1 mm/d? Wat zijn ongeveer de bijbehorende vochtgehalten?

b. De vorige vraag ging over zes stromingssystemen. Bereken voor elk de gemiddelde verblijftijd van een waterdeeltje dat zich 100 cm naar beneden verplaatst. Probeer aan te geven in welke volgorde de uitkomsten van deze berekeningen waarschijnlijk het beste met de in werkelijkheid voorkomende verblijftijden overeen zullen komen. Hoe zou u de schatting van de verblijftijd kunnen verbeteren (waar dit nodig is)?

10.7.2 Doorbraakcurven

Wanneer wordt gewerkt met natuurlijke gronden, is het niet bekend of er grotere, continue poriën aanwezig zijn. Om hieromtrent gegevens te verkrijgen kan een zogenaamde *doorbraakcurve* worden bepaald, die aangeeft hoe snel een aan het oppervlak toegediende stof doorbreekt naar een bepaalde diepte.

Het principe hiervan illustreren we met behulp van figuur



10.59 *Figuur*
De doorbraak van chloride in drie schematisch weergeven bodems. De poriëngrootteverdeling weerspiegelt zich in de vorm van de doorbraakcurve. Verklaring in de tekst.

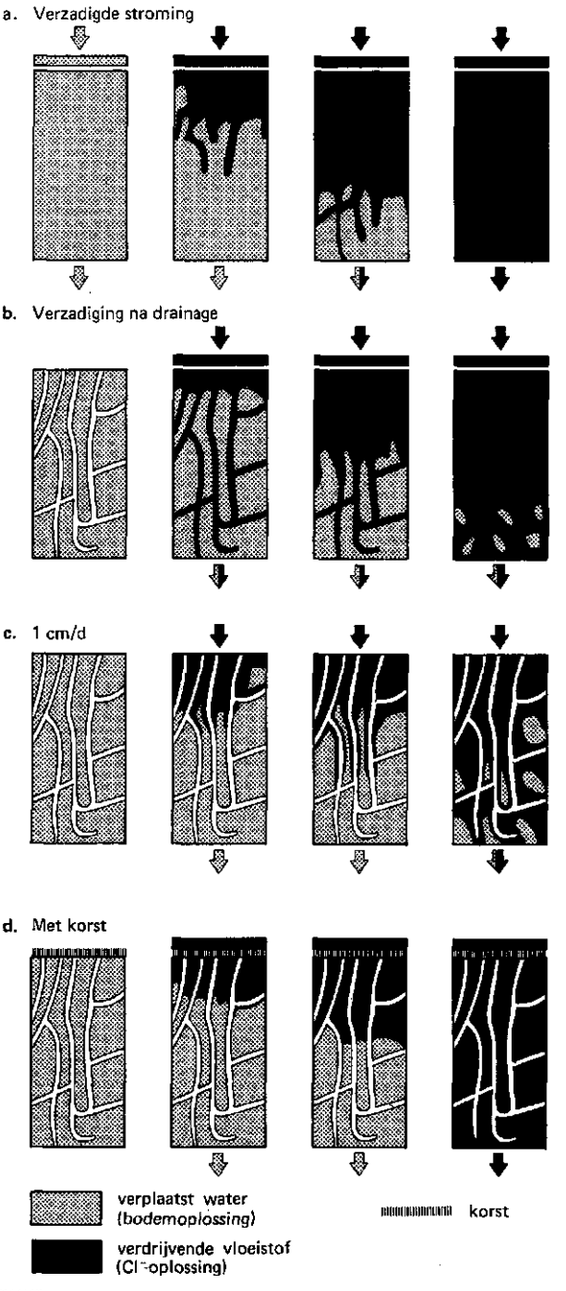
10.59. De bodem wordt voorgesteld als een serie capillaire poriën die aan het begin allemaal met water gevuld zijn. Nu wordt het water op tijdstip $t = 0$ vervangen door een oplossing met een tracer (Eng. een stof die gemakkelijk op te sporen is). In het voorbeeld is dit een $CaCl_2$-oplossing, die een anion bevat waarvan de concentratie gemakkelijk kan worden gemeten, en een kation dat geen zwelling veroorzaakt. De feitelijke tracer is het Cl^--ion, dat niet door de negatief geladen bodemdeeltjes geadsorbeerd wordt. We nemen aan dat er zwaartekrachtstroming optreedt in verzadigde grond.
In figuur 10.59a is een homogene, isotrope 'bodem' weergegeven. Hierin wordt de grens tussen het water en de chloride-oplossing als een min of meer horizontaal vlak naar beneden verplaatst. Er is alleen enige diffusie op het scheidingsvlak. Het uittredende water bevat geen chloride totdat het scheidingsvlak de onderkant van de capillairen bereikt. Op dat moment wordt de chlorideconcentratie van het uitstromende water gelijk aan die van de binnenstromende oplossing: zie curve A. Om onderlinge vergelijking mogelijk te maken gebruikt men voor zo'n doorbraakcurve meestal dimensieloze grootheden. Op de verticale as staat hier een relatieve concentratie: de Cl^--concentratie c_{perc} van het percolaat, gedeeld door die van de toegediende oplossing c_{irr} (irr = irrigatie). Ter vereenvoudiging is aangenomen dat de Cl^--concentratie in de oorspronkelijke bodemoplossing nul is. De relatieve concentratie c_{perc}/c_{irr} varieert dan tussen de waarde nul als er zuivere bodemoplossing percoleert, en de waarde één als het percolaat de Cl^--concentratie van de toegediende oplossing heeft gekregen.

Op de horizontale as staat het volume V_{perc} van het percolaat, gedeeld door het volume V_0 van het bodemvocht aan het begin. Deze verhouding neemt toe met de tijd, zodat de x-as hier een verkapte tijdschaal is. De waarde één geeft het moment weer waarop de hoeveelheid uit het monster verdwenen vloeistof gelijk is aan de beginhoeveelheid. Dit hoeft niet te betekenen dat dan al het initieel aanwezige water verplaatst is. Dat is alleen zo bij geval A, waarin de doorbraakcurve een zeer steil verloop heeft bij $V_{perc}/V_0 = 1$.
De in figuur 10.59b geschetste poriëngrootteverdeling komt beter overeen met die welke in natuurlijke gronden wordt gevonden. Hier zullen al chloorionen uit de grotere poriën stromen op een moment dat uit de fijnere poriën nog steeds water zonder chloride wordt verplaatst. Het uittredende mengsel heeft dus een chlorideconcentratie die een maat is voor de effectieve poriëncontinuïteit (curve B). Dit wordt ook duidelijk geïllustreerd in figuur 10.59c, die een extreme vorm weergeeft van de poriënverdeling in figuur b. Hier zijn enkele relatief grote poriën aanwezig en een groot aantal zeer kleine. We kunnen aan een kleigrond denken met fijnporeuze structuurelementen waartussen scheuren voorkomen, of waar wortel- en wormgangen in aanwezig zijn. De Cl^--oplossing zal vrijwel onmiddellijk via de grote poriën het monster verlaten en de verdunning die optreedt door het uit de fijne poriën verplaatste water zal gering zijn. Toch vindt deze verdunning plaats (curve C_1) en de Cl^--concentratie van de uittredende oplossing kan pas gelijk zijn aan die van de toegediende oplossing wanneer al het oorspronkelijk aanwezige water is verplaatst. Soms zijn de verdunningen zo klein dat ze niet met normale technieken kunnen worden gemeten. Dan wordt aangenomen dat het watertransport alleen effectief via de grotere poriën plaatsvindt en het water binnen de structuurelementen vrijwel immobiel is (curve C_2). De vorm van de doorbraakcurve geeft dus goede aanwijzingen ten aanzien van de effectieve poriëncontinuïteitspatronen in natuurlijke bodemmonsters.
Er kunnen wiskundige technieken worden gebruikt om de vorm van de curven te analyseren. Hieruit kan zelfs een effectieve poriëngrootteverdeling worden afgeleid en ook kan het volume van eventueel aanwezig immobiel water worden berekend. Voor zulke berekeningen zij verwezen naar Bouma (1977) en de daarin vermelde literatuur.

10.60 *Vraag*
Welke grondsoorten zouden qua poriënverdeling nog het meeste lijken op geval A uit figuur 10.59? Zelfde vraag voor geval B.

10.7.3 Tegengaan van kortsluiting

De snelle doorbraak van water naar de ondergrond door de grote poriën hebben we in 10.5.6 al leren kennen als kortsluiting. In kader 10.46 is het verlies aan water en stikstof beschreven dat hierdoor kan optreden. Bij grote kortsluiting wordt maar een zeer klein deel van het aanwezige adsorptie- en filtratievermogen van de bodem benut. Een nog niet genoemd aspect is, dat eventueel in de fijne poriën aanwezige stoffen, bv. zouten in zoute bodems, zeer slecht zullen worden uitgespoeld. Hierbij treedt een grote verkwisting van water op dat snel wegstroomt door de grote poriën zonder het bodemwater in de fijnere poriën te verplaatsen. Zeker als water van goede kwaliteit schaars is, is dit een onaanvaardbare gang van zaken.
Wat kan hier aan worden gedaan?
In principe zijn er twee praktische mogelijkheden:
1. De snelheid waarmee het water aan de bodem wordt toegediend wordt verlaagd. Daardoor ontstaat een onverzadigde grond omdat de grootste poriën met lucht gevuld worden (zie figuur 10.12).



10.61 *Figuur*

Vier verplaatsingspatronen van water in een ongestoorde lössbodem, afhankelijk van het toegepaste stromingsregime. Verklaring in de tekst (Bouma, 1977: 66).

2. Aanwezigheid van een korst heeft hetzelfde effect en laat tevens toe dat er een laag water aan het oppervlak aanwezig is.

Beide mogelijkheden worden nu geïllustreerd met behulp van meetgegevens die zijn verkregen door het bepalen van doorbraakcurven aan vijf ongestoorde bodemkolommen van 55 cm lengte uit een lössbodem in de Verenigde Staten. De benutte B2t-horizont had een afgerond blokkige structuur met goed ontwikkelde, matig grote structuurelementen. In alle gevallen werden de kolommen bij het begin van de proeven met water verzadigd. Na ieder experiment werd het aanwezige chloride uitgespoeld met water, voordat een nieuw experiment gestart werd. De gemiddelde k_{sat} was 9 cm/d. Vier stromingspatronen werden met elkaar vergeleken en zijn geschematiseerd weergegeven in figuur 10.61. Ze kunnen als volgt worden samengevat (voor details zie Anderson & Bouma, 1977).

a. *Verzadigde stroming.* Er werd voor het eerst chloride aangetroffen in de uitstromende vloeistof *na 18 uur*, toen 32% van het initieel in de kolom aanwezige water de kolom had verlaten.

b. *Verzadigde stroming na drainage van de kolom.* Men liet de kolom uitlekken tot een evenwichtsconditie waarbij aan de bovenkant een druk hoogte van –55 *cm ontstond. Daarna werd een laagje van 1 cm chloride-oplossing bovenop* de grond aangebracht en gehandhaafd. Door de drainage was er lucht in de grotere poriën gekomen. Deze konden zich nu onmiddellijk met de Cl^--oplossing vullen en er werd reeds *na 1 uur* voor het eerst chloride aangetroffen in het percolaat. Er was toen nog maar 6% van het water uit de kolom verplaatst. Dergelijke omstandigheden kunnen voorkomen bij bevloeiing van gedraineerde bodems.

c. *Verkleining van de toegediende hoeveelheid.* In dit geval liet men iedere dag een waterlaagje van 1 cm dikte intrekken. Het water stroomde zowel in de structuurelementen als in de scheuren. Omdat de toegediende hoeveelheid beperkt is, werd er relatief meer water door de bodem opgenomen. Doorbraak vond plaats *na 3 dagen*, toen 18% van het water was verplaatst. De veel langere verblijftijd in de bodem, vergeleken met proef a, gaf meer kans op interactie tussen de bodem en de percolerende oplossing. Er was een duidelijk grotere verplaatsing van oorspronkelijk aanwezig water vergeleken met proef b, maar minder verplaatsing wanneer de uitkomsten worden vergeleken met a. De grotere, doorlopende poriën bevorderden de neerwaartse beweging en beperkten menging met en verplaatsing van het water in de structuurelementen, doordat het water langs de wanden stroomde.

d. *Aanbrengen van gipskorst.* De infiltratiesnelheid door de gipskorst was 1 cm/d, net als in experiment c. Via de korst treedt echter een constante, lage stroming op, terwijl een éénmalige toediening zonder korst resulteert in een stoot water die plotseling door de bodem moet worden verwerkt. De verschillen tussen c en d zijn zeer groot. Door de gipskorst is de onderliggende grond onverzadigd, waardoor de grote poriën *permanent* met lucht zijn gevuld. Waterbeweging vindt alleen plaats via de structuurelementen. *Na 86 dagen* werd voor het eerst chloride aangetroffen in de uitstromende vloeistof, toen 50% van het oorspronkelijk aanwezige water verplaatst was. Ook in dit geval was er dus nog sprake van fijne poriën waaruit het water niet snel verplaatst wordt. Bij infiltratie door oppervlakkige korsten (bv. slempkorsten) neemt dus de verblijftijd sterk toe, terwijl ook de menging met het initieel aanwezige water veel intensiever is dan wanneer dezelfde hoeveelheid water zou worden toegediend in één dagelijkse stoot. Het verschil berust op het functioneren van de grotere poriën, zoals geschetst.

Bovenstaand voorbeeld demonstreert dat stromingspatronen bepalend zijn voor de verblijftijden van percolerende stoffen enerzijds en voor het verplaatsen van reeds in de bodem aanwezige stoffen anderzijds. Deze stromingspatronen kunnen in veel gevallen sterk door de mens worden beïnvloed, wanneer bv. een keuze moet worden gemaakt tussen verschillende irrigatiesystemen of tussen systemen voor het toedienen van afvalwater aan de bodem. Kennis van filtersnelheden is dan niet voldoende, omdat ook de stromingspatronen in beschouwing moeten worden genomen.

10.62 *Vraag*

Een zavelgrond ligt in de winter braak en heeft een slempkorst. Er zijn veel wormgangen. De boer wil drijfmest op het land uitrijden. Wat adviseert u: moet hij de korst losmaken om het in de grond dringen van de mest te bevorderen, of kan hij de korst beter intact laten?

10.64 *Repeteervragen*

a. Wat wordt verstaan onder debiet, filtersnelheid, doorlatendheid en stijghoogtegradiënt?
b. Geef een algemene formulering van de wet van Darcy.
c. Wat geeft de doorlaatkarakteristiek aan?
d. Omschrijf kort een methode voor het bepalen van de verzadigde doorlatendheid en één voor de onverzadigde doorlatendheid.
e. Bespreek de bijdrage van grote poriën aan de verzadigde resp. aan de onverzadigde doorlatendheid.
f. Teken het diagram van plaatshoogte, drukhoogte en stijghoogte voor een bodemprofiel, dat in evenwicht verkeert met het grondwater.
g. Idem bij regen resp. verdamping.
h. Wat is zwaartekrachtstroming? Onder welke omstandigheden komt dit voor?
i. Hoe gaat in grote lijnen de berekening van het verloop van de drukhoogte in een profiel, waarin infiltratie plaatsvindt met constante snelheid naar een grondwaterspiegel? Hoe ziet dit verloop er als grafiek uit?
j. Zelfde vraag voor een gelaagd profiel.
k. Welke invloed oefent een korst uit op de infiltratie-intensiteit en op de drukhoogte in de grond?

10.63 *Tabel*

Belangrijkste van de in dit hoofdstuk geïntroduceerde grootheden.

nummer formule	naam grootheid in dit boek	symbool	geheugensteun	SI-eenh.	andere literatuur namen	symbolen
10.6	debiet, volumestroom	Q	quantiteit	m^3/s	(volume)flux	q_v
10.7	filtersnelheid	q	quantiteit	m/s	flux; Darcysnelheid; spec. debiet	v
	infiltratiesnelheid	q_i	infiltratie	m/s		i
	ilfiltratie-intensiteit	$-q_i$	–	m/s		f_i
	regenintensiteit; neerslag	$-q_r$; P	regen; precipitatie	m/s		N
	zijdelingse absorptie van structuurelementen	q_{lat}	lateraal	m/s		
	capillaire stijgsnelheid	q_c	capillair	m/s	capillaire opstijging; cap. flux	v_z; v
10.7	doorlatendheid van verzadigde grond	k_{sat}	saturated (Eng.)	m/s	doorlaatfactor	K; K_{sat}; K_{verz}
10.9	doorlatendheid (voor water)	k	–	m/s	capillaire geleidbaarheid capillaire doorlatendheid	K'; λ
10.9	ruimtecoördinaat in de richting van de stroming	s	space (Eng.)	m		x
10.9	stijghoogtegradiënt	dH_h/d_s	–	1	potentiaalverhang	$d\psi/dx$
10.16	diffusiecoëfficiënt van het bodemwater	D	diffusie	m^2/s		
10.26	verticale afstand tussen een punt met drukhoogte h_n en een referentiepunt met drukhoogte h_0	z_n	z-coördinaat	m		
10.36	hydraulische weerstand van een korst	R_b	resistentie; barrière	s		
10.55	gemiddelde stroomsnelheid	v_{gem}	velocity (Eng.)	m/s	effectieve snelheid	v_e
10.55	effectieve volumefractie water	ϕ_{eff}	effectief	1		
10.56	gemiddelde verblijftijd van een waterdeeltje	t_{gem}	tijd	s		
	concentratie van de toegediende oplossing	c_{irr}	irrigatie	mol/m^3		
	concentratie van het percolaat	c_{perc}	percolaat	mol/m^3		

l. Hoe verloopt de infiltratie-intensiteit vanaf het begintijdstip van irrigatie? Wat is de invloed van het oorspronkelijke vochtgehalte van de grond hierop?
m. Wat verstaan we onder kortsluiting bij (klei-)gronden? Hoe kan het worden tegengegaan?
n. Wat zijn stijgcurven? Teken een voorbeeld.
o. Wat is opdrachtigheid? Geef één of meer voorbeelden van opdrachtige gronden.
p. Hoe kun je stijgcurven voor een gelaagde bodem samenstellen?
q. Hoe kunnen we de kritieke grondwaterstand voor een capillaire stijgsnelheid bepalen?
r. Wat is het effect van horizontale scheuren op de capillaire opstijging?
s. Waarvan hangt de verblijftijd van een waterdeeltje in de grond af bij neerwaartse stroming? Hoe kan die tijd verlengd worden?
t. Wat is een doorbraakcurve en wat kan de vorm ervan ons leren?

10.8 LITERATUUR

10.8.1 Geraadpleegde literatuur

Anderson, J.L. & J. Bouma, 1977. Water movement through pedal soils. Soil Sc. Soc. Am. J. 41: 413-423.

Arya, L.M., D.A. Farrell & G.R. Blake, 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots: I. Determination of hydraulic properties of the soil. Soil Sci. Am. J. 40: 424-430.

Bavel, C.H.M. van & D. Kirkham, 1948. Field measurement of soil permeability using auger holes. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 13: 90-96.

Beers, W.F.J. van, 1979. The auger-hole method. A field measurement of the hydraulic conductivity of soil below the water table. Bulletin 1, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen. 23 p.

Bloemen, G.W., 1979. Berekening capillaire doorlatendheid uit granulaire samenstelling en humusgehalte. Landbouwk. Tijdschr. 91: 329-335.

Boels, D., J.B.H.M. van Gils, G.J. Veerman & K.E. Wit, 1978. Theory and system of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. Soil Sci. 126: 191-199.

Bouma, J., 1977. Soil survey and the study of water in unsaturated soil. Soil Survey Papers 13, Soil Survey Institute, Wageningen. 107 p.

Bouma, J. & A. Jongerius, 1979. Waterbeweging door kleigronden. Landbouwk. Tijdschr. 91: 131-137.

Bouma, J., L.W. Dekker & C.J. van Muilwijk, 1981. A field method for measuring short-circuiting in clay soils. J. Hydrol. 52: 347-354.

Bouma, J. & P.J.M. de Laat, 1981. Estimation of the moisture supply capacity of some swelling clay soils in the Netherlands. J. Hydrol. 49: 247-259.

Bouma, J., 1982. Waterbeweging in kleigronden met macroporiën. Landbouwk. Tijdschr. 94: 396-400.

Bouma, J., R.F. Paetzold & R.B. Grossman, 1982. Measuring hydraulic conductivity for use in soil survey. Soil survey investigations report no. 38. U.S. Dep. of Agr. Soil Conservation Service. 14 p.

Dekker, L.W., 1982-1983. Kortsluiting en verlies aan stikstof bij het beregenen van bemest, droog komkleigrasland. Cultuurtechn. Tijdschr. 22: 205-210.

Dekker, L.W., 1983. Effectiviteit van het beregenen van moeilijk bevochtigbare veengronden. Cultuurtechn. Tijdschr. 22: 369-375.

Dekker, L.W. & J. Bouma, 1978. Relaties tussen de verticale verzadigde doorlatendheid van enige komkleigronden en het voorkomen van plasvorming. Cultuurtechn. Tijdschr. 18: 126-143.

Dirksen, C., 1979. Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 827-834.

Engelhardt, J.H., 1957. Kennis van de grond. Wolters, Groningen. 302 p.

Gespreksgroep Hydrologische terminologie, 1982. Verklarende hydrologische woordenlijst. I. Water in de onverzadigde zone. II. Water in de verzadigde zone. Rapport 8a, Commissie voor hydrologisch onderzoek TNO, Den Haag.

Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York. 413 p.

Hoogmoed, W.B. & J. Bouma, 1980. A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 458-461.

Hoorn, J.W. van & J. Bouma, 1981. Het functioneren van buisdrainage op komgrond. Cultuurtechn. Tijdschr. 20: 325-334.

Koorevaar, P., G. Menelik & C. Dirksen, 1982. Elements of soil physics. Elsevier, Amsterdam, 228 p.

Rijtema, P.E., 1965. An analysis of actual evapotranspiration. Agr. Res. Rep. 659. Pudoc, Wageningen. 107 p.

Verlinden, H.L. & J. Bouma. 1983. Fysische bodemonderzoekmethoden voor de onverzadigde zone. Bodembescherming 22, Ministerie van Volkshuisvesting, Ruimtelijke ordening en Milieubeheer. Staatsuitgeverij, Den Haag. 199 p.

Vries, J.J. de, 1980. Inleiding tot de hydrologie van Nederland. Rodopi, Amsterdam. 78 p.

Wilson, E.M., 1969. Engineering hydrology. Macmillan, London. 182 p.

10.8.2 Aanbevolen literatuur

Algemeen

Baver, L. D., W. H. Gardner & W.R. Gardner, 1972. Soil physics. John Wiley, New York. 498 p.

Bouma, 1977.

Childs, E.C., 1969. The physical basis of soil water phenomena. John Wiley, New York. 493 p.

Feddes, R.A., 1971. Water, heat and crop growth. Med. LH 7-12, Wageningen. 184 p.

Hillel, 1980.

Keulen, H. van, 1975. Simulation of water use and herbage growth in arid regions. Pudoc, Wageningen. 176 p.

Koorevaar, Menelik & Dirksen, 1983.

Molen, W. H. van der, 1970. Bodemkunde en cultuurtechniek. Cultuurtechn. Tijdschr. 10: 43-53.

Rose, C.W., 1966. Agricultural physics. Pergamon press. Oxford. 226 p.

De wet van Darcy

Darcy, H., 1856. Les fontaines publique de la ville de Dijon. Dalmont, Paris. Hillel, 1980, blz. 168-176 en 181-183.
Klute, A., 1973. *Soil water flow theory and its application in field situations.* In: Bruce e.a. (ed.), Field soil water regime. SSSA special publication 5: 9-37.
Koorevaar, Menelik & Dirksen, 1983, blz. 144-147.
Wit, C.T. de & H. van Keulen, 1972. Simulation of transport processes in soils. Pudoc, Wageningen.

Doorlatendheid

Arya, Farrell & Blake, 1975 (hete-luchtmethode).
Bloemen, 1979 (onverzadigde doorlatendheid).
Bouma, Paetzold and Grossman, 1982 (overzicht van bepalingen van doorlatendheid).
Bouma, J., G.H. Stoffelsen & J.J. de Gruijter, 1979. De variabiliteit van de k-ψ-relatie in lichte zavel en zware klei, gemeten met behulp van hete-lucht-methode. Cultuurtechn. Tijdschr. 19: 121-130.
Bouma, J., A. Jongerius, O. Boersma, A. Jager & D. Schoonderbeek, 1977. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. Soil Sci. Soc. Am. J. 41: 945-950.
Bouma, J., Jongerius & D. Schoonderbeek, 1979. Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal soils using micromorphometric data. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 261-264.
Bouma, J., L.W. Dekker & J.C.F.M. Haans, 1979. Drainability of some Dutch clay soils: a case study of soil survey interpretation. Geoderma 22: 193-203 (kolommethode).
Bouma, J., L.W. Dekker & H.L. Verlinden, 1976. Drainage and vertical hydraulic conductivity of some Dutch 'knik' clay soils. Agr. Water Man. 1: 67-78.
Dekker, L.W. & J. Bouma, 1978 (kolommethode).
Dirksen, 1979 (sorptiviteit).
Van Bavel & Kirkham, 1948 (boorgatmethode).
Van Beers, 1979 (boorgatmethode).
Verlinden & Bouma, 1983 (blz. 35-39 en 139-175 geven overzicht van doorlatendheidsmetingen).
Vos, G.A., 1982-1983. De doorlatendheid van veen en de interpretatie van bodemkaarten. Cultuurtechn. Tijdschr. 22: 243-254.

Neerwaartse stroming

Bouma, J. & L.W. Dekker, 1978. Infiltratiepatronen van water bij het beregenen van komkleigrasland. Cultuurtechn. Tijdschr. 18: 88-96.
Bouma, J., L.W. Dekker & J.C.F.M. Haans. 1980. Measurement of depth to water table in a heavy clay soil. Soil Sci. 130: 264-270 (meting kortsluiting in situ via doorbraak van $CaCl_2$-oplossing).
Bouma, Dekker & Van Muilwijk, 1981 (beregeningsmethode voor meten van kortsluiting).
Bouma, J., L.W. Dekker & J.H.M. Wösten, 1978. A case study on infiltration into dry clay soil. I. Morphological observations. II. Physical measurements. Geoderma 20: 27-51.
Bouma & Jongerius, 1979.
Dekker, 1982-1983.
Dekker, 1983.
Hoogmoed & Bouma, 1980.
Parlange, J.Y., 1971. Theory of water movement in soils. One dimensional absorption. Soil Sci. 111, 134-137.
Parlange, J.Y., 1973. Theorie of water movement in soils: one dimensional infiltration with constant flux at the surface. Soil Sci. 114: 1-4.
Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration I. Soil Sci. 83: 345-357.
Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. Adv. of Hydrosci. 5: 216-219.

Opwaartse stroming

Bloemen, G.W., 1980. Berekening van de capillaire opstijging in niet-homogene bodemprofielen. Landbouwk. Tijdschr. 92: 183-189.
Bouma & De Laat, 1981.
Rijtema, P.E., 1971. Een berekeningsmethode voor de benadering van de landbouwschade ten gevolge van grondwateronttrekking. Nota 587, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen.

Verblijftijd van water in de bodem

Bouma & Anderson, 1977a.
Bouma, J. & J.L. Anderson, 1977b. Water and chloride movement through soil columns simulating pedal soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 41, 766-770.
Bouma, J. & J.H.M. Wösten, 1979. Flow patterns during extended saturated flow in two, undisturbed swelling clay soils with different macrostructures. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 16-22.

11

HOOFDSTUK 11: GRONDWATERTRAPPEN

door P. van der Sluijs

11.1 Inleiding

In een groot deel van Nederland bevindt de grondwaterspiegel zich op een geringe diepte beneden het maaiveld. Ongeveer de helft van de gronden heeft in de winter een grondwaterstand ondieper dan 40 cm en circa driekwart ondieper dan 80 cm. In de zomer blijft in 30% van de gronden de grondwaterstand binnen 120 cm diepte. Het grondwater beïnvloedt dan ook in sterke mate de bodem als groeimilieu en standplaats voor de plant, de gebruiksmogelijkheden van de grond en de bodemvorming. Een interpretatie van Nederlandse bodemkaarten is dan ook ondenkbaar zonder kennis van de diepte waarop zich het grondwater bevindt. We zien dit in hoofdstuk 38: van de hierin gehanteerde beoordelingsfactoren zijn de ontwateringstoestand, het vochtleverend vermogen, de verkruimelbaarheid, de stevigheid van de bovengrond en de structuurstabiliteit direct of indirect gekoppeld aan de grondwaterstand.

De invloed van het grondwater op de bodemvorming komt tot uiting in hydromorfe kenmerken, zoals roestvlekken en grijze vlekken, stevigheid van het bodemmateriaal en bij zandgronden het ontbreken van ijzerhuidjes (zie hoofdstuk 26 en 27). Deze kenmerken maken het in principe mogelijk op bodemkaarten indicaties over de grondwaterstand op te nemen. Aanvankelijk gebeurde dit beschrijvend. Men gebruikte de diepte van de gleyhorizont als indicatie voor de grondwaterstand en deelde de gronden in in droog, vochtig en nat (Pijls, 1948; Buringh, 1951). Verschillen in ontwatering kwamen ook tot uiting in de landschappelijke benaming van bodemeenheden; bijvoorbeeld komgronden versus stroomruggronden. Op de bodemkaart van Nederland, schaal 1:200000 (Stichting voor Bodemkartering, 1965) zijn de zandgronden verdeeld in hoog, middelhoog en laag. Hiermee wordt de relatieve hoogte van het maaiveld ten opzichte van de grondwaterstand aangeduid.

Al spoedig werden de hydromorfe kenmerken gekoppeld aan gemeten grondwaterstanden (Van der Schans, 1957; Steur en de Bakker, 1969). Geleidelijk aan kregen gemeten grondwaterstanden voor het weergeven van de grondwaterhuishouding op bodemkaarten een steeds grotere betekenis, vooral nadat de Commissie Landbouwwaterhuishouding Nederland-TNO een landelijk meetnet van grondwaterstanden had ingericht (1958; zie ook de kaarten VII-6 en VII-7 in de Wetenschappelijke Atlas van Nederland, 1963-1977). Dit landelijk meetnet is thans in beheer bij de Dienst Grondwaterverkenning TNO in Delft.

Grondwaterstanden kunnen in geperforeerde buizen worden gemeten indien de gronden redelijk tot goed doorlatend zijn. Dit geldt voor het merendeel van de gronden in Nederland, met inbegrip van de gronden in de kommen van de rivierkleigebieden (Bouma et al., 1980). Naar de frequentie van opname worden twee soorten opnamepunten onderscheiden, nl. *stambuizen* en *peilbuizen*. Eerstgenoemde worden tweemaal per maand gemeten (op of omstreeks de 14e en de 28e), laatstgenoemde vier maal per jaar (op of omstreeks 28 april, 28 augustus, 14 oktober en 14 december).

Dank zij het landelijk meetnet kon in de jaren zestig het systeem van grondwatertrappen worden ontwikkeld (Van Heesen, 1971). Grondwatertrappen geven op bodemkaarten een beeld van de winter- en zomergrondwaterstand.

In dit hoofdstuk wordt het systeem van grondwatertrappen beschreven. Tevens wordt uiteengezet hoe men zich door 'vertaling' van grondwatertrappen in tijdsduur-klassen van grondwaterstanden, een concretere voorstelling van grondwatertrappen kan maken. Besloten wordt met de grondwater-

stand aan het begin van het groeiseizoen als afgeleide van de grondwatertrap.

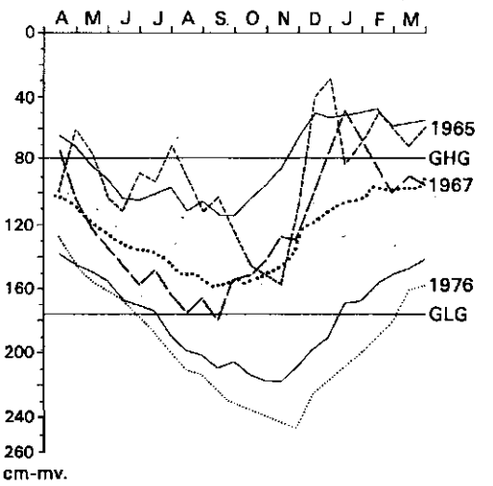
11.2 GRONDWATERTRAPPENINDELING

11.2.1 Principe

De grondwatertrappenindeling is gebaseerd op *gemiddeld hoogste (GHG) en gemiddeld laagste grondwaterstandsdieptes (GLG)*. Hiermee worden de winter- en zomergrondwaterstanden gekarakteriseerd in een jaar met een gemiddelde neerslag en verdamping. Deze GHG en GLG worden per meetpunt berekend uit een langjarige reeks van grondwaterstanden die met regelmatige intervallen zijn gemeten in buizen van 2 à 3 m lengte. In het door de Stichting voor Bodemkartering ontwikkelde systeem van grondwatertrappen (Gt's) is een meetfrequentie van tweemaal per maand noodzakelijk. Bij de meetpunten worden de GHG en de GLG gecorreleerd met profiel- en veldkenmerken. Het gevonden verband maakt extrapolatie van deze criteria mogelijk. Eveneens kunnen daardoor tot klassen samengevoegde GHG-GLG-combinaties, de grondwatertrappen, in het veld worden begrensd. Hiervoor is, afhankelijk van de variatie in bodemgesteldheid, een minimum aantal van 3-6 meetpunten per 100 km² gewenst.

11.2.2 GHG en GLG

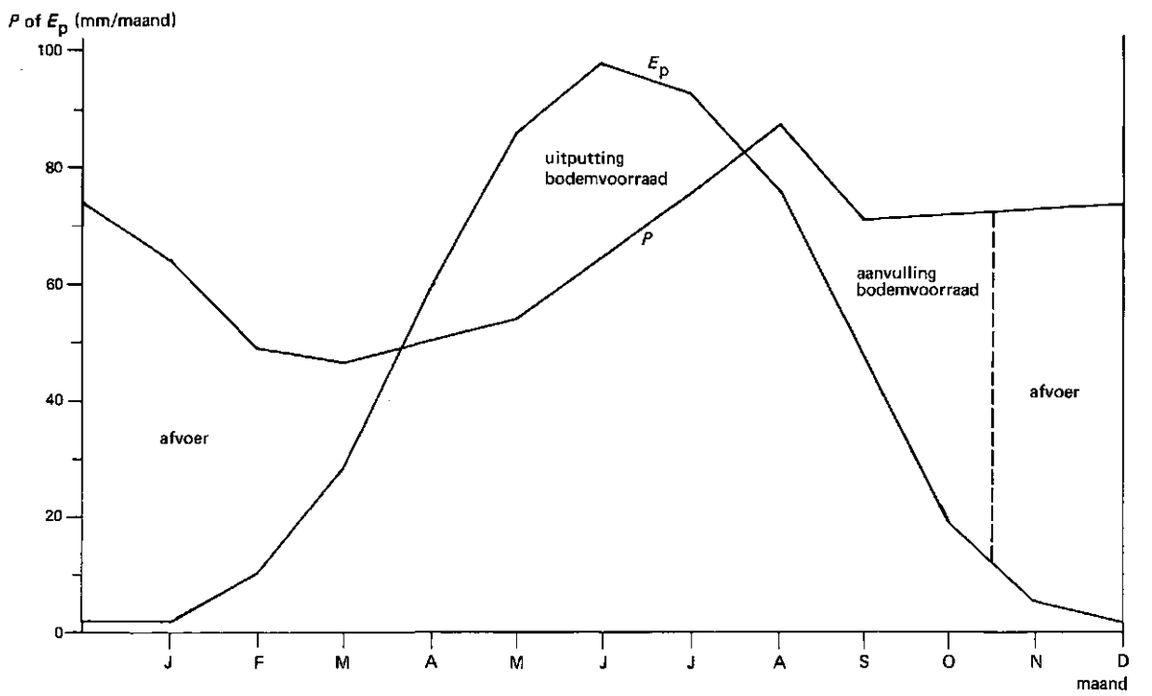
De grondwaterstand op een bepaalde plaats heeft gedurende het jaar een golfvormig verloop met in de winter de hoogste en in de zomer de laagste standen. De verdamping die in het voorjaar de neerslag gaat overtreffen (figuur 11.1, zie ook paragraaf 18.2: Verdamping en neerslag) en de afvoer veroorzaken een daling van de grondwaterstand. Deze daling duurt tot de nazomer of de herfst. Het neerslagtekort gaat dan over in een neerslagoverschot wat resulteert in een stijging van de grondwaterstand. Jaarlijkse verschillen in neerslag en verdamping en hun verdeling over het jaar veroorzaken jaarlijkse verschillen in fluctuatie van de grondwaterspiegel en in tijdstip



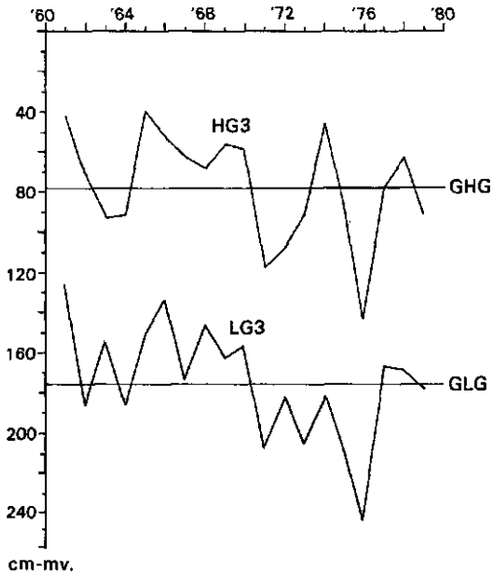
11.2 *Figuur*
Verloop van de grondwaterstand in een nat (1965), een normaal (1967) en een droog hydrologisch jaar (1976). Binnen het gerasterde gebied valt 80% van de gemeten grondwaterstanden en is de gemiddelde curve (gemiddeld per meetdatum) getekend. Meetpunt 41E-8-L, veldpodzolgrond in zwak lemig fijn zand, Gt VI.

waarop de hoogste en de laagste grondwaterstand worden bereikt.
De invloed van de weersgesteldheid op het verloop van de grondwaterstand is voor meetpunt 41E-8-L in figuur 11.2 aangegeven voor een nat (1965), een normaal (1967) en een droog jaar (1976). Binnen het gerasterde gebied valt 80% van de gemeten grondwaterstanden; 10% is ondieper en 10% is dieper (zie voor de meetgegevens tabel 11.25).

Naast meteorologische factoren bepalen ook de hydrologische situatie (afwatering, ontwatering, kwel, wegzijging) en



11.1 *Figuur*
Gemiddelde maandwaarden van de neerslag (P) en van de potentiële verdamping (E_p), vergelijk tabel 18.13. Station De Bilt, periode 1911 tot en met 1975. Naar gegevens van De Bruin (1979).



11.3 *Figuur*

Fluctuatie van de HG3 en de LG3 in de periode 1961-1979. Zelfde meetpunt als in figuur 11.2 (Van der Sluijs, 1982).

de bodemgesteldheid (doorlatendheid, bergingsvermogen) de grootte van de fluctuatie.

De *fluctuatie van de grondwaterstand* kan men karakteriseren met haar hoogste en laagste stand. De van jaar tot jaar verschillende fluctuaties moeten daartoe tot een gemiddelde fluctuatie worden herleid. Wanneer men hiervoor uitgaat van de gemiddelde curve wordt een te geringe fluctuatie gevonden.

De hoogste (laagste) standen vallen immers niet elk jaar op hetzelfde tijdstip (figuur 11.2). Een bruikbaarder beeld ontstaat als de hoogste standen in de winter en de laagste in de zomer, *ongeacht het tijdstip van voorkomen*, worden gemiddeld.

Deze werkwijze is gevolgd om de GHG en de GLG te berekenen. Van een reeks grondwaterstanden, gemeten in stambuizen, wordt het *rekenkundig gemiddelde van de hoogste drie grondwaterstanden* in een hydrologisch jaar berekend, de HG3.

Er wordt bij deze berekening niet met een kalenderjaar, maar met een *hydrologisch jaar* gewerkt (april tot april). Dit heeft als achtergrond dat het begin hiervan ongeveer samenvalt met het tijdstip waarop neerslag en verdamping met elkaar in evenwicht zijn. De hoge grondwaterstanden in een winter vallen daardoor veelal binnen één berekeningsperiode.

Op dezelfde manier worden de *laagste drie grondwaterstanden* gemiddeld, de LG3. *De GHG (resp. GLG) is nu gedefinieerd als de statistische verwachtingswaarde van de HG3's (resp. LG3's) over een periode waarin het grondwaterregime niet door ingrepen is gewijzigd.*

Figuur 11.3 geeft als voorbeeld een tijdreeks van HG3- en LG3-waarden van meetpunt 41E-8-L; de getallen hiervoor komen uit tabel 11.25.

11.4 *Vraag*

Bereken de GHG en de GLG van meetpunt 41E-8-L indien u alleen de beschikking had over waarnemingen over de periode (gebruik tabel 11.25A):

a. 1961-1973

b. 1973-1980.

11.2.3 De indeling

Variaties in maaiveldsligging, hydrologische omstandigheden en bodemgesteldheid veroorzaken van plaats tot plaats verschillen in GHG en GLG. Willen we het grondwaterstandsverloop van vlakken weergeven, dan zullen we GHG's en GLG's tot klassen moeten samenvoegen. De klassen, die begrensd worden door een GHG- en/of GLG-traject noemen we *grondwatertrappen* (Gt's). Tabel 11.5 geeft de voor bodemkaarten gebruikelijke grondwatertrappenindeling. De grondwatertrappenindeling die is ontworpen voor de bodemkaart op een schaal van 1:50000, heeft vrij ruime grenzen.

Een indeling met nauwer begrensde klassen zou echter niet in overeenstemming zijn met de nauwkeurigheid van de veldschatting van de GHG en GLG. Bovendien zou de begrenzing van de kaartvlakken een hogere waarnemingsdichtheid vereisen dan voor het uitsluitend weergeven van de bodemgesteldheid noodzakelijk is.

Praktische en landbouwkundige overwegingen hebben bij de keuze der grenzen een rol gespeeld:

- de grondwaterstand fluctueert grotendeels op geringe diepte;
- de karteerder kan met zijn standaardvelduitrusting een beschrijving van de bodemgesteldheid geven tot maximaal 120 cm diepte;
- de 40 cm grens werd volgens de toenmalige inzichten geacht overeen te komen met het grondwaterniveau in de winter van goed ontwaterd bouwland. Nu zouden we deze grens dieper leggen.

11.5 *Tabel*

Grondwatertrappenindeling op bodemkaarten

Grondwatertrap	GHG (cm – mv.)	GLG (cm – mv.)
I	–	<50
II')	–	50– 80
III')	<40	80–120
IV	>40	80–120
V')	<40	>120
VI	40–80	>120
VII")	>80	>120

') Bij deze grondwatertrappen wordt met een * achter de code als onderverdeling een droger deel onderscheiden; om de gedachten te bepalen: met een GHG dieper dan 25 cm beneden maaiveld.

") Een met een * achter de code als onderverdeling aangegeven 'zeer droog deel' heeft een GHG dieper dan 140 cm beneden maaiveld.

Bij de Gt's I en II is alleen de GLG klassebepalend; de GHG is vrijwel steeds ondieper dan 40 cm. De Gt's III en IV hebben betrekking op gronden met een beperkte fluctuatie. Aanvoer van water vanuit hoger gelegen gebieden (kwel) of vanuit watergangen leidt tot ondiepe GLG's. Het omgekeerde, wegzijging, komt nogal eens voor bij gronden met Gt V en VI. De Gt's IV en VI zijn te beschouwen als de dieper ontwaterde varianten van de Gt's III en V. Met Gt VII worden de diep ontwaterde gronden afgescheiden.

11.6 *Vraag*

Wat betekenen de antwoorden op vraag 11.4a en b voor de Gt van meetpunt 41E-8-L?

Verbetering van de ontwaterings- en afwateringstoestand heeft binnen de cultuurgronden de oppervlakten met zeer ondiepe GHG's aanzienlijk doen afnemen.

Nogal eens hebben de Gt's II, III en vooral V alleen betrekking op gronden met een GHG dieper dan ca. 25 cm. Omdat de

gebruiksmogelijkheden dan minder beperkt zijn, wordt bij de Gt's II, III en V een *'droger deel'* onderscheiden (toevoeging van een * achter de Gt-code). Waar mogelijk, dient het 'droger deel' ook steeds te worden aangegeven.
Op bodemkaarten waar een 'droger deel' is onderscheiden betekent het ontbreken van een * achter de code bij de Gt's II, III en V niet altijd dat de gronden uitsluitend of overwegend tot het 'natter deel' behoren. Een * wordt namelijk ook niet toegevoegd als de kenmerken van het 'droger deel' erg dubieus zijn. Evenmin bij een complexe ligging van beide delen (een dergelijk complex wordt niet aangegeven). Niet tot het 'droger deel' behorende gronden met Gt II, III en V worden bij de interpretatie van bodemkaarten als natte gronden beoordeeld (zie tabel 38.6 in hoofdstuk 38). Het *'zeer droge deel'* bij Gt VII heeft betrekking op gronden waar binnen boorbereik (120 cm – mv.) geen kenmerken voor het GHG-niveau worden aangetroffen en evenmin direct daaronder worden verwacht.
De * is bij de Gt-indeling na ca. 1976 ingevoerd, op kaartbladen die vóór die tijd zijn gekarteerd, ontbreekt deze verfijning. De gegeven Gt-indeling kan ten behoeve van meer gedetailleerde karteringen (schaal 1:10000 of groter) worden verfijnd, bijvoorbeeld door behalve een 'droger deel' ook een 'natter deel' te onderscheiden. Een scherpe grens zal bij de onderverdeling vaak niet kunnen worden gegeven en er moet met een globale omschrijving worden volstaan.
Overigens kan ook bij de hoofdindeling in zeven klassen niet altijd strikt de hand worden gehouden aan de gegeven grenzen. Zo verdient het geen aanbeveling grensgevallen met een complexe Gt aan te geven. Grensgevallen met een GHG rond 40 cm – mv. worden tot het 'droger deel' gerekend. Een belangrijke spelregel bij de kartering dient te zijn, dat de beslissing welke Gt aan een grond moet worden toegekend, in het veld wordt genomen en niet later achter het bureau. Daarom zal men op boorstaten bij voorkeur geen diepten aangeven die samenvallen met klassegrenzen van de Gt-indeling.
Met uitzondering voor met name genoemde gevallen wordt aan alle gronden een Gt toegekend. Uitgezonderd zijn buitendijkse gronden, bekade gronden die geregeld overstromen en sommige associaties die, door grote hoogteverschillen op korte afstand, een groot aantal Gt's omvatten. Ook de lössgronden op de kaartbladen 59 en 60 hebben geen Gt-code gekregen (zie kaartfragment 16, Schinnen).

11.3 VASTSTELLING (SCHATTING) VAN DE GHG EN DE GLG

11.3.1 Nauwkeurigheid van de berekende verwachtingswaarde

Het aantal jaren met meetgegevens van de grondwaterstand is gewoonlijk beperkt. De eerste systematische metingen dateren van omstreeks 1953. Meetgegevens over de jaren daarvóór zijn nauwelijks beschikbaar. Een deel van de meetpunten is inmiddels opgeheven of is verplaatst. Ook zijn nieuwe meetpunten in de loop der jaren aan het meetnet toegevoegd. De meetperioden variëren daardoor in lengte en hebben ook los daarvan niet steeds betrekking op dezelfde jaren. Als gevolg hiervan is de berekende GHG (GLG) niet meer dan een via een steekproef verkregen schatting van de werkelijke (onbekende) GHG (GLG). Ook is de nauwkeurigheid van de schatting niet voor alle meetpunten gelijk.

In de beginperiode, toen bij de kartering zowel in absolute als relatieve zin veel tijd en aandacht aan Gt's werd besteed, stonden meetreeksen van hooguit acht jaar ter beschikking. Al gauw werd toen deze periode voor de berekende schatting van de GHG (GLG) als voldoende beschouwd; mede omdat voor een aantal meetpunten een langere periode nog slechts een geringe verandering in de berekende waarde te zien gaf (Colenbrander, 1970).

De nauwkeurigheid van de schatting hangt af van de lengte van de meetperiode en van de variatie in de HG3's (LG3's). Verschillen in waterbergend vermogen en verschillen in onten afwateringstoestand veroorzaken deze variatie. Ook een ingreep in de grondwaterhuishouding, waarvan de kans toeneemt bij het langer worden van de meetperiode, kan de variatie in HG3's (LG3's) beïnvloeden.

Een maat voor de nauwkeurigheid van een als gemiddelde berekende verwachtingswaarde (schatting) is het *betrouwbaarheidsinterval*. Dit geeft met een in procenten uitgedrukte betrouwbaarheid het traject aan waarbinnen het werkelijke gemiddelde ligt. Zo heeft het meetpunt van figuur 11.3 (waarvan de gegevens in tabel 11.25 staan) een verwachtingswaarde van 79 cm voor de GHG en ligt het 90%-betrouwbaarheidsinterval tussen 68 en 89 cm (zie tabel 11.25D). Voor de werkelijke, maar onbekende GHG kunnen we nu met een betrouwbaarheid van 90% zeggen dat deze tussen 68 en 89 cm beneden het maaiveld zal liggen. Anders gezegd: met een betrouwbaarheid van 90% zal de werkelijke GHG niet meer dan (89-68)/2 = 10,5 cm hoger of lager zijn dan de als verwachtingswaarde gevonden 79 cm. In onze uitspraak aanvaarden we dus een risico van 10% op een grotere afwijking dan 10,5 cm plus of min.
Het 80%-betrouwbaarheidsinterval ligt volgens dezelfde tabel tussen 71 en 87 cm. Met een betrouwbaarheid van 80% kunnen we zeggen dat de werkelijke GHG niet meer dan (87-71)/2 = 8 cm van de verwachtingswaarde zal afwijken. In vergelijking met het 90%-betrouwbaarheidsinterval is dat bij 80% nauwer begrensd. Daarmee geven we de ligging van de werkelijke GHG nauwkeuriger aan. De winst aan nauwkeurigheid gaat evenwel ten koste van de betrouwbaarheid, die van 90% naar 80% is afgenomen.
Naar de huidige inzichten wordt de verwachtingswaarde van de GHG (GLG) als voldoende nauwkeurig beschouwd, indien het 80%-betrouwbaarheidsinterval niet groter is dan 20 cm. Zowel voor de correlatie met profiel- en veldkenmerken als voor de keuze van referentiepunten voor een gerichte opname van grondwaterstanden, komen meetpunten met een klein 80%-betrouwbaarheidsinterval het eerst in aanmerking. Uiteraard dienen dergelijke meetpunten ook een goede en representatieve ligging te hebben.

11.3.2 Benadering met spreidingsdiagrammen

Daar het landelijke meetnet van de stambuizen vrij ruim is, kunnen de GHG en GLG slechts voor een beperkt aantal meetpunten met de HG3 en LG3 worden berekend. Met behulp van *spreidingsdiagrammen* is het echter mogelijk het meetnet als het ware te verdichten. Bij deze 'verdichting' worden korte meetreeksen, bijvoorbeeld eigen opnamen, of reeksen met een geringe meetfrequentie, bijvoorbeeld die van peilbuizen, gekoppeld aan de langjarige meetreeksen van het landelijke net.
De methode is gebaseerd op de samenhang die de op verschillende punten in een bepaald gebied gemeten grondwaterstanden kunnen vertonen. Via deze relatie worden de GHG en GLG van een stambuis overgebracht op andere meetpunten. Daartoe zet men de grondwaterstanden van zo'n meetpunt uit tegen de op dezelfde data in een stambuis opgenomen standen. Men verkrijgt dan een puntenzwerm die veelal rond een rechte lijn ligt. Een dergelijke grafiek is een spreidingsdiagram (zie figuur 7 in Van Heesen, 1971) en de via lineaire regressie verkregen rechte de regressielijn. Uit de GHG en de GLG van de stambuis kunnen via de regressielijn de overeenkomstige waarden van een ander meetpunt worden afgelezen. Aanwijzingen voor het gebruik van de GHG- en GLG-schatting met de methode van spreidingsdiagrammen:
– de grondwaterstanden van beide buizen dienen op dezelfde dag te zijn gemeten;
– maak in ieder geval gebruik van ondiepe en diepe grondwaterstanden;
– minder geschikt kunnen grondwaterstanden zijn die tijdens vorstperioden en tijdens natte perioden in het groeiseizoen zijn gemeten;
– ga uit van stambuizen met voor de GHG en GLG een

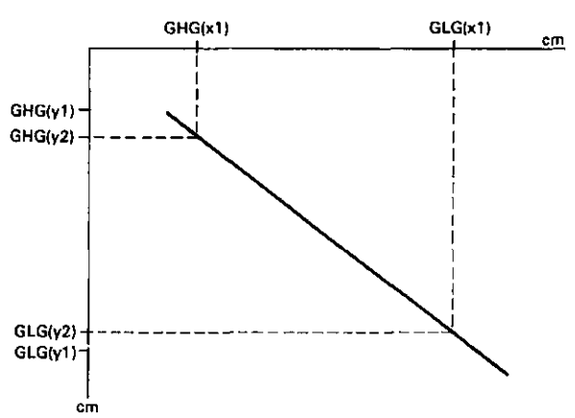
80%-betrouwbaarheidsinterval kleiner dan 20 cm;
– koppel kortlopende tijdreeksen van grondwaterstanden bij voorkeur niet aan stambuizen waarvan de GHG-GLG-fluctuatie aanmerkelijk kleiner is dan voor de korte meetreeks wordt verwacht.

11.3.3 Benadering met gerichte opnamen

Ook de benadering van de GHG en GLG met *gerichte opnamen* berust op de samenhang van de grondwaterstanden binnen een in hydrologisch opzicht als homogeen te beschouwen gebied. Er wordt dan aangenomen dat in gronden met gelijke Gt's en fluctuatie van de grondwaterstanden overal in dat gebied de GHG (GLG) op ongeveer hetzelfde tijdstip wordt bereikt. Het tijdstip waarop de grondwaterstand het GHG- (of GLG-)niveau bereikt, is vast te stellen bij een of meer stambuizen. Op dat moment wordt dan in een groot aantal, vooraf gereedgemaakte, boorgaten de grondwaterstand opgenomen. Voor elk boorgat is deze stand een benadering van de GHG (of GLG).
Belangrijk voor deze methode is de keuze van de als *referentiebuis(zen)* te gebruiken stambuis(zen).
Ga uit van stambuizen met:
– een klein 80%-betrouwbaarheidsinterval (minder dan 20 cm);
– een naar verwachting niet aanmerkelijk kleinere GHG-GLG-fluctuatie.
Uiteraard mag op de meetdatum de grondwaterstand in de stambuis(zen) niet te veel van de GHG of GLG afwijken. Verder dienen voor de GHG meetdata tijdens vorstperioden te worden vermeden. Evenzo voor de GLG meetdata kort na overvloedige neerslag.

11.3.4 Schattingsnauwkeurigheid van de uit de spreidingsdiagrammen en uit gesimuleerde gerichte opnamen afgeleide GHG en GLG

Een indruk van de nauwkeurigheid waarmee de GHG en GLG met spreidingsdiagrammen en met gerichte opnamen zijn te schatten, kan door simulatie hiervan worden verkregen. Hierbij wordt gebruik gemaakt van twee stambuizen, waarvan buis X de referentiebuis is en buis Y de buis die een boorgat van de gerichte opname simuleert. Met behulp van de (langjarige) meetgegevens van de buizen X en Y wordt een spreidingsdiagram gemaakt en de regressielijn berekend. De via deze regressielijn *afgelezen* GHG (GLG) van buis Y wordt vergeleken met de (in dit geval bekende) *berekende* GHG (GLG). Het verschil tussen beide, de systematische afwijking (s_s) genoemd, is een maat voor de *schattingsnauwkeurigheid* bij gebruik van spreidingsdiagrammen.



11.7 *Figuur*
Overbrenging van de GHG_{x1} en GLG_{x1} van referentiebuis X via de regressielijn naar meetpunt Y met GHG_{y1} en GLG_{y1}. Het verschil met de via de regressielijn afgelezen waarden, resp. GHG_{y2}-GHG_{y1} en GLG_{y2}-GLG_{y1}, geeft de systematische afwijking aan.

In figuur 11.7 zijn GHG_{x1} en GLG_{x1} de verwachtingswaarden voor de referentiebuis X. Voor de andere stambuis (Y) zijn zij GHG_{y1} en GLG_{y1}.
Via de regressielijn worden evenwel de waarden GHG_{y2} en GLG_{y2} afgelezen. De systematische afwijking voor de GHG is dan (GHG_{y2}-GHG_{y1}) en voor de GLG is deze (GLG_{y2}-GLG_{y1}).
Voor de schattingsnauwkeurigheid van gerichte opnamen handelt men als volgt: eerst worden aan de hand van de meetgegevens van de referentiebuis (buis X) de data opgezocht waarop in deze buis de grondwaterstand ongeveer gelijk is aan de GHG (GLG). In voorbeeld 11.8 is voor dit 'ongeveer' gekozen: plus of min 5 cm. Vervolgens bepaalt men voor die data de grondwaterstanden van de stambuis die het boorgat voorstelt (buis Y). Van deze grondwaterstanden berekent men het gemiddelde en de standaardafwijking. Het verschil tussen de GHG (GLG) en het gemiddelde is weer op te vatten als de *systematische afwijking* (s_s). Daarnaast hebben we nog de door de standaardafwijking aangegeven spreiding van de enkele waarnemingen rond het gemiddelde. Deze spreiding stelt de *toevallige afwijking* (s_t) voor. De systematische afwijking en de toevallige afwijking kunnen elkaar zowel versterken als aan elkaar zijn tegengesteld. Als *totale afwijking* (s_{tot}) wordt daarom niet de som van beide genomen maar de wortel uit de kwadraatsommen:

$$s_{tot} = \sqrt{(s_s^2 + s_t^2)}$$

11.8 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven zijn:
– de data waarop de grondwaterstand in de als referentiebuis gekozen stambuis minder dan 5 cm afwijkt van haar GHG,
– en op deze data gemeten grondwaterstand Y_i in de stambuis die het boorgat voorstelt:

Datum	Y_i(cm)
28.12.1969	114
15.01.1970	131
14.11.1970	100
16.12.1970	126
15.04.1971	98
16.12.1972	112
14.11.1973	124

– de GHG van het 'boorgat' is 132 cm.
Uit dit staatje blijkt dat, ook al wijkt op het *referentiepunt* de grondwaterstand minder dan 5 cm af van haar GHG, dit in het *gesimuleerde boorgat* (Y) niet het geval is.

Gevraagd:
De systematische, de toevallige en de totale afwijking.

Oplossing:
De systematische afwijking is het verschil tussen de GHG en het rekenkundig gemiddelde ($\bar{Y}$) van de gemeten grondwaterstanden Y_i.

$$\bar{Y} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Y_i = \frac{1}{7}(114\text{ cm} + 131\text{ cm} + 100\text{ cm} + 126\text{ cm} + 98\text{ cm} + 112\text{ cm} + 124\text{ cm}) = 115\text{ cm}.$$

De systematische afwijking $s_s = GHG - \bar{Y} = 132\text{ cm} - 115\text{ cm} = 17\text{ cm}$.
De toevallige afwijking (s_t) is gelijk aan de standaardafwijking van de grondwaterstanden:

$$s_t = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{n-1}(Y_i - \bar{Y})^2} = \sqrt{\frac{1}{6}(1\text{ cm}^2 + 256\text{ cm}^2 + 225\text{ cm}^2 + 121\text{ cm}^2 + 289\text{ cm}^2 + 9\text{ cm}^2 + 81\text{ cm}^2)} = 13\text{ cm}.$$

De totale afwijking $s_{tot} = \sqrt{(GHG-\bar{Y}^2 + s_t^2)} = \sqrt{289\text{ cm}^2 + 169\text{ cm}^2} = 21\text{ cm}$.

De schattingsnauwkeurigheid met deze simulatiemethode zou toe kunnen nemen door de 'gerichte opnamen' een aantal malen te herhalen. De verschillen worden dan kleiner en als men uitgaat van het gemiddelde ($\bar{Y}$) dan heeft men

11.9 *Tabel*
Gegevens van de in tabel 11.10 gebruikte meetpunten

meetpunt	legenda-eenheid	grondwatertrap			
		code	GHG	GLG	fluctuatie
50B-17-L	zEZ21	VI	65	164	99
50B-18-L	Hn21	V	34	145	111
50C-15-L	Hn21	VII	116	184	68
50C-16-L	pZn21	IV	44	116	72

11.10 *Tabel*

Schattingsnauwkeurigheid van de uit spreidingsdiagrammen en uit gesimuleerde gerichte opnamen afgeleide GHG en GLG (cm).

Gesimuleerde gerichte opname		50B-17-L		50B-18-L		50C-15-L		50C-16-L	
Referentiebuis		GHG	GLG	GHG	GLG	GHG	GLG	GHG	GLG
50B-17-L	s_s			2	−9	6	−10	2	−13
	s_t			21	21	18	18	17	17
	s_{tot}			22	23	19	21	17	22
	onderlinge afstand (km)				9,4		16,3		13,3
50B-18-L	s_s	9	−7			8	−12	5	17
	s_t	18	18			19	19	14	14
	s_{tot}	21	20			20	22	15	22
	onderlinge afstand (km)		9,4				18,0		15,9
50C-15-L	s_s	17	−8	16	−13			4	−14
	s_t	27	27	31	31			18	18
	s_{tot}	32	28	35	34			18	22
	onderlinge afstand (km)		16,3		18,0				3,0
50C-16-L	s_s	17	0	10	5	11	−2		
	s_t	24	24	26	26	17	17		
	s_{tot}	29	24	27	26	21	18		
	onderlinge afstand (km)		13,3		15,9		3,0		

niet meer met de toevallige afwijking te maken maar alleen met de systematische afwijking. In werkelijkheid levert de methode van de gerichte opnamen te weinig waarnemingen op (hooguit twee in een GHG- en twee in een GLG-periode).

Van een nog beperkt aantal stambuizen is de te bereiken schattingsnauwkeurigheid van de GHG en GLG nagegaan (tabel 11.9 en 11.10).

Bij de methode met spreidingsdiagrammen kan op vrij beperkte systematische afwijkingen worden gerekend (s_s in tabel 11.10 is maximaal 17 cm). Door een eens zo grote toevallige afwijking (s_t) is de totale afwijking bij de methode met gerichte opnamen (s_{tot}) al gauw 15-25 cm. Een grotere totale afwijking in de schatting wordt gevonden in het geval de referentiebuis een kleine fluctuatie heeft. We zien dit voor de stambuizen 50C-15-L en 50C-16-L als referentiebuis. Bij vergelijking met de beide andere buizen is de totale afwijking meer dan 25 cm. Wat de onderlinge afstand tussen de meetpunten betreft kon binnen de voorkomende trajecten (minimaal 3,0 km, maximaal 18 km) geen invloed op de schattingsnauwkeurigheid worden aangetoond.
Tabel 11.10 dient als volgt te worden gelezen: als b.v. buis 50B-17-L als referentiebuis dient voor buis 50C-15-L dan heeft laatstgenoemde buis een systematische afwijking van 6 cm, een toevallige afwijking van 18 cm en een totale afwijking van 19 cm t.o.v. de uit haar HG3's berekende GHG; zij ligt 16,3 km verwijderd van eerstgenoemde buis.
Naast de toegepaste simulatie met alle grondwaterstandsmetingen, is de schattingsnauwkeurigheid ook nagegaan voor uitsluitend de metingen uit de dalende takken van het grondwaterstandsverloop. De totale afwijking bleek daarmee niet te kunnen worden verkleind.

11.3.5 Verkenning in de winter van de ontwaterings toestand

Op eenvoudige en snelle wijze krijgt men een globale indruk van de voorkomende GHG's met een aan de kartering voorafgaande verkenning van afwaterings- en ontwateringssituatie in de winter. Deze methode is vooral bruikbaar in vlakke gebieden (polders). Tijdens de verkenning geeft men op een kaart aan in welke mate men wateroverlast constateert. Van belang is het moment waarop de verkenning wordt uitgevoerd. Bij voorkeur doet men dit op het tijdstip waarop na regenval de grondwaterstand tot ongeveer het niveau van de GHG is gezakt (controleren bij goede stambuizen) en de slootwaterstand weer tot winterpeil is afgemalen. In alle gebieden met hoge slootwaterstanden is de grondwaterstand ook hoog en de GHG bijgevolg ondiep. Het omgekeerde behoeft uiteraard niet het geval te zijn. Een diep slootpeil vormt geen garantie voor een goede ontwatering (afvoer van overtollig water uit de grond) en een diepe GHG. Treft men bij een goede ontwatering veel plassen aan of water in de bouwvoor van geploegd land, wat niet het gevolg is van de structuur van de bovengrond (verslemping), dan is de kans op een hoge GHG vrij groot.
Over de duur waarop zich hoge grondwaterstanden handhaven, kan men een indruk krijgen door de verkenning na enige dagen te herhalen.
De verkenning in de winter is ook te gebruiken als een globale controle op een reeds uitgevoerde Gt-kartering of voor het in twijfelgevallen nemen van een beslissing. Als bijvoorbeeld enige tijd na een natte periode nog veel plassen op het land staan is een Gt V aannemelijker dan een Gt V* terwijl de keuze op een Gt VI zal vallen waar geen wateroverlast meer waarneembaar is.

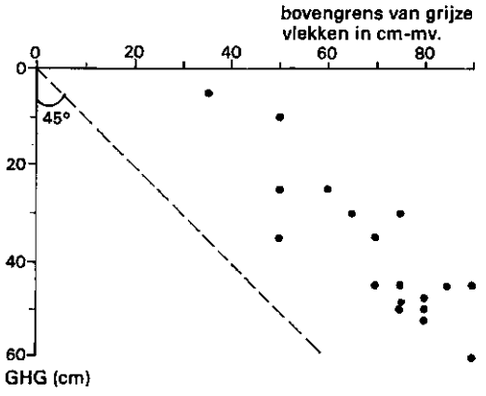
11.3.6 Veldschatting

De kartering van grondwatertrappen, die gelijktijdig met de opname van de bodemgesteldheid plaatsvindt, is gebaseerd op een veldschatting van de GHG en de GLG. Elders in dit hoofdstuk wordt het woord schatting steeds gebruikt in zijn statistische betekenis, in deze paragraaf wordt het gebruikt in de zin van het dagelijks spraakgebruik; we spreken dan ook liever van *veldschatting*. Hiervoor gebruikt men *profiel- en veldkenmerken* die veroorzaakt worden door of van invloed zijn op het jaarlijkse verloop van de grondwaterstand.
Met betrekking tot de fluctuatie van de grondwaterstand zijn in een bodemprofiel drie zones te onderscheiden (volgens figuur 9.1):
– de zone boven de hoogste grondwaterstand, waarin door voldoende aeratie nauwelijks of geen reductieprocessen optreden;
– de zone waarin zich de fluctuatie van de grondwaterstand afspeelt. In deze zone met afwisselend oxydatie- en reductieprocessen ontstaan door herverdeling van bepaalde verbindingen (o.a. van ijzer) *roest- en/of reductievlekken*. In ijzerhoudende gronden zijn dit de klassieke *gleykenmerken*, in ijzerloze de *blekingsvlekken* (kleurschifting). Het GHG-niveau bevindt zich in deze zone, veelal in het bovenste gedeelte;
– de zone beneden de diepste grondwaterstand, waarin door permanente verzadiging met water oxydatieprocessen ontbreken (G-horizont). De bovenzijde van deze zone correspondeert niet altijd met het GLG-niveau (zie de tijdstijghoogtelijnen in figuur 11.2).

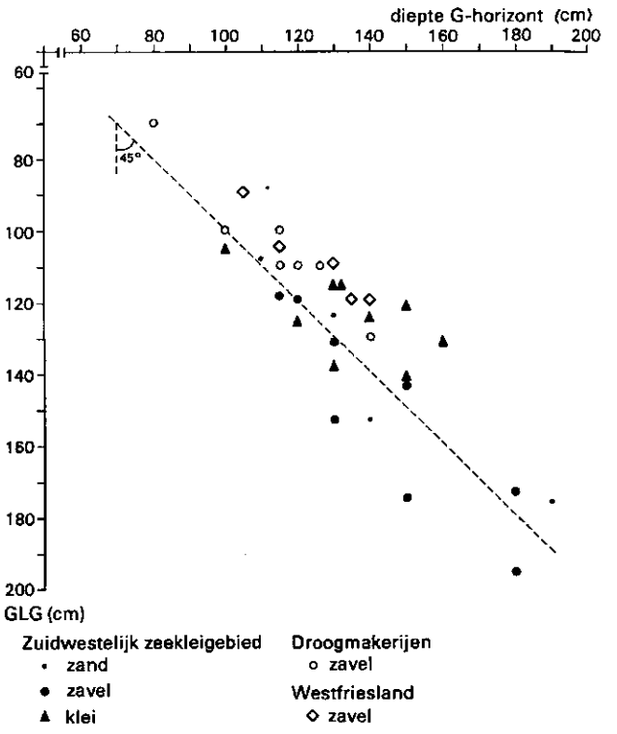
11.11 *Vraag*
Benoem bovengenoemde zones aan de hand van figuur 9.1 (let op het addertje onder het gras!).

GHG
Van de voor de veldschatting van de GHG te gebruiken gleyverschijnselen en blekingsvlekken is geen landelijk geldende morfometrische beschrijving te geven. Hun verschijningsvorm is te zeer afhankelijk van het moedermateriaal waarin zij zijn gevormd en slechts een deel van deze verschijnselen heeft betrekking op het actuele grondwaterstandsverloop. Ingrepen in de ont- en afwateringstoestand hebben in grote delen van Nederland de grondwaterstand verlaagd. Profielkenmerken die bij het vroegere grondwaterregime behoren en dus *fossiel* zijn, zijn vaak niet gemakkelijk van actuele kenmerken te onderscheiden. Ook is nog weinig bekend over de snelheid waarmee profielkenmerken zich aan gewijzigde hydrologische omstandigheden aanpassen. Gemakkelijk aantastbaar organisch materiaal heeft een versnellend effect op de daarbij optredende (bio)chemische processen (denk bijvoorbeeld aan de reductiezone) rondom ondergeploegd organisch materiaal in een natte bouwvoor). Eenmaal gevormde roestvlekken, zoals rijpingsroest in alluviale gronden kunnen in goed ontwaterde gronden vooral bij bouwlandexploitatie blijven bestaan (De Bakker, 1973). In zeekleigronden geven reductievlekken een betere indicatie dan *roestvlekken*. Figuur 11.12 geeft het verband tussen de diepte van de bovengrens van grijze vlekken en de diepte van de GHG (grijs volgens bepaalde kleuren van de Munsellcode).

Binnen de zone met gleyverschijnselen en blekingsvlekken dient met name aandacht te worden besteed aan veranderingen van reductie- en blekingsvlekken met de diepte. De veranderingen kunnen betrekking hebben op het aantal vlekken, hun grootte, begrenzing (scherp of diffuus) kleur en kleurcontrast met de matrix.
Een praktische methode om dergelijke verschillen te herkennen bestaat uit vergelijking van een brok grond uit het onderste gedeelte van de fluctuatiezone met een achtereenvolgens steeds hoger gelegen deel. Uitvoering van deze vergelijking op punten waarop men ook over een berekende schatting van de GHG beschikt maakt het mogelijk bepaalde 'gley- en blekingsbeelden' te vertalen in GHG-niveau.
Het 'gley- en blekingsbeeld' stelt de karteerder in staat binnen de fluctuatiezone van de grondwaterstand een herkenbaar referentieniveau vast te stellen. Dit niveau kan samenvallen met



11.12 *Figuur*
Verband tussen de bovengrens van grijze vlekken en de GHG in gronden uit de droogmakerijen (naar Van Wallenburg, 1973).



11.13 *Figuur*
Verband tussen diepte van de G-horizont en de GLG voor zeekleigronden (naar Van Wallenburg, 1973).

het GHG-niveau, maar dit behoeft niet: in figuur 11.12 ligt dit referentieniveau ca. 30 cm onder de GHG. De grootte van de aan te brengen correctie is per gebied afhankelijk van door vergelijkende profielstudie bij stambuizen opgedane ervaring, van hierna nog te noemen andere factoren die in de veldschatting worden betrokken en van informatie over eventuele verlaging van de grondwaterstand.

GLG
De veldschatting van de GLG geeft gewoonlijk minder problemen dan die van de GHG. Het voornaamste profielkenmerk is de begindiepte van de G-horizont (figuur 11.13). Ook voor het GLG-niveau geldt dat dit niet steeds met de bovengrens van de G-horizont samenvalt. De grootte van de noodzakelijke correctie kan worden gevonden door profielstudie bij stambuizen.

Andere profielkenmerken die medebepalend zijn voor de veldschatting van de GHG en GLG zijn:
– Het *structuurprofiel*. Naarmate een grond, waarvan het volume bij uitdrogen aan krimp onderhevig is, dieper is ontwaterd, is de structuur beter en dieper gefragmenteerd (Reijmerink, 1967; Kooistra e.a. 1983, figuur 3).
Een diepere ontwatering maakt een sterkere uitdroging van de bovengrond mogelijk. Door de sterkere krimp nemen de spanningen in het bodemskelet toe, zich uitend in een steeds verder en diepergaand scheurenpatroon. De mate van fragmentatie wordt mede bepaald door de, eveneens van de samenstelling en opbouw van het bodemprofiel afhankelijke, capillaire stijgsnelheid.
– De *profielontwikkeling*. Gronden zonder hydromorfe kenmerken (De Bakker en Schelling, 1966), de xerogronden, hebben van nature steeds een goede ontwatering. Dit geldt eveneens voor moderpodzolgronden. Omgekeerd behoeven hy-

dromorfe kenmerken niet (meer) te wijzen op ondiepe grondwaterstanden. Wel zullen gebiedsgewijze gronden met *sterk ontwikkelde hydromorfe kenmerken* ook nu nog veelal natter zijn dan gronden binnen dat gebied waar de kenmerken minder uitgesproken zijn. Als sterk ontwikkelde kenmerken kunnen worden genoemd, fysisch niet geheel gerijpte ondergronden in goed bewortelbare alluviale afzettingen, diep doorgaande B-horizonten van humuspodzolgronden, vaak in combinatie met een fletse kleur, de aanwezigheid van dikke scherpbegrensde horizontaal verlopende *humusfibers* (het zg. *'waterhard'*) en moerige bovengronden.

– *De aard en samenstelling van het moedermateriaal.*
Naast de grondwaterstandsdiepte zijn de capillaire eigenschappen van de ondergrond mede bepalend voor het niveau tot waar oxydatie-reductieprocessen kunnen optreden. De capillaire eigenschappen zijn afhankelijk van de korrelgrootteverdeling en van de dichtheid van het moedermateriaal. De dichtheid beïnvloedt mede het waterbergingsvermogen en daarmee de fluctuatie van de grondwaterstand.

– *De geologische opbouw.* Voor de afvoer van grondwater zijn de doorlatendheid en dikte van het beneden boordiepte (120 cm) gelegen watervoerende pakket van belang.

– Het vochtgehalte en de grondwaterstand. Het vochtgehalte en het verloop hiervan met de diepte tijdens de kartering geven een aanwijzing over de grondwatertrap. Hierbij dient men rekening te houden met het seizoen, weersgesteldheid, gewas en capillaire eigenschappen. Ook de diepte waarop vrij water of knijpvocht wordt aangetroffen is een hulpmiddel. Eveneens is in de veldschatting te betrekken de hoogte van de grondwaterstand in stambuizen t.o.v. de GHG (GLG) en t.o.v. de grenzen waarbinnen 80% van de gemeten grondwaterstanden valt (tabel 11.25C).

– *Knijpvocht* is een veldterm, die alleen gebruikt wordt bij zand dat niet al te lemig of kleiig mag zijn. Als uit zand, dat direct uit de boor komt, nog (net) geen water druipt, maar wel na een aantal malen met de volle gesloten hand in dit zand geknepen te hebben, spreekt men van knijpvocht.

11.13a *Vraag*
Verklaar het knijpvocht. Ligt het niveau van het knijpvocht ongeveer op, net boven of net onder het freatisch niveau?

Naast profielkenmerken spelen bij de veldschatting van de GHG en GLG ook *veldkenmerken* een rol. Veldkenmerken zijn o.a. te ontlenen aan de fysische geografie van het gebied, (landschap, reliëf, dichtheid van het afwaterings- en ontwateringsstelsel, slootwaterstand, begreppeling, buisdrainage- en bodemgebruik) alsmede aan de vegetatie (vocht- en droogte-indicatoren, zie in het hoofdstuk Vegetatie en Bodem: tabel 37.38). De veldkenmerken worden tevens gebruikt om de begrenzing van een gebied met eenzelfde grondwatertrap vast te stellen. Dat de doorlatendheid en het waterbergingsvermogen een belangrijke rol spelen, blijkt uit het onderzoek van de kruinige percelen (De Bakker en Marsman, 1981, in het bijzonder in § 'Het grondwater', blz. 27-31).
Gewoonlijk geeft geen van de kenmerken een ondubbelzinnige aanwijzing over het GHG- en GLG-niveau. Slechts zelden is een kenmerk zo uitgesproken dat geen twijfel behoeft te bestaan over de daaraan te ontlenen gevolgtrekking. De veldschatting is meer een uit een *combinatie* van kenmerken, een uit het totaalbeeld opgebouwde synthese van aanwijzingen. Op den duur ontstaat door ervaring en gebiedskennis voor de GHG en GLG een zekere verwachtingswaarde die aan kenmerken getoetst en daarmee zonodig gecorrigeerd wordt. In de ervaring is begrepen de kennis van gemiddelde waarden per Gt van de GHG, GLG en de GHG-GLG-fluctuatie (tabel 11.14).
Ondanks alle ervaring kan, ter verkleining van de kans op foutieve schattingen, de noodzakelijkheid niet genoeg benadrukt worden de veldschatting steeds weer te *toetsen* aan gemeten grondwaterstanden.
De tabellen in de subparagrafen 'Helling, reliëf en grondwaterstand' van de hoofdstukken 32 t/m 36 geven een indruk over de verspreiding van de Gt's over diverse soorten gronden.

11.14 *Tabel*
Gemiddelde GHG, GLG en GHG-GLG-fluctuatie per Gt in pleistocene zandgebieden, zeekleigebieden en duinen. Natter deel: GHG <25 cm; droger deel Gt II: GHG 25-50 cm en van Gt III en V 25-40 cm; droog deel Gt VII: GHG 80-140 cm en zeer droog deel Gt VII: GHG >140 cm.

Gt	GHG (cm)	GLG (cm)	GHG-GLG fluctuatie (cm)	aantal meet-punten
I	–5±4	38± 7	43± 5	14
II nat	7±3	66± 4	60± 3	34
II* droog	32±7	67±11	36±10	5
III nat	17±1	103± 3	86±10	54
III* droog	32±3	102± 4	70± 3	33
IV	56±3	104± 4	49± 3	45
V nat	17±3	135± 5	118± 4	30
V* droog	32±3	142± 4	110± 3	42
VI	61±1	155± 2	94± 2	151
VII droog	101±2	190± 3	90± 2	99
VII* droog	185±3	281± 4	97± 3	50

11.15 *Vraag*
Eind augustus 1966 is een Gt-kartering uitgevoerd, waarbij voor de veldschatting van de GLG mede gebruik is gemaakt van de op dat tijdstip optredende grondwaterstanden. Zijn die grondwaterstanden normatief voor dat tijdstip als in dat gebied stambuis 41E-8-L ligt?

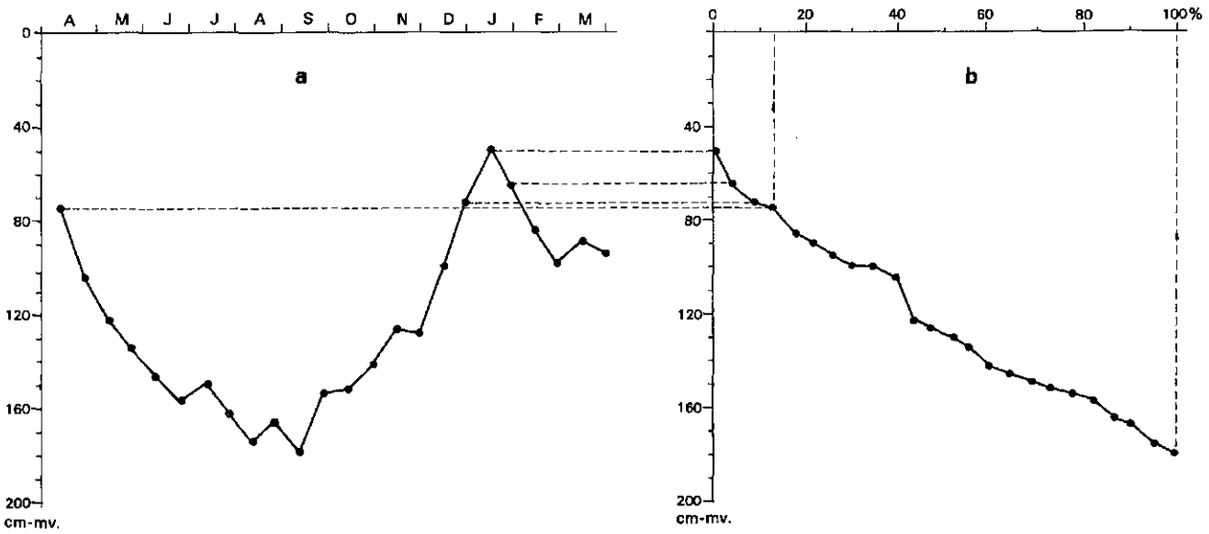
11.4 FREQUENTIEVERDELING EN DUUR VAN GRONDWATERSTANDEN

11.4.1 Cumulatieve verdeling

Met de GHG en GLG kunnen we niet alleen de fluctuatie van de grondwaterstand karakteriseren, ook de *tijdsduur* van grondwaterstanden is er aan te ontlenen. Aan de hand van figuur 11.16 wordt dit gedemonstreerd.

Links (a) staat van meetpunt 41E-8-L voor het hydrologische jaar 1967 het *tijdstijghoogtediagram.* Met een dergelijk diagram wordt snel een overzicht verkregen van het verloop van de grondwaterstand met de tijd. Minder geschikt is het voor beantwoording van de vraag hoe vaak of hoe lang bepaalde grondwaterstanden voorkomen, vooral als het diagram betrekking heeft op een langjarige reeks van meetgegevens (vergelijk figuur 11.2).
Voor inzicht in de frequentie van grondwaterstanden verdient het gebruik van de *cumulatieve frequentieverdeling* de voorkeur. Rechts in figuur 11.16(b) staat als voorbeeld de (relatieve) cumulatieve frequentieverdeling van dezelfde grondwaterstanden als gebruikt zijn in het tijdstijghoogtediagram. Hierin zijn de grondwaterstanden gerangschikt naar toenemende diepte. Op de x-as is het percentage grondwaterstanden uitgezet ondieper dan de op de y-as aangegeven diepte.
De (relatieve) cumulatieve frequentie van grondwaterstanden ondieper dan y_i cm is te bepalen met

$\frac{r_i - 1}{n - 1} \times 100\%$, waarin van een naar toenemende diepte gerangschikte reeks van n grondwaterstanden, de grondwaterstand van y_i cm het rangnummer r_i heeft. Daarmee krijgen we voor



11.16 *Figuur*
Tijdstijghoogtelijn (a) en cumulatieve frequentie (b) van de grondwaterstanden over het hydrologische jaar 1967. Zelfde meetpunt als figuur 11.2.

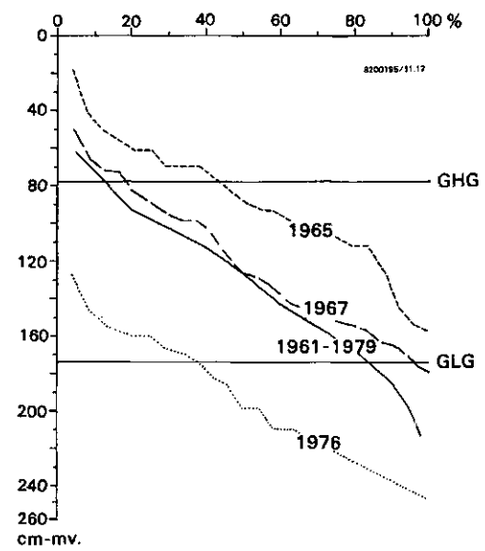
figuur 11.16 bijvoorbeeld als frequentie van grondwaterstanden ondieper dan

50 cm: $\frac{1-1}{24-1} \times 100\% = 0\%$.

74 cm: $\frac{4-1}{24-1} \times 100\% = 13\%$ (met stippellijn aangegeven in de figuur).

180 cm: $\frac{24-1}{24-1} \times 100\% = 100\%$.

Frequentieverdelingen op seizoen- of jaarbasis kunnen door de optredende variatie in weersgesteldheid van jaar tot jaar vrij aanzienlijk verschillen (zie figuur 11.17, vergelijk ook figuur 11.2). Een frequentieverdeling die wordt verkregen door uit te gaan van een langjarige periode, waarin zowel droge, normale als natte jaren voorkomen, kan men een *gemiddelde frequentieverdeling* noemen. De getrokken lijn in figuur 11.17 laat zien dat in de 19 meetjaren gemiddeld ruim 80% van de grondwaterstanden ondieper dan de GLG is; in het droge jaar 1976 (waarvan de waarnemingen uiteraard ook meegerekend zijn voor de getrokken lijn) is dat slechts ca. 40%.



11.17 *Figuur*
Relatieve cumulatieve frequentieverdeling in een nat (1965), een normaal (1967) en een droog hydrologisch jaar (1976), alsmede de gemiddelde verdeling over de periode 1961-1979. Zelfde meetpunt als figuur 11.2 (Van der Sluijs, 1982).

In het computerprogramma van de Stichting voor Bodemkartering voor bewerking van grondwaterstandsgegegevens is de berekening van de gemiddelde cumulatieve frequentieverdeling van grondwaterstanden opgenomen. De verdeling is te vinden in de tabel met percentielen. Zo is voor meetpunt 41E-8-L (tabel 11.25D) het 10e percentiel van de grondwaterstand 74 cm en het 90e percentiel 185 cm – mv. Dit wil zeggen dat 10% van de grondwaterstanden ondieper is dan 74 en 90% ondieper dan 185 cm.

11.18 *Vraag*
Schat voor stambuis 41E-8-L (zie tabel 11.2) het percentage grondwaterstanden:
a. ondieper dan de GHG, b. dieper dan de GLG.

Als de verdeling gebaseerd is op om de veertien dagen gemeten grondwaterstanden, mag de frequentie worden vervangen door de tijdsduur. Gebleken is namelijk dat bij een dergelijk tijdsinterval de gemiddelde cumulatieve frequentieverdeling vrijwel gelijk is aan die van dagwaarnemingen (figuur 11.19). De overbrenging van drie punten uit figuur 11.16a naar 11.16b laat zien dat de tijdsduur echter niet uit een aaneengesloten periode behoeft te bestaan.

Via een vergelijking is uit de GHG en de GLG te voorspellen hoe hoog gemiddeld genomen de grondwaterstanden gedurende een bepaald gedeelte van het jaar zullen zijn. Zo zijn bij een GHG van 50 cm en een GLG van 160 cm gemiddeld gedurende 3 maanden van het jaar grondwaterstanden ondieper dan 70 cm te verwachten.

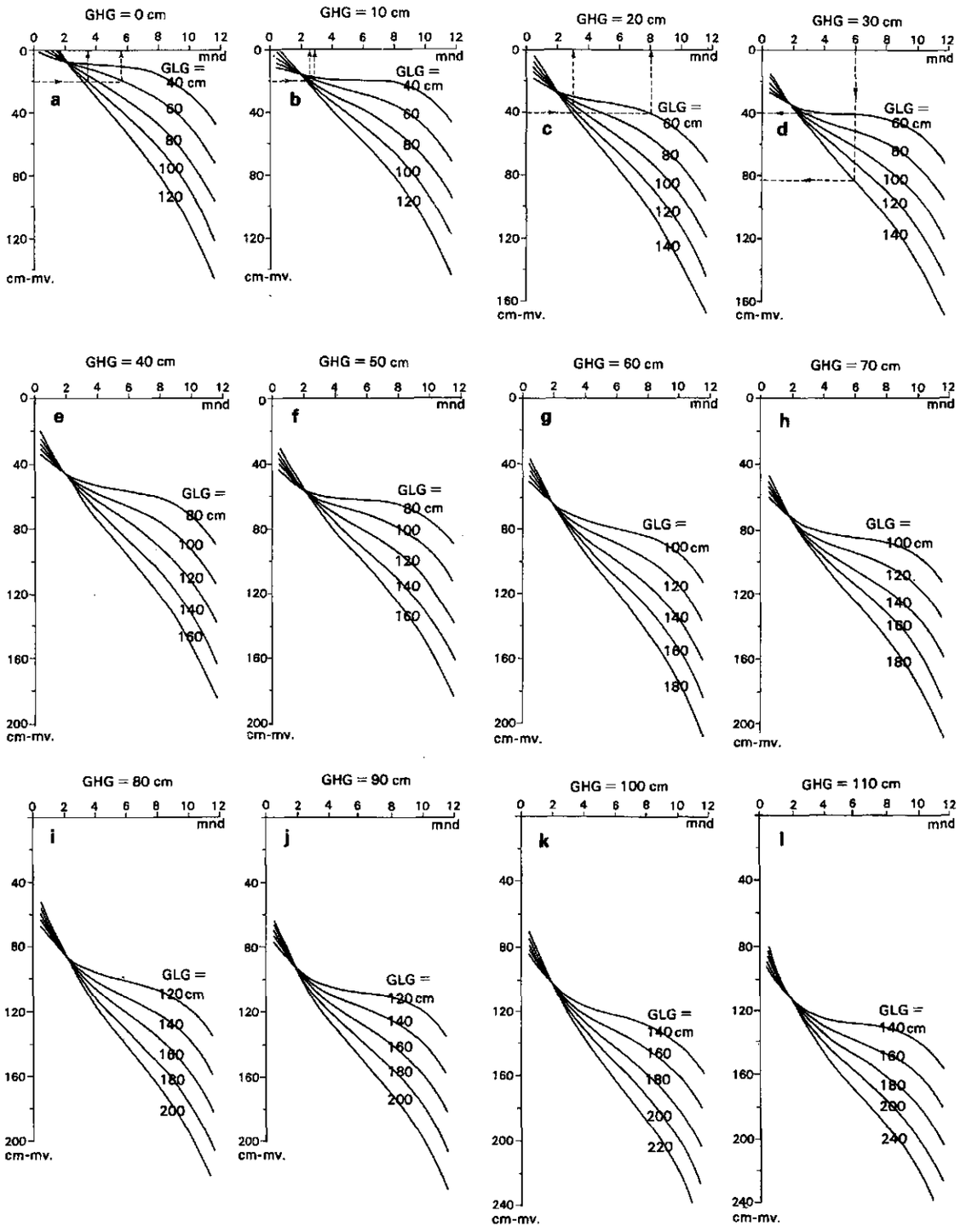
De volgende vergelijking (Van der Sluijs, 1982; Van der Sluijs en De Gruijter, i.v.) geeft de genoemde relatie weer.

$D_f = \beta_{0,f} + \beta_{1,f}\,GHG + \beta_{2,f}\,GLG + e\ (0,\sigma_f)$.

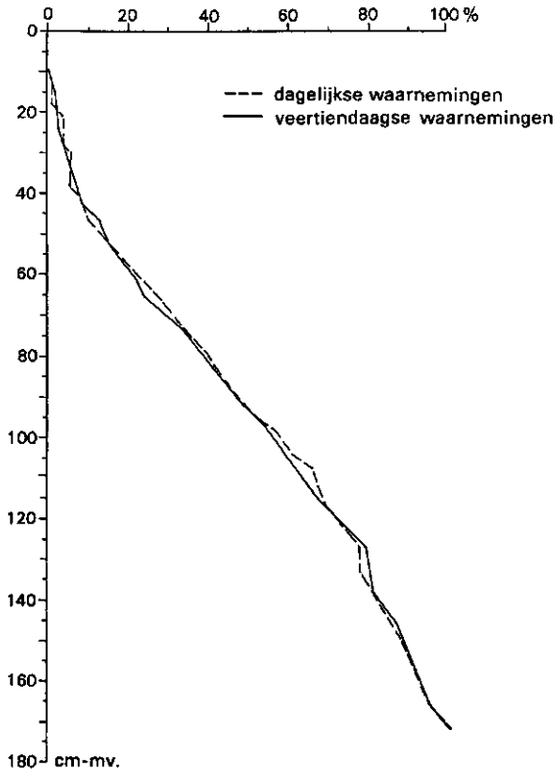
In de vergelijking is D_f de grondwaterstand 'ondieper dan' behorend bij de tijdsduur f in maanden per jaar, zijn de β's regressiecoëfficiënten en is $e(0,\sigma_f)$ een storingsterm met een gemiddelde gelijk aan 0 en een standaardafwijking σ_f.
Voor $0,5 < f < 11,5$ maand, zijn de schattingen van de regressiecoëfficiënten:
$\beta_{0,f} = 8,9 + 0,1025f - 1,189f^2 + 8,882 \times 10^{-2}f^3$
$\beta_{1,f} = 0,97 + 1,326 \times 10^{-2}f^2 + 5,900 \times 10^{-4}f^3$
$\beta_{2,f} = -0,23 + 1,228 \times 10^{-1}f$

De restspreiding varieert van 12,5 cm voor f is 0,5 en 11,5 maand tot 8,5 cm voor f is 6 maanden per jaar, hetgeen voor dit type voorspellingen aanvaardbaar is.

De figuren 11.20 a t/m l geven voor een aantal combinaties van de GHG en GLG de met de vergelijking verkregen tijdsduur grafisch weer. Uit de figuren blijkt dat de duur van ondiepe grondwaterstanden niet uitsluitend van de GHG afhankelijk is.



11.20 *Figuur*
Gemiddelde overschrijdingsduur van de grondwaterstand in maanden per jaar voor een aantal GHG- en GLG-combinaties.



11.19 *Figuur*

Gesommeerde frequentieverdeling van de grondwaterstand afgeleid uit dagelijkse waarnemingen en veertiendaagse waarnemingen (op de 14de en 28ste van elke maand. Meetpunt 34D-7-L, periode 1964-1967 (Van der Sluijs, 1982).

11.21 *Voorbeelden*

In de figuren 11.20a, b, c en d zijn met stippellijnen voorbeelden aangegeven hoe en wat uit deze figuren kan worden afgelezen.

1. Uit figuur a blijkt dat een grond met een Gt II met een GHG = 0 cm en een GLG = 60 cm een te verwachten duur van grondwaterstanden ondieper dan 20 cm heeft van 5½ maand per jaar (volg de streeplijn vanaf het punt −20 op de Y-as naar het snijpunt met de gebogen GHG 60-lijn en lees op de X-as af 5½ maand).
2. Uit figuur b blijkt dat een grond met een Gt II met een GHG = 10 cm en een GLG = 60 cm een te verwachten duur van grondwaterstanden ondieper dan 20 cm heeft van bijna 3 maanden per jaar.
3. Uit figuur a blijkt dat een grond met een Gt III met een GHG = 0 cm en een GLG = 100 cm een te verwachten duur van grondwaterstanden ondieper dan 20 cm heeft van 3¼ maand per jaar.
4. Uit figuur b blijkt dat een grond met een Gt III met een GHG = 10 cm en een GLG = 100 cm een te verwachten duur van grondwaterstanden ondieper dan 20 cm heeft van 2½ maand per jaar.
5. Uit figuur c blijkt dat een grond met een Gt II met een GHG = 20 cm en een GLG = 60 cm een te verwachten duur van grondwaterstanden ondieper dan 40 cm heeft van 8 maanden per jaar.
6. Uit figuur c blijkt dat een grond met een Gt V met een GHG = 20 cm en een GLG = 130 cm een te verwachten duur van grondwaterstanden ondieper dan 40 cm heeft van 3 maanden per jaar.
7. Uit figuur d blijkt, dat in een grond met een GHG van 30 cm, gedurende 6 maanden per jaar grondwaterstanden ondieper dan 40 cm mogen worden verwacht als de GLG 60 cm is (Gt II) en ondieper dan 81 cm als de GLG 140 cm is (Gt V).

11.22 *Vragen*

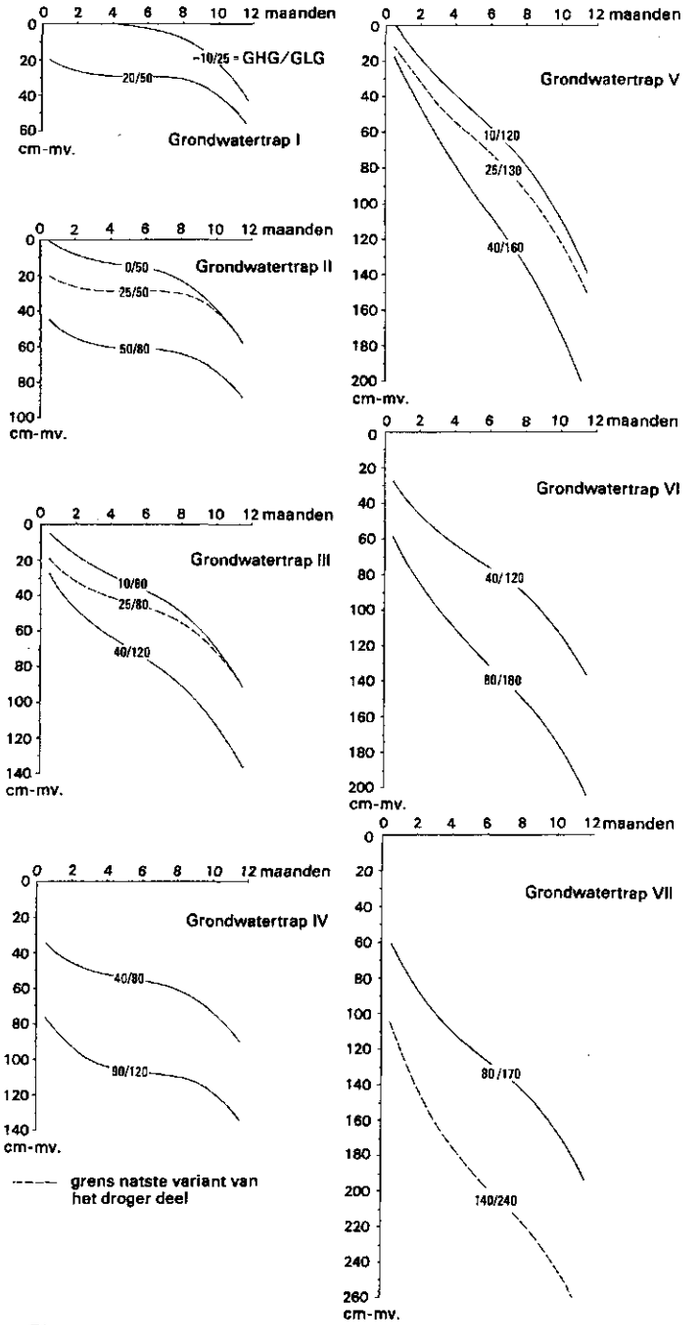
a. Van een grond is de GHG 10 en de GLG 60 cm. Door een ingreep in de grondwaterhuishouding blijkt de GHG 10 cm te zijn verlaagd. Wat is hiervan het effect op de tijdsduur van grondwaterstanden ondieper dan 30 cm en wat zou het effect zijn bij een GLG van 100 cm?

b. In een perceel met een grofzandige ondergrond is de GHG 50 en de GLG 140 cm. Opzetten van de slootwaterstand veroorzaakt een stijging van de GLG met 40 cm. Wat is hiervan het effect op de tijdsduur van grondwaterstanden dieper dan 80 cm?

11.4.2 Grondwatertrappen en tijdsduurklassen van grondwaterstanden

Met de uit de GHG en GLG af te leiden tijdsduur van grondwaterstanden zijn de grondwatertrappen om te zetten in *tijdsduurklassen.*

Voor de omzetting in tijdsduurklassen zijn voor elke Gt de GHG en GLG van de natste en de droogste variant vastgesteld. Voor deze varianten zijn niet de theoretisch mogelijke uitersten genomen (een Gt V met een GHG van 25 cm en een GLG van 250 cm is volgens de definitie wel mogelijk maar niettemin zeer onwaarschijnlijk). Naar schatting wordt met de gekozen grenzen ruim 90% van de grondwaterstandsverlopen omvat. De tijdsduurklassen van grondwaterstanden zijn grafisch voorgesteld in figuur 11.23.



11.23 *Figuur*

Overschrijdingsduur van grondwaterstand (maanden per jaar) per grondwatertrap (Van der Sluijs, 1982).

Grondwatertrappen met een beperkte fluctuatie van de grondwaterstand (Gt I, II en IV) hebben vrij vlak verlopende *duurlijnen*. Bij dergelijke Gt's bestaan tussen de natste en droogste variant aanmerkelijke verschillen in tijdsduur van grondwaterstanden die een bepaalde diepte te boven gaan. Van Gt II vormt de combinatie GHG = 0 en GLG = 50 cm de natste variant. Voor de natste variant gelden gedurende gemiddeld negen maanden per jaar grondwaterstanden ondieper dan 30 cm.
Dergelijke grondwaterstanden zijn bij de droogste variant (GHG = 50 en GLG = 80 cm) slechts onder uitzonderlijk natte omstandigheden en dan nog slechts gedurende een enkele dag te verwachten. De verschillen zijn voor de overige grondwatertrappen geringer. Zo komen bij de natste variant van grondwatertrap V (GHG = 10 en GLG = 120 cm) de grondwaterstanden gemiddeld gedurende vier maanden per jaar hoger dan 40 cm. Deze periode is ruim één maand voor de droogste variant (GHG = 40 en GLG = 160 cm).
Van de grondwatertrappen, waarin een droger deel wordt onderscheiden, is in figuur 11.20 de begrenzing van de natste variant van dit deel aangegeven. In het drogere deel komen grondwaterstanden ondieper dan 25 cm gemiddeld niet langer dan één maand per jaar voor.
Uit de begrenzende duurlijnen van de Gt's zijn de tijdsduurklassen van tabel 11.24 afgeleid. Voor de gegeven classificatie naar tijdsduur geldt eveneens dat niet alle mogelijke combinaties van GHG en GLG erin zijn ondergebracht en uitzonderlijke grondwaterstandsverlopen buiten beschouwing zijn gebleven.

11.24 *Tabel*
Omzetting van grondwatertrappen in tijdsduurklassen

Gt	GHG (cm)	GLG (cm)	Tijdsduur in maanden van grondwaterstanden <40 cm	<80 cm	<120 cm
I	–	<50	>10	–	–
II')	–	50– 80	<10	>10	–
III')	<40	80–120	< 5	5–10	>10
IV	>40	80–120	< 1	1–10	>10
V')	<40	>120	< 5	–	5–10
VI	40–80	>120	< 1	–	5–10
VII")	>80	>120	–	–	1– 5

') Van het 'droger deel' is de grondwaterstand minder dan 1 maand ondieper dan 25 cm.
") Van het 'zeer droge deel' is de grondwaterstand minder dan 1 maand ondieper dan 120 cm.

De Soil Survey of England and Wales hanteert een op tijdsduurklassen gelijkend systeem voor het aangeven van de grondwaterstand (Robson & Thomasson, 1977).

11.5 GEMIDDELDE VOORJAARSGRONDWATERSTANDSDIEPTE

Voor het aangeven van de grondwaterstand aan het begin van het groeiseizoen is het begrip *'gemiddelde voorjaarsgrondwaterstandsdiepte'* (GVG) ingevoerd. Als begin van het groeiseizoen is 1 april gekozen en de gemiddelde grondwaterstand op die datum is de GVG. De GVG geeft dus de grondwaterstand die onder gemiddelde weersomstandigheden aan het begin van het groeiseizoen mag worden verwacht.
De GVG zal altijd dieper zijn dan de GHG en des te dieper, naarmate de fluctuatie tussen de GHG en GLG groter is. Uit de grondwaterstandsgegevens van de eerder genoemde 550 meetpunten is voor de GVG de volgende betrekking met de GHG en GLG afgeleid
GVG = 5,4 + 0,83 GHG + 0,19 GLG of
GVG = 5,4 + 1,02 GHG + 0,19 (GLG-GHG) met als restspreiding 8,7 cm.
Met voor Gt I, II en IV een gemiddeld verschil van 50 cm tussen de GHG en GLG, krijgen we als vuistregel voor gronden met een beperkte fluctuatie van het grondwater: GVG = GHG + 15 cm. Voor de overige gronden kan als benadering GVG = GHG + 25 cm worden genomen.

11.6 TOELICHTING OP DE COMPUTERUITVOER VAN GRONDWATERSTANDSGEGEVENS

11.6.1 Inleiding
De Stichting voor Bodemkartering maakt ten behoeve van haar Gt-indeling gebruik van het geautomatiseerde bestand van grondwaterstandsgegevens van de Dienst Grondwaterverkenning-TNO in Delft. Voor gebruik bij de Gt-kartering ondergaan de gegevens in Wageningen een bewerking.
De bewerking is geautomatiseerd. Met een hiervoor geschreven computerprogramma vindt onder meer een omzetting van de grondwaterstanden ten opzichte van NAP naar grondwaterstanden ten opzichte van het maaiveld plaats. Voor stambuizen is uiteraard de berekening van de GHG en de GLG opgenomen en maakt een statistische bewerking een snelle beoordeling van de meetgegevens mogelijk.
In tabel 11.25 is een gedeelte van de Wageningse computeruitvoer gegeven en wel van stambuis 41E-8-L. Deze gegevens zijn gebruikt in de figuren 11.2, 11.3, 11.6 en 11.7
De Wageningse computeruitvoer bevat meer gegevens dan die in deze tabel worden vermeld. Dit zijn onder meer: ligging maaiveld en kop buis t.o.v. NAP, de coördinaten van het meetpunt, de startdatum van de opnamen, data van de veranderingen (vervangingen of verplaatsen van de buis), de data van de opnamen (hieruit kan blijken dat niet op de 14e of op de 28e is gemeten maar op een of twee dagen ervoor of erna i.v.m. het weekend), etc.

De gegevens van de tabel hebben betrekking op stambuis 41E-8-L; hierin betekent 41E de aanduiding van het kaartblad van de Topografische Kaart van Nederland, schaal 1:25000 (het is noordwestelijke kwart van blad 41 Oost, zie het kaartje van Nederland onder de kaartfragmenten op de Fragmentenkaart); 8 is het volgnummer op blad 41E en L betekent landbouwbuis.

11.6.2 Toelichting bij tabel 11.25A
De grondwaterstanden zijn in dit gedeelte gerangschikt volgens het hydrologisch jaar, als een opname ontbreekt is dat met een streepje (–) aangegeven, de hoogste drie waarnemingen zijn gemerkt met een plusteken (+), de laagste drie met een minteken (–).

11.26 *Vraag*
In de kolommen van de jaren 1961 en 1963 zijn deze tekens weggelaten, breng ze aan.

11.6.3 Toelichting bij tabel 11.25B
Over dezelfde negentien jaren worden in dit gedeelte van de tabel gegeven de berekende HG3's en LG3's (volgens 11.2.2 het rekenkundig gemiddelde van resp. de hoogste drie en de laagste drie grondwaterstanden in een hydrologisch jaar). De onderste twee regels geven de GHG en GLG, de gemiddelde waarden van de HG3 en LG3 over een telkens met één jaar

11.25 *Tabel*

Gegevens van buis 41E-8-L. A: grondwaterstanden; B: berekende HG3's en LG3's en de voortschrijdende gemiddelden van de GHG en de GLG; C: gemiddelde grondwaterstanden; D: andere berekeningen. Naar gegevens van de Dienst Grondwaterverkenning TNO.

A

jaar / maand	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979
april	76	61+	98	121	99	71	74	117	60	70+	120+	163	96	131	87+	128+	144	95	94+
	79	89	103	126	61	85	104	131	74	65+	123+	147	111	148	103	145+	138	114	96
mei	99	62+	104	128	76	102	122	133	93	99	143	158	110	155	108	154+	136	111	93+
	112	74+	107	146	103	124-	134	123	106	98	147	151	129	154	125	160	129	129	89+
juni	74	119	139	157	112	149-	146	140	109	132	157	155	135	158	152	166	117	147	105
	116	137	119	168	88	106	157	127	133	153-	113+	164	155	167	158	175	127	135	115
juli	98	150	130	180	94	119	149	135	-	132	130	127	174	173	119	187	146	102	133
	109	153	149	-	70	77	164	144-	150	106	169	150	183	180-	121	198	159	130	145
aug.	127	167	168	185	93	80	175-	144-	107-	126	171	156	176	179	184	210	164-	146	138
	96	177	125	188-	112	85	166-	151-	118	149-	178	164	193	183-	189	213	121	157	152
sept.	97	184	133	-	103	115	180-	120	127	165-	193	171	202-	184-	198	223	148	164	160
	125	187-	146	-	126	126-	154	85	145	147	197	164	208-	164	-	231	161	150	170-
okt.	129	-	105	188-	145-	118	152	65+	155-	121	204	177-	211-	144	199	234	164-	149	178-
	62	187-	133	188-	152-	95	143	99	168-	107	206-	164-	176	109	208-	239-	171-	160	184-
nov.	67	187-	127	-	157-	107	127	96	153	76	214-	186-	177	72	213-	243-	144	167-	160
	56	184	87	180	107	68	129	87	144	95	204-	155	164	66	200-	245-	98	171-	158
dec.	32	180	115	167	41+	39+	100	113	138	85	186	145	145	53+	172	225	103	160-	147
	86	134	120	157	28+	54+	72+	101	143	103	181	145	107	50+	173	216	105	112	124
jan.	56	144	111	95+	82	65+	50+	96	143	108	181	160	99	77	130	210	78+	103	-
	61	162	131	86+	69	69	66+	98	126	70+	185	164	94+	58+	100+	199	87+	117	-
febr.	37	169	93	97	51+	90	84	101	88	85	184	127	85+	93	81+	182	109	65+	-
	79	171	104	105	61	84	99	78+	83+	97	179	98+	107	100	112	169	108	83	-
maart	72	113	124	120	70	81	90	83+	82+	94	163	103+	113	96	123	160	100	59+	-
	86	82	112	92+	58	81	95	93	73+	95	185	124+	94+	82	120	158	70+	65+	-

B

HG3(+)	?	72	?	91	40	53	63	69	66	68	119	108	91	54	89	142	76	63	92
LG3(-)	?	187	?	188	151	133	174	146	163	156	209	182	207	182	207	242	166	169	177
GHG	?	57	?	75	68	65	65	66	65	66	71	74	75	74	75	79	79	76	79
GLG	?	157	?	164	161	157	159	158	158	158	163	164	167	169	171	176	175	175	175

C 1961 - 1979

gem. GWS.	st. afw.	N	80% interv.	90% interv.
101	28	19	64-138	53-150
107	26	19	71-144	60-155
116	25	19	83-149	73-159
123	23	19	92-154	83-163
135	24	19	104-167	94-176
138	25	19	105-170	95-180
138	28	18	101-174	90-186
144	35	18	97-190	83-204
155	32	19	113-198	100-211
154	36	19	106-201	92-215
161	36	18	113-209	98-224
160	34	17	114-206	100-220
159	41	18	104-214	68-231
156	46	19	95-217	77-236
151	51	18	83-218	63-239
137	54	19	65-209	43-230
124	55	19	50-198	28-220
117	48	19	53-180	34-199
110	44	18	52-168	35-186
108	44	18	49-167	31-185
101	41	18	47-156	30-172
105	34	18	59-151	45-165
101	33	18	57-146	43-160
98	32	18	55-141	42-154

D

	GHG	GVG 28-3	GLG	GWS
gem.	79	98	175	129
st. afw.	26	32	28	43
N	19	18	19	
80% int.	71-87		166-183	
90% int.	68-89		163-186	

	percentielen													kwartielen		
	2	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95	98	25	50	75
gemeten	53	63	74	93	102	113	127	144	155	167	185	199	214	96	127	161
berekend		59	70	90	105	117	128	139	151	167	186	198				
verschil		4	4	3	-3	-4	-1	5	4	0	-1	1				

toenemende periode. Voor het eerste jaar is daarom de GHG (GLG) gelijk aan de HG3 (LG3). Deze cijfers zijn gebruikt voor het maken van figuur 11.3.

11.27 *Vraag*
Over de jaren 1961 en 1963 zijn de betreffende getallen weggelaten, reken ze zelf uit en vul ze in.

11.6.4 Toelichting bij tabel 11.25C

Dit gedeelte van de tabel geeft in de eerste kolom (gem.gws.) de gemiddelde grondwaterstand per opnamedatum aan; deze cijfers zijn gebruikt om de gemiddelde (= afgevlakte) curve te tekenen in figuur 11.2. In de tweede kolom (st.afw.) staan de bijbehorende standaardafwijkingen, in de derde kolom (N) het aantal waarnemingen in de reeks van 19 jaren en de vierde en vijfde kolom geven de intervallen aan waarbinnen 80%, resp. 90% van de op die data gemeten grondwaterstanden valt. Het 80%-interval is gebruikt om het gerasterde gebied uit figuur 11.2 af te grenzen.

11.6.5 Toelichting bij tabel 11.25D

Deze verzameltabel geeft in gecomprimeerde vorm alle relevante gegevens om in één oogopslag een indruk te krijgen over de bruikbaarheid van het meetpunt.
In deze tabel betekent gem. gemiddelde waarde; op deze regel vinden we dan ook getallen die elders in tabel 11.25 ook zijn te vinden; één gemiddelde is nieuw, nl. de totale gemiddelde grondwaterstand (GWS) over deze negentien jaren, nl. 129 cm bij 448 waarnemingen, deze komt bij een normale verdeling van de grondwaterstanden overeen met die van het 50e percentiel. S betekent hier standaardafwijking; N het aantal HG3's (voor de GHG), LG3's (voor de GLG), de meting op 29 maart (voor de GVG) en het totaal aantal metingen voor de GWS (op deze aantallen hebben de bijbehorende standaardafwijkingen betrekking): 90% resp. 80% int. geven resp. de 90% en de 80% betrouwbaarheidsintervallen van de verwachtingswaarden van de GHG (GLG) aan.
Elk percentiel geeft de diepte die door een gegeven percentage grondwaterstanden wordt overschreden. Vermenigvuldiging van het percentage met 3,65 geeft het aantal dagen waarop, gemiddeld genomen, de grondwaterstand ondieper is dan de percentielswaarde. Als bijvoorbeeld het 20e percentiel = 93 cm, betekent dit dat naar verwachting de grondwaterstand gedurende gemiddeld 20 x 3,65 = 73 dagen per jaar ondieper zal zijn dan 93 cm. Het betekent ook dat gemiddeld genomen (100-20)% = 80% of 80 x x 3,65 = 292 dagen per jaar de grondwaterstand gelijk of dieper dan 93 cm zal zijn.
Behalve de uit de meetgegevens afgeleide percentielen (de bovenste regel in dit deel van de tabel) zijn voor toetsing van de formule uit 11.4.1 ook de hiermee berekende percentielen aangegeven met de onderlinge verschillen (de tweede en derde regel in dit deel van de tabel). De verschillen zijn veelal kleiner dan 10 cm. Grote verschillen duiden op het niet homogeen zijn van de populatie, b.v. door verandering van de grondwaterhuishouding.

11.28 *Vraag*
Noem twee andere termen voor het begrip 50e percentiel.

11.29 *Repeteervragen*
a. Waarom is een interpretatie van Nederlandse bodemkaarten ondenkbaar zonder kennis van de diepte waarop zich de grondwaterstand beweegt?
b. Welke Dienst beheert het landelijk meetnet van grondwaterstanden?
c. Wat is het verschil tussen stambuizen en peilbuizen?
d. Hoe zijn de GHG en GLG gedefinieerd?
e. Wat verstaan we onder grondwatertrappen? Noem de definitie van drie Gt's.
f. Wat is een 'droger deel' van een Gt en hoe wordt dit aangegeven?
g. Noem enige factoren die de betrouwbaarheid van een Gt beïnvloeden.
h. Wat houdt het schatten van de GHG en/of GLG met 'gerichte opnamen' in?
i. Hoe wordt in de winter de ontwateringstoestand verkend?
j. Over de veldschatting van GHG en GLG: noem enige profielkenmerken. Mag je op deze kenmerken 'blindvaren'?
k. Noem een aantal veldkenmerken die iets over de Gt zeggen.
l. Welke grafische voorstelling is geschikt om de duur van grondwaterstanden te laten zien? Teken een voorbeeld.
m. Wat kunt u afleiden uit de vorm van duurlijnen?
n. Welke relaties bestaan er tussen de GVG en de GHG?

11.7 LITERATUUR

Atlas, 1963-1977. Atlas van Nederland. Samengesteld door de Stichting Wetenschappelijke Atlas van Nederland, 's-Gravenhage.
Bakker, H. de, 1973. Hydromorphic soils in the system of soil classification for the Netherlands. In: Pseudogley and Gley, Transactions of Commissions V and VI, Int. Soc. Soil Sci. Stuttgart 1971: 405-412.
Bakker, H. de & B.A. Marsman, 1981. Kruinige percelen. Boor en Spade 20: 9-38.
Bouma, J., L.W. Dekker & J.C.F.M. Haans, 1980. Measurement of depth to watertable in a heavy soil. Soil Sci. 130, 5: 264-270.
Bruin, H.A.R. de, 1979. Neerslag, open waterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. Wetenschappelijk rapport 79-4 van het KNMI, 90 p.
Buringh, P., 1951. Over de bodemgesteldheid rondom Wageningen. Versl. Landbouwk. Onderz. 57.4, Wageningen, 131 p.
Colenbrander, H.J., 1970. Waarneming en bewerking van grondwaterstanden bodemvochtgegevens. In: Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied. Comm. Bestudering Waterbehoefte Geld. landbouwgronden. Tweede interimrapp. Werkgroep I: 148-175.
Commissie Onderzoek Landbouwwaterhuishouding Nederland (COLN)-TNO, 1958. De landbouwwaterhuishouding van Nederland. Rapport 1 t/m 12.
Heesen, H.C. van, 1971. De weergave van het grondwaterstandsverloop op bodemkaarten. Boor en Spade 17: 127-149.
Kooistra, M.A., et al., 1984. Structuuronderzoek in relatie tot de bodemkaart. In: Bodem en landschap kwalitatief en kwantitatief bekeken: 86-95. Pudoc, Wageningen.
Pijls, F.W.G., 1948. Een gedetailleerde bodemkartering van de gemeente Didam. Versl. Landbouwk. Onderz. 54.1, Wageningen, 116 p.
Reijmerink, A., 1967. Verslag van het in 1963 tot en met 1965 uitgevoerde onderzoek naar de structuurtoestand van weideveen-, waardveen- en drechtvaaggronden in de Alblasserwaard. Stibokarapport 728, 45 p.
Robson, J.A. & A.J. Thomasson, 1977. Soil Water Regimes. A study of seasonal waterlogging in English lowland soils. Technical Monograph. no. 11. Soil Survey. Harpenden.
Schans, R.P.H.P. van der, 1957. Het bouwplan op verschillende bodemtypen van zandgronden. Landbouwk. Tijdschr. 69,3: 251-256.
Sluijs, P. van der, 1982. De grondwatertrap als karakteristiek van het grondwaterstandsverloop. H_2O Tijdschr. voor Watervoorziening en afvalwaterbehandeling 15: 42-46.
Sluijs, P. van der & J.J. de Gruyter, i.v., Watertable classes. A method used to indicate seasonal fluctuations and duration of water-tables on Dutch soil maps.
Steur, G.G.L. & H. de Bakker, 1969. De bodemgesteldheid van het Veluwe-Randgebied. Basisrapport II, in: Het Veluwemeer. Schakel tussen oud en nieuw land: II-7 tot II-139. Rapp. en Meded. betr. de Zuiderzeewerken no. 7.
Stichting voor Bodemkartering, 1965. De bodem van Nederland. Toelichting bij de bodemkaart van Nederland, schaal 1:200000, Pudoc, Wageningen, 292 p.
Wallenburg, C. van, 1973. Hydromorphic soil characteristics in alluvial soils in connection with soil drainage. In: Pseudogley and Gley. Transactions of Commissions V en VI, Int. Soc. Soil Sci. Stuttgart 1971: 393-403.

12

HOOFDSTUK 12: LUCHTHUISHOUDING (SYNOPSIS)
door J.W. Bakker

Bodemlucht en atmosferische lucht

In de plantenteelt is het erg belangrijk dat de bodem een goede *ventilatie* heeft. Onze cultuurgewassen behoren voor het overgrote deel niet tot de moeras- of waterplanten, waarin de voorziening van de noodzakelijke zuurstof voor de wortels en de afvoer van het daarin geproduceerde koolzuurgas door de plant zelf plaats heeft. De cultuurgewassen zijn erop gebouwd dat dit transport via de bodem gaat. Ook wat de bodemchemische processen betreft zijn ze ingesteld op processen waarbij de aanwezigheid van zuurstof in de bodem noodzakelijk is. Zeker voor Nederlandse omstandigheden geldt dat het goed verbouwen van gewassen voor een deel bestaat uit de kunst om waterbeheersing en grondbewerking zo te regelen dat aan de eisen wordt voldaan die gewassen en grond stellen aan de aanwezigheid en het transport van zuurstof in de bodem en de afvoer van koolstofdioxyde.

Het grootste deel van het transport van O_2 en CO_2 gaat via de *gasfase* van de bodem ofwel door de met lucht gevulde poriën. De gasfase is daarom een wezenlijk onderdeel van de bodem; plantengroei en bodem worden sterk beïnvloed door de grootte en samenstelling van de gasfase. Over korte afstanden echter moet gas getransporteerd worden via water, zoals in bodemaggregaten in grond rond de wortels en in de wortels zelf. We kunnen ons bij het gastransport niet beperken tot het beschouwen van de gasfase. Het luchtgehalte hangt af van het vochtgehalte en de bodemstructuur. Het gaat dus om de fasenverdeling; deze beïnvloedt zowel de luchthuishouding (dit hoofdstuk) als de warmtehuishouding (volgend hoofdstuk).

Als we gasmonsters uit de bodem nemen en deze analyseren, blijkt de *samenstelling van bodemlucht* systematisch te verschillen van die van atmosferische lucht (tabel 12.1).

12.1 *Tabel*

Samenstelling van lucht in een goed geventileerde bodem, vergeleken met die van atmosferische lucht. Waterdamp is in het totaal meegerekend.

	Volumefractie gas ϕ (%) in	
	bodemlucht	atmosferische lucht
zuurstof (O_2)	12–20	19–21
koolstofdioxyde (CO_2)	0,5–9	0,03
stikstof (N_2)	78–85	76–78
edelgassen	1	1
waterdamp (H_2O)	1,5–2	0,5–2

De volumefractie zuurstof van bodemlucht $^a\phi(O_2)$ is iets lager dan die van atmosferische lucht, terwijl het CO_2-gehalte hoger is. In de tabel zijn gehaltes weergegeven die bij een goede tot normale ventilatie van de bodem voorkomen. In extreme gevallen van slechte bodemventilatie kan het zuurstofgehalte lager zijn en zelfs tot nul dalen met overeenkomstige stijging van het gehalte aan $CO_2 + N_2$. Bodemlucht is meestal verzadigd met water, de relatieve luchtvochtigheid is dan 100% (het absolute vochtgehalte is afhankelijk van de temperatuur); bij pF 4,2 is zij nog 99% en tussen pF 5 en pF 6 daalt zij van 93% naar 50%.

Het verschil tussen bodemlucht en atmosferische lucht wordt veroorzaakt door een voortdurende *zuurstofconsumptie* en *koolstofdioxydeproduktie*. Zowel plantenwortels als bodemorganismen halen adem.

Hun aandeel in het O_2-verbruik hangt van de omstandigheden af. Vaak zullen de wortels de grootste gebruikers zijn, maar micro-organismen kunnen sterk concurreren als ze net 'gevoe-

derd' zijn, d.w.z. als er veel verse organische stof aan de bodem is toegevoegd.
Het verschil in samenstelling van de lucht in en boven de bodem zal normaliter niet erg groot worden, omdat het tevens de drijvende kracht vormt voor het nivelleren van de gehaltes. Door de verschillen in concentratie diffunderen meer zuurstofmoleculen de bodem in dan andersom, terwijl er een nettoafvoer van koolstofdioxydemoleculen uit de bodem is. De diffusiesnelheid in water is klein, zodat de aanwezigheid van voldoende lucht in de bodem belangrijk is. Hieronder volgen een aantal voorbeelden die aangeven hoe een *slechte doorluchting* zich in het veld kan voordoen.

12.2 *Praktijkvoorbeelden*

a. Op een landgoed op de Noord-Veluwe groeiden *beuken* naast de oude slotgracht. In de zomer van 1975 werd de gracht uitgebaggerd en de modder uitgespreid over een deel van het beukenperceel. In het najaar bleek een aantal beuken te zijn gestorven. Als je in de grond groef, rook je een sterke rottingslucht. De bedolven strooisellaag vertoonde blauwe kleuren en zag er slijmerig uit. Waar geen modder opgebracht was, bleven de beuken gezond.

b. Een perceel met bieten zag er mooi groen uit met de planten vol in blad. In de hoeken stonden echter veel minder bieteplanten; hun kleur was geel en hun formaat kleiner. Bij het graven van kleine profielkuilen bleek dat de bovengrond op de slechte plekken dichter was en de worteldiepte kleiner dan op de rest van het perceel. Zulke hoeken heten *wendakkers*; door het vele berijden kan de grond daar verdicht worden met een gestoorde luchthuishouding tot gevolg.

c. In Tunesie kwam een sorghumgewas op in zeshoekige figuren. Dit gebeurde op een zware-kleigrond, die een *zeshoekig scheurpatroon* had. De plantjes konden zich alleen in de scheurtjes ontwikkelen; de grote structuurelementen bevatten te weinig lucht.

d. In Amsterdam hadden straatbomen een kwijnend uiterlijk: veel te weinig en te kleine bladeren. Sommige bomen vertoonden het verschijnsel aan een kant. Metingen in de grond wezen uit dat de bodemlucht geen zuurstof bevatte en een hoog methaangehalte had (CH_4). Oorzaken: *lekkende aardgasleidingen* en weinig luchtverversing omdat een groot deel van de bodem rond de bomen met asfalt was bedekt.

e. In het voorjaar van 1966 kwamen bij Otterlo langdurig zeer hoge grondwaterstanden voor in een zandgebied dat normaliter vrij droog is. Zelfs wegen stonden onder water. *Grove dennen* stierven in grote getale omdat hun wortels verdronken. De wortels bevonden zich in de tot dan permanent geoxydeerde zone. Oorzaak van de *wateroverlast* waren de natte jaren 1965-1966. Het neerslagoverschot was veel groter dan normaal, waardoor de afvoer door de grond langer duurde en een sterkere opbolling van de grondwaterspiegel van de Veluwe ontstond. We kunnen dit vergelijken met een niet-gedraineerde tegenover een welgedraineerde polder bij een zelfde neerslagafvoer.

Fysiologische aspecten

De reactie van gewassen op slechte aëratie wordt meestal veroorzaakt door een complex van factoren. Ten eerste vermindert de wortelgroei bij onvoldoende aëratie of er sterven zelfs delen van het wortelstelsel af. Dit kan tot gevolg hebben dat de wortels in totaal minder water en voedingsstoffen opnemen. Als de grond hier rijkelijk van voorzien is kan een kleiner wortelstelsel echter voldoende zijn voor de noodzakelijke opname. Maar het zuurstofgebrek zal ook het aanbod van voedingstoffen verminderen, omdat er minder organische stof geoxydeerd wordt. Dit betekent bijvoorbeeld dat er minder nitraat vrijkomt. De nitraat die er nog wel is loopt gevaar omgezet te worden in N_2, een gas dat de plant niet kan benutten. Dit proces heet *denitrificatie*. Het kan een extra bemesting tot ca. 100 kg/ha nodig maken. Ook de opname van andere voedingsstoffen daalt als er te weinig zuurstof is, terwijl van stoffen zoals Na^+ en Cl^-, die door de wortels actief worden buitengesloten, meer wordt opgenomen. In kalkhoudende gronden kan ijzergebrek voorkomen, omdat een hoog koolzuurgehalte leidt tot een hoog gehalte aan waterstofcarbonaat dat het ijzer vastlegt.
Bij zuurstofgebrek daalt de verdamping, al blijft de vochtspanning in de plant op ongeveer hetzelfde niveau, zolang de wortels intact zijn. Dit is waarschijnlijk toe te schrijven aan een verminderde opening van de huidmondjes in de bladeren. Hierdoor neemt ook de fotosynthesesnelheid af (18.1.2) vooral wanneer deze bij grote lichtintensiteit hoog was. Daarmee daalt dus de produktie van plantenmateriaal. Bij anaërobie van wat langere duur is de afname van de verdamping voor het grootste deel te verklaren uit een kleinere bladoppervlakte.
Gevoelige gewassen, zoals bonen, sterven binnen enkele dagen als inundatie optreedt in een periode dat het gewas in volle groei is. Vooral in deze gevallen zijn er symptomen van vergiftiging door stoffen die, zowel in de bodem als in de anaërobe wortels ontstaan kunnen zijn (zie onder).
In zeer natte grond is de transportcapaciteit voor zuurstof laag. De gevolgen kunnen meer of minder ernstig zijn, al naar gelang de wortelactiviteit hoog of laag is. De activiteit van de wortels hangt af van soort en stadium van het gewas en van de temperatuur. Bloembollen en kiemend zaad hebben in het vroege voorjaar al een hoge activiteit. Wortels van *fruitbomen* blijven in de winter leven beneden de hoogste grondwaterstand, maar ze groeien niet beneden de laagste grondwaterstand in de zomer. Wel blijkt een wortelpunt soms 1 à 2 cm in permanent ongeaëreerde grond door te dringen. Blijkbaar kan er ook bij niet-moerasplanten enig zuurstoftransport in de lengterichting van de wortels plaatsvinden.

Gewenst luchtgehalte

Het aangeven van het luchtgehalte is één van de manieren om de doorluchting van de wortelzone te karakteriseren. De gebruikte grootheid is ϕ_a: dit is het volume van de bodemlucht, gedeeld door het volume van veldvochtige grond (formule 4.17). In gronden zonder structuurelementen is voor een ongeremde groei van gevoelige gewassen in de zomer een luchtgehalte in de bouwvoor vereist van ca. 0,20; in sterk gestructureerde ('kluitige') gronden mag dit ca. 0,10 zijn. Er zijn verschillen in de eisen die gewassen stellen aan het luchtgehalte: voor *gras* lijkt 0,10 genoeg, terwijl *aardappelen* en *bloembollen* 0,20 vragen. Opgemerkt moet worden dat lagere luchtgehalten in het voorjaar gepaard gaan met een hoger vochtgehalte en een trager opwarmen van de bodem, wat een lagere bodemtemperatuur veroorzaakt; deze kan ook een deel van de uiteindelijke produktiedaling veroorzaken.

Gewenst zuurstofgehalte

Een andere grootheid die iets zegt over de doorluchting is ${}^a\phi(O_2)$, dit is het zuurstofgehalte van de bodemlucht, anders gezegd, het volume zuurstof, gedeeld door het volume bodemlucht.
Daling van het zuurstofgehalte in de bodemlucht zal op een zeker moment vermindering van wortelgroei tot gevolg hebben. Dit uit zich weer in vermindering van het zuurstofgebruik. Meting van het zuurstofverbruik en het zuurstofgehalte samen kunnen dus aanwijzingen geven wat de grenswaarde van het O_2-gehalte is, waarbij de wortelgroei gaat afnemen. De in de literatuur gegeven grenswaarden variëren sterk, nl. van ${}^a\phi(O_2)$ = 0,02 à 0,20. Van invloed zijn vooral de temperatuur, de aard van het gewas en de bodemstructuur. Bij de meeste gewassen en een normale bodemtemperatuur (ca. 10°C) begint de wortelgroei te dalen bij ${}^a\phi(O_2)$ = ca. 0,05, maar b.v. *bonen* zijn gevoeliger en *gerst* minder gevoelig. Bij hogere temperatuur (20°C) ligt de grenswaarde hoger: 0,10 à 0,15.
In vochtige en dichte grond wordt het zuurstofgehalte om de wortels heen flink verlaagd, zodat zelfs bij een O_2-gehalte van 0,20 elders in de bodematmosfeer nog groeiremming kan plaatsvinden. Ook anaërobie binnenin structuurelementen is

in die omstandigheden nog mogelijk. Het interpreteren van gegevens over het O_2-gehalte is dus niet zo eenvoudig. Het zuurstofgehalte, nodig voor maximale groei, is zeer sterk afhankelijk van het O_2-verbruik en de weerstanden voor O_2-transport in en om de wortels en in de bodemaggregaten.

Gewenst koolstofdioxydegehalte

In groeiproeven, uitgevoerd bij 20 à 25°C is een groeivertraging gemeten wanneer het CO_2-gehalte in de bodemlucht boven ${}^a\phi(CO_2)$ = 0,15 à 0,20 komt (bij een normaal zuurstofgehalte). Deze CO_2-waarde wordt in de bodem pas bereikt nadat het zuurstofgehalte zeer laag is geworden. Zuurstoftekort zal dus de groei stoppen vóórdat CO_2-vergiftiging plaatsvindt. Het is daarom niet nodig eisen te stellen aan het koolstofdioxydegehalte.

Stoffen in de bodem als gevolg van zuurstofgebrek

Microbiologische omzettingen bij zuurstofgebrek gebeuren door anaërobe in plaats van aërobe organismen. Dit betekent dat er andere stoffen gevormd worden. Een voorbeeld in de stikstofhuishouding is dat *Azotobacter* (een vrijlevende stikstofbinder) en nitrificerende bacteriën, zoals *Nitrosomonas* en *Nitrobacter* hun activiteiten stoppen bij afwezigheid van zuurstof. Nu kunnen denitrificerende bacteriën de nog aanwezige nitraat omzetten in N_2O (lachgas) en N_2 (luchtstikstof). Bij mineralisatie van organische stof zal NH_4^+ (ammonia) vrijkomen in plaats van NO_3^- (nitraat). In tabel 12.3 geven we enige belangrijke verschillen tussen de reactieprodukten van aërobe en anaërobe organismen.

12.3 *Tabel*

Enige stoffen, gevormd door aërobe tegenover anaërobe micro-organismen.

aëroob	anaëroob
koolstofdioxyde (CO_2) en water (H_2O)	koolstofdioxyde, methaan (CH_4), etheen (C_2H_4), alcoholen, organische zuren
nitraat (NO_3^-)	ammonia (NH_4^+)
sulfaat (SO_4^{2-})	sulfide (S^{2-})
ijzer(III) (Fe^{3+})	ijzer(II) (Fe^{2+})
mangaan(IV) (Mn^{4+})	mangaan(II) (Mn^{2+})

Er zijn aanwijzingen dat etheen (vaak ethyleen genoemd) de wortels van b.v. aardappelen kan vergiftigen. Het wordt geproduceerd door schimmels zoals *Mucor hiemalis* en misschien ook door bacteriën. Het is niet uitgesloten dat er bij anaërobe afbraak ook andere vergiften ontstaan.

Transportprocessen

De in grond aanwezige voorraad zuurstof is zelfs in zeer gunstige situaties nog niet voldoende voor het verbruik van een groeiend gewas in één week. Gastransport is dus nodig. Het zuurstofverbruik zet zelf het transport in gang. De dichtheid van zuurstof in de bodemlucht wordt door het verbruik kleiner dan die in de atmosfeer. Het *diffusieproces* veroorzaakt dan een netto toevoer van zuurstofmoleculen de grond in en omgekeerd een afvoer van koolstofdioxyde moleculen de grond uit. Diffusie is een soort mengproces van met elkaar botsende moleculen waardoor verschillen in gehalte worden vereffend. De bodemlucht als geheel beweegt bijna niet: het waait niet in de bodem. Als de lucht als geheel toch beweegt (ofwel stroomt), zijn de volgende oorzaken te noemen: uitzetten en krimpen van de bodemlucht door variaties in luchtdruk of temperatuur; het in de grond zuigen van atmosferische lucht door grondwaterstanddaling of door regen die in de grond zakt.

Het is gebleken dat stroming weinig bijdraagt aan het gastransport; verreweg het belangrijkste is de diffusie. Het transport door diffusie in de bodem kan worden berekend met de *wet van Fick*:

12.4 $$\Phi = -D\frac{d\rho}{ds}$$ waarin

Φ = massastroomdichtheid, d.w.z. de massa van een bepaald gas, die in een bepaalde tijd een oppervlakte passeert (dit is een areïeke massasnelheid; kg m^{-2} s^{-1}); elders wordt deze grootheid wel aangeduid met flux (af te raden) of fluxdichtheid;

D = diffusiecoëfficiënt (een oppervlaktesnelheid; m^2/s);

ρ = dichtheid, d.w.z. de massa van het gas, gedeeld door het volume van het medium waarin het gas zich bevindt (volumieke massa; kg/m^3);

s = afstand in de transportrichting (m).

De aard van het gas kan tussen haakjes worden aangegeven direct achter de grootheid, b.v. $D(O_2)$.

In woorden luidt de wet van Fick als volgt: de massa gas die in een bepaalde tijd door diffusie een oppervlakte passeert, is recht evenredig met de diffusiecoëfficiënt van dat gas in het betrokken medium en het verschil in dichtheid van dat gas tussen twee punten en voorts omgekeerd evenredig met de afstand van de twee punten.

De *diffusiecoëfficiënten in water* zijn veel kleiner dan in lucht. Daardoor heeft de gasdiffusie in de bodem bijna alleen plaats via de doorlopende, met lucht gevulde poriën. In vernauwingen blijft vaak water hangen, wat een deel van de poriën uitschakelt. Tenslotte draagt ook de kronkeligheid van de poriën er toe bij dat de diffusie van gas in de bodem veel langzamer gaat dan in de atmosfeer.

Het aantal moleculen dat bij diffusie tegen de *poriewand* botst is relatief zeer klein. Alleen in heel kleine poriën zou dit feit de diffusiesnelheid kunnen verminderen, maar deze poriën bevatten normaliter water. De wrijving met de wand van de met lucht gevulde poriën is dus te verwaarlozen (bij stroming is de wrijving en daardoor de poriediameter wel van belang).

Wat kan de aëratie bevorderen of remmen?

Planten hebben zowel lucht als water nodig; het gaat dus om een goede fasenverdeling in de grond. Er moeten grote poriën zijn die bijna altijd lucht bevatten en kleinere die vaak water bevatten. Het moet niet zo zijn dat alle grote poriën verdwijnen als de grond nat wordt (= dichtzwellen): dan zijn ze juist het hardste nodig. We kunnen deze eisen als volgt samenvatten: gewassen zijn gebaat met een *permanent, heterogeen poriënstelsel.*

Welke zaken *bevorderen* zo'n poriënstelsel?

– *Activering van het bodemleven.* Door het regelmatig toevoeren van organische stof kan de hele keten van verterende organismen gestimuleerd worden, inclusief grotere dieren als wormen die flinke bioporiën maken die niet dichtzwellen. In sommige gevallen kleven hieraan bezwaren, zoals op sportvelden, waar wormen 'vettere' grond naar boven brengen (met meer humus en/of lutumdeel erin). In zo'n geval is het beter de toplaag regelmatig te verschralen met zand dan de wormen te doden met bestrijdingsmiddelen.

– *Ontwatering.* Kleigronden krimpen bij indrogen waardoor scheuren ontstaan. Als overtollige neerslag snel afgevoerd wordt, zullen de scheuren in natte tijden niet geheel dichtzwellen. Te natte gronden zijn ook veel gevoeliger voor structuurbederf.

– *Grondbewerking.* Goed uitgevoerde grondbewerking

maakt het poriënstelsel heterogener. De grote poriën zullen echter meestal niet permanent zijn (zie b.v. figuur 4.72). Een nare bijkomstigheid van grondbewerking kan zijn dat de grond onder de bouwvoor juist verdicht wordt (vorming ploegzool). Dit kan weer worden opgeheven, maar ook het effect van diepe grondbewerking is vaak tijdelijk; soms is de bewerkte grond na enige tijd zelfs dichter dan vóór de bewerking.
Nu omgekeerd: welke zaken kunnen de doorluchting *remmen*?
– *Bodemverdichting.* In rekenvoorbeeld 4.59 blijkt dat bodemverdichting een sterke afname van het luchtgehalte tot gevolg heeft. Verdichting zal meestal het gevolg zijn van berijden en/of trillen van machines. De grote poriën verdwijnen grotendeels; de ruimte komt vrij boven het maaiveld, dat zakt.
– *Nat zijn van grond.* Zuurstof diffundeert slechts zeer langzaam door water. Als de meeste poriën met water gevuld zijn, is er weinig aëratie. Verdichting verhoogt het vochtgehalte, evenals hoge grondwaterstanden.
– *Verslemping.* Gronden met een lage structuurstabiliteit, zoals sommige lichte zavels, kunnen in elkaar zakken door de regen of korstvorming vertonen. Een korstje met alleen fijne poriën belemmert de diffusie omdat het vol water zit. Plasvorming verergert dit nog.
– *Bestrating.* Veel stadsbomen kwijnen door gebrek aan wortelruimte. Onder de wegverharding zit vaak onvoldoende vocht en zuurstof. Bij asfalt zal dit erger zijn dan bij klinkers of stoeptegels. Het is ook mogelijk dat het plantgat te klein is en de grond eromheen niet bewortelbaar door een hoge indringingsweerstand (b.v. van opgespoten zand). Als de zuurstofvoorziening het knelpunt is, kunnen er ventilatiekanalen gemaakt worden, waarin het kan tochten. Dit wordt bereikt door: a. verticale, geperforeerde buizen met een diamater van minstens 15 cm in de grond te zetten; of b. dunnere, geperforeerde pijpen in de grond aan te brengen die onderling verbonden zijn. N.B.: In beide gevallen mogen er géén filters op de buizen geplaatst worden, noch grind in de buizen gestort, anders kan wind er niet doorheen waaien.
– *Opbrengen van materiaal.* Het uitspreiden van modder, opslaan van grond, mest, kuilvoer e.d. zal de bodemaëratie beëindigen. Een eventueel aanwezig gewas als gras zal dood gaan, ook kunnen zich onder zo'n opslagplaats boomwortels bevinden. De bomen kunnen schade lijden of sterven (voorbeeld 12.2a).

13

HOOFDSTUK 13: WARMTEHUISHOUDING (SYNOPSIS)

door R. A. Feddes

Inleiding

De *bodemtemperatuur* is een belangrijke factor voor de groei van een plant. Voor de *kieming* kunnen we bijvoorbeeld drie temperatuurgrenzen definiëren: een minimum en maximum temperatuur waar beneden/ boven geen kieming optreedt en een optimum temperatuur, waarbij de hoogste kiemsnelheid wordt verkregen. Voor de *groei* (fotosynthese) van de plant gelden soortgelijke kardinale punten.

Onder gelijke bovengrondse weersomstandigheden zal een *droge grond sneller opwarmen* dan een natte grond van dezelfde samenstelling. Denk aan de duinen en aan het strand vlak bij het water!

Bij profielen van verschillende samenstelling, maar met gelijk vochtgehalte, zal het ene profiel sneller opwarmen dan het andere. Daardoor kunnen verschillen in *vroeg en laat* optreden, die in de volle-grondstuinbouw van belang kunnen zijn. Zie b.v. de 'vroege' aardappelen, zoals die in Broek op Langendijk ieder jaar weer geveild worden. In de volle-grondstuinbouw worden, vooral in het voorjaar, dikwijls *plastic folies* over de gewassen gelegd om de grond sneller op te kunnen warmen.

Bij gronden in *verwarmde kassen* is het belangrijk om met zo weinig mogelijk energie de grondtemperatuur snel te kunnen verhogen. Dit gebeurt meestal met warmwaterpijpen, die boven- dan wel ondergronds aangebracht zijn. Daarbij moet tevens het grootste gedeelte van de wortelzone een zo gelijkmatig mogelijke temperatuur krijgen.

De *kleur* van de grond is van betekenis voor de absorptie van warmte en voor de uitstraling. Hoe donkerder de kleur, des te beter zal de warmte worden opgenomen.

De laatste jaren worden *hoogspanningskabels* vaak ondergronds gelegd. Het transport van elektrische energie gaat gepaard met warmteverliezen, die naar de omgeving afgevoerd moeten worden. De grond rondom de kabels moet daarom een zodanig warmte-afvoerend vermogen hebben dat de temperatuurstijging van de kabels binnen de toelaatbare grenzen blijft.

Schade door vorst komt in de land- en bosbouw vaak voor. Voorbeelden daarvan zijn de bevriezing van aardappels in koude voorjaarsnachten in de Veenkoloniën. Jonge boomaanplantingen kunnen ook veel schade door nachtvorst lijden, vooral in de lage terreingedeeltes waar de koude lucht zich verzamelt.

Opslag van zonnewarmte en van warmte van krachtcentrales in de grond is actueel; veel onderzoek wordt op dit punt verricht.

Bij al deze toepassingen is het belangrijk een duidelijk inzicht te hebben in de thermische eigenschappen van de grond. Bij een bepaald extern warmte-aanbod bepalen deze eigenschappen het uiteindelijke temperatuurverloop in de bodem. Wanneer we het warmtetransport in de bodem kwantitatief kunnen beschrijven kunnen we ook de invloed van allerlei maatregelen op het temperatuurregime, zoals het aanbrengen van een mulchlaag, verhogen van vochtgehalte, verandering van bodemprofiel e.d., evalueren.

Energiebalans

Onder natuurlijke omstandigheden wordt de bodem praktisch uitsluitend door de straling van de zon opgewarmd. De som van directe en diffuse kortgolvige zonnestraling wordt *globale straling* (stroomdichtheid) genoemd en iedere dag om 6.45 uur door het KNMI per radio doorgegeven (J $cm^{-2} d^{-1}$). Een deel van de globale straling wordt teruggestraald. De netto straling (q_R) die het aardoppervlak bereikt, wordt benut voor de verdamping (q_E), de warmte-uitwisseling met de lucht (q_{atm}) en de opwarming van de bodem (q_s). Deze energieba-

lans luidt in formule:

13.1 $q_R = q_E + q_{atm} + q_s$ waarin

q_R = netto warmtestroomdichtheid uit straling (W/m²);
q_E = verdampingswarmtestroomdichtheid (W/m²);
q_{atm} = voelbare warmtestroomdichtheid (W/m²);
q_s = bodemwarmtestroomdichtheid (W/m²).

Een *warmtestroomdichtheid* (elders soms energieflux genoemd) wordt gedefinieerd als de hoeveelheid warmte, die per oppervlakte en per tijdseenheid naar het aardoppervlak toe- of afgevoerd wordt ($J\,m^{-2}\,s^{-1} = W\,m^{-2}$).
De energiestromen zullen overdag anders gericht zijn dan 's-nachts. Duiden we de richting van deze stromen naar het aardoppervlak toe met ↓ en vanaf het aardoppervlak met ↑ aan, dan geldt voor de energiebalans:

13.2 overdag $q_R\downarrow = q_E\uparrow + q_{atm}\uparrow + q_s\downarrow$

13.3. 's nachts $q_R\uparrow = q_E\downarrow + q_{atm}\downarrow + q_s\uparrow$

Verloop van de bodemtemperatuur
De bodemwarmtestroom volgt het verloop van de netto straling met de tijd, maar is slechts een fractie ervan, b.v. 10%. Het verloop is min of meer sinusoïdaal. De temperatuur vertoont een soortgelijk beeld. Overdag wordt de bodem opgewarmd, 's nachts koelt ze weer af. De maximum temperatuur is het grootst aan het oppervlak (b.v. 45°C in de zomer) en neemt af met de diepte. Dit maximum wordt later bereikt naarmate we dieper in het profiel komen, b.v. op 30 cm diepte rond middernacht. Het feit dat dieper in het profiel de temperatuurschommeling minder wordt en het maximum later bereikt wordt, kan worden verklaard door het feit dat een zekere hoeveelheid warmte in een bodemlaag wordt opgeslagen wanneer de temperatuur toeneemt. Er is een *dempingseffect*. De dagelijkse temperatuurvariatie reikt daardoor niet verder dan ca. 0,5 m en de jaarlijkse temperatuurgolf dringt niet dieper door dan 9 m. Onder die diepte is een bodemlaag met een vrij constante temperatuur: ca. 10°C.

Warmtetransport
Het warmtetransport in de bodem vindt in hoofdzaak plaats door middel van *geleiding*, dat is moleculaire warmtebeweging. Warmte stroomt in de richting van afnemende temperatuur. Indien we aannemen dat de warmtestroom alleen in de verticale z-richting plaatsvindt, dan is de warmtestroomdichtheid q in een homogeen bodemprofiel evenredig met het verschil in temperatuur op twee dieptes:

13.4 $$q = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

De grootheid λ heet *warmtegeleidingscoëfficiënt* van de grond ($W\,m^{-1}\,K^{-1}$). Hoe groter λ is, des te sneller kan de warmte door de grond stromen. Voor de verandering in een punt moet deze differentievergelijking als een differentiaalvergelijking worden geschreven:

13.5 $$q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$$

Tijdens het warmtetransport in de bodem zal een deel van de warmte gebruikt worden om de bodem op te warmen. Naarmate het meer warmte kost om een hoeveelheid grond één graad in temperatuur te doen stijgen, spreken we van een grotere *warmtecapaciteit*. Het verschil in warmtestroomdichtheid dat een bodemlaagje in- en uitgaat is gelijk aan de warmteopslag in dat laagje. Dit principe van het behoud van energie komt tot uiting in de volgende formule:

13.6 $$-\frac{\partial q}{\partial z} = C \frac{\partial T}{\partial t}$$ waarin

C = warmtecapaciteit ($J\,m^{-3}\,K^{-1}$).
Substitutie van 13.5 in 13.6 levert:

13.7 $$\frac{\partial \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{\partial z} = C \frac{\partial T}{\partial t}$$

Deze vergelijking geeft aan, dat de temperatuur in grond gestuurd wordt door twee onafhankelijke, thermische parameters: de warmtegeleidingscoëfficiënt λ en de warmtecapaciteit C. Beide hangen van de minerale samenstelling, de dichtheid van stoofdroge grond en het vochtgehalte af. Daardoor zullen deze warmte-eigenschappen variëren met de diepte en in de tijd. De methoden om ze te bepalen zullen nu in het kort worden besproken, evenals hun invloed op de warmtestroom.

Bepaling van de warmtecapaciteit
De warmtecapaciteit van grond hangt af van de warmtecapaciteit van de verschillende componenten en hun volume-aandeel:

13.8 $C_t = \phi_m C_m + \phi_h C_h + \theta C_w + \phi_a C_a$ waarin

C_t = warmtecapaciteit van veldvochtige grond ($J\,m^{-3}\,K^{-1}$);
ϕ = volumefractie;
θ = volumefractie water;
m = minerale delen;
h = organische stof;
w = water;
a = bodemlucht.
Voor minerale delen kan als een gemiddelde waarde worden aangehouden: $C_m = 1{,}9 \times 10^6\,J\,m^{-3}\,K^{-1}$.

Voor organische stof geldt $C_h = 2{,}9 \times 10^6\,J\,m^{-3}\,K^{-1}$.
De warmtecapaciteit van water $C_w = 4{,}2 \times 10^6\,J\,m^{-3}\,K^{-1}$.
De waarde van C_a is zodanig klein, dat ze hier kan worden verwaarloosd.
Met deze gegevens kan formule 13.8 worden herschreven tot:

13.9 $C_t = (1{,}9\,\phi_m + 2{,}9\,\phi_h + 4{,}2\,\theta) \times 10^6\,J\,m^{-3}\,K^{-1}$

Deze vergelijking geeft de mogelijkheid om de warmtecapaciteit van de grond uit de volumefracties minerale delen, organische stof en water te berekenen. Uit 13.9 blijkt dat het vochtgehalte grote invloed heeft op de warmtecapaciteit. Het opwarmen van een natte grond vereist dus meer energie dan dat van een droge grond en zal i.h.a. langer duren.
Een andere mogelijkheid is om de warmtecapaciteit rechtstreeks te meten met een calorimeter.

Bepaling van de warmtegeleidingscoëfficiënt
Een schatting van de warmtegeleidingscoëfficiënt van een grond op basis van de structuur, op soortgelijke manier als voor de warmtecapaciteit is gedaan, nl. door de volumefracties en de geleiding van de afzonderlijke componenten in beschouwing te nemen, is lastig.
Metingen van de warmtegeleidingscoëfficiënt in het laborato-

rium of in het veld zijn gebaseerd op speciale oplossingen van vergelijking 13.7. De meest in zwang zijnde methode is de zgn. *naaldmethode*. Hierbij wordt een dunne metalen draad in de grond gebracht. In deze draad kan door een elektrische stroom warmte worden opgewekt. Bij een constante warmteproduktie in de draad stijgt de draadtemperatuur logaritmisch met de tijd en is omgekeerd evenredig met λ. Uit meting van de draadtemperatuur is λ dan te berekenen. Het blijkt dat het warmtegeleidingsvermogen toeneemt naarmate een grond natter en dichter is. Wat b.v. opvalt is een relatief sterke toename van λ bij klei over een kort vochttraject rondom $\theta = 0{,}10$.

Temperatuurvereffeningscoëfficiënt
Indien de grond volledig homogeen is en een constant vochtgehalte met de diepte en in de tijd heeft, dan zijn ook λ en C constant, d.w.z. niet afhankelijk van z of t. Dan kan worden gerekend met de zgn. *temperatuurvereffeningscoëfficiënt* $a = \lambda/C$ (m^2/s). Een grote waarde van a veroorzaakt snelle veranderingen in temperatuur en een vlug en diep doordringen van de warmtegolf in de bodem. Een vergroting van de porositeit door middel van grondbewerking doet de temperatuurvereffeningscoëfficiënt dalen. Bij zeer droge grond doet bevochtiging de waarde van a snel toenemen. Uit kleicurven blijkt dat gelijke a-waarden bij verschillende vochtgehaltes kunnen voorkomen.

Benaderen van de ingewikkelde werkelijkheid
De aanname van een verticaal uniforme grond en de onafhankelijkheid van de thermische eigenschappen met de diepte en in de tijd is dikwijls niet realistisch. Omdat λ en C afhangen van de samenstelling, dichtheid en vochtgehalte van de grond, die gewoonlijk sterk met de diepte en in de tijd variëren, zullen λ en C ook als functies van diepte en tijd variëren. Analytische oplossingsmethoden zijn voor een aantal bijzondere gevallen wel beschikbaar in de literatuur. Met de komst van de computer is het mogelijk geworden om numerieke oplossingsmethoden te kiezen. In het algemeen zijn bij numerieke methoden ook gemakkelijker min of meer ingewikkelde randvoorwaarden mee te nemen.

Voorbeelden van toepassingen
De grondwaterstandsdiepte heeft invloed op het temperatuurregime. Velden met diepe grondwaterstand vertonen een grotere temperatuurschommeling dan velden met een ondiepe stand. Het verschil komt op een zavelgrond meer tot uiting dan op een kleigrond; de reden hiervan is de veel betere capillaire opstijging in zavel. Er is gemeten dat de gemiddelde dagelijkse temperaturen van velden met een hoge grondwaterstand ongeveer 1°C (klei) tot 2°C (zavel) lager zijn dan die van velden met diepe grondwaterstand. Een verlaging van de grondwaterstand door middel van drainage is dus effectiever in zavel dan in klei. In het algemeen kan worden geconcludeerd dat bij dezelfde grondwaterstandsdiepte de klei warmer is dan de zavel.
De *bodemtemperatuur* beïnvloedt de groei van een plant op vele manieren. Processen zoals celdeling, celstrekking, water- en ionenopname en fotosynthese zijn alle afhankelijk van de bodemtemperatuur. Via nitrificatie en andere soorten microbiologische activiteiten in de bodem wordt de plantegroei ook nog eens indirect door de temperatuur beïnvloed. In het stadium van kieming en opkomst zijn bodemvocht en bodemtemperatuur de belangrijkste milieufactoren voor de ontwikkeling. In het algemeen worden voor de *kieming* drie cardinale temperaturen gedefinieerd: de minimum en maximum temperatuur waarbeneden resp. waarboven geen kieming plaatsvindt en de optimum temperatuur die de hoogste kiemsnelheid geeft. Voor granen en suikerbieten is de minimum kiemtemperatuur ca. 4°C en het maximum 30°C. Het optimum ligt bij 25°C. Voor tropische gewassen liggen deze waarden 5 à 10°C hoger. Vroege kieming kan de opbrengst gunstig beïnvloeden.
Het is bekend dat in koude voorjaarsnachten het gevaar van *nachtvorst* groot is in veengronden die bovenin uitgedroogd zijn. De toplaag heeft in zo'n geval een kleine waarde van de temperatuurvereffeningscoëfficiënt, waardoor veel warmte uit de ondergrond belet wordt naar boven te stromen. Voor dit probleem zijn verschillende oplossingen. Men kan door beregenen de toplaag nat maken, waardoor zowel warmte wordt toegevoerd als a vergroot wordt. Bij zware nachtvorst moet men continu beregenen om gebruik te kunnen maken van de stollingswarmte die vrijkomt bij de overgang van water in ijs. Een andere (theoretische) oplossing is het verdichten van de grond. De nachtvorstgevoeligheid kan definitief sterk verminderd worden door het aanbrengen van een zandlaag van minstens 10 cm dikte op het veen.

15

HOOFDSTUK 15: BODEMBIOLOGIE

door G. Lebbink en J.J. Antonides

15.1 INLEIDING

15.1.1 Een oecologische wetenschap

De bodembiologie richt haar aandacht op de wisselwerkingen tussen bodemorganismen en het abiotische deel van de bodem. De wetenschap, die zich bezig houdt met wisselwerkingen tussen organismen en omgeving, heet oecologie en in deze zin is de bodembiologie een oecologische wetenschap. Zij ziet de bodem als een samenhangend en in meer of mindere mate stabiel geheel van organismen en omgeving, een zgn. *oecosysteem*. In dit oecosysteem treden gesloten en open kringlopen van voedingsstoffen en energie op welke van vitaal belang zijn voor de plantengroei en hierdoor dus ook voor de voedselvoorziening van mens en dier. Bodemorganismen vervullen in deze kringlopen een sleutelrol als afbrekers van organische stof, zie figuur 15.1.

Het is mede door deze sleutelrol van bodemorganismen dat de bodembiologie de laatste tientallen jaren meer en meer in de belangstelling is komen te staan. Ook het effect van bodemverontreiniging op de bodemorganismen en omgekeerd is een belangrijk onderzoeksterrein voor bodembiologen aan het worden, zie 15.1.2.

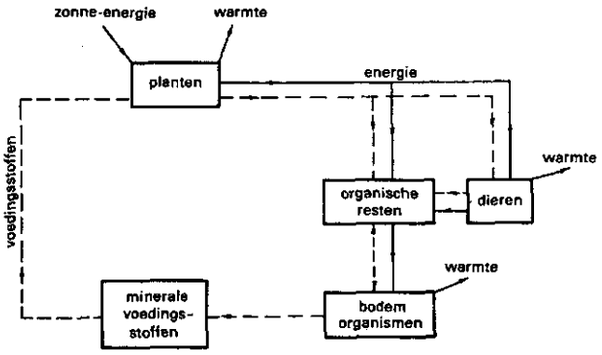
15.2

ANDERHALVE EEUW BODEMBIOLOGIE

Niet zelden ziet men de bodembiologie als een nog jonge wetenschap. Maar wat de microbiologie betreft begint het onderzoek al in de eerste helft van de vorige eeuw, als de landbouwchemici Boussingault en Liebig door hun onderzoek bewijzen dat chemische processen, die zich in de bodem afspelen voor de handhaving van de bodemvruchtbaarheid, van doorslaggevende betekenis zijn.

Rond 1850 laat Pasteur zien dat micro-organismen zeer talrijk en fysiologisch zeer veelzijdig zijn. Men begint met het bestuderen van stofwisselingsprocessen, eerst van bacteriën en later ook van schimmels. Omstreeks 1880 krijgen twee wetenschappelijke publikaties 'Studies over de natuurlijke humustypen en hun invloed op bodem en vegetatie' door P.E. Müller en 'De vorming van akkeraarde door de activiteit van wormen met observaties over hun levenswijze' door Charles Darwin veel aandacht. In 1913 inventariseert R.H. Francé het bodemleven in zijn boek 'Edaphon' en in 1931 publiceert R.W. Hoffman zijn studie 'Leven en werken van voor de bodem belangrijke dieren'. Langzaam maar zeker zet in verschillende landen een intensivering van het onderzoek in en in 1954 bevat een Hongaars bodembiologisch handboek alleen al 64 pagina's met ruim 4700 literatuurverwijzingen.

Deze intensivering zet zich in de daaropvolgende jaren voort, waardoor het onderzoeksterrein zo groot wordt dat we thans drie richtingen binnen de bodembiologie kennen, de systematische, de oecologische en de technisch-oecologische richting. De eerste richting omvat de determinatie van bodemorganismen, de tweede de wisselwerkingen tussen bodemorganismen, planten en bodem en de derde richting het verbeteren van de levensomstandigheden in de bodem en de rol die de bodemorganismen daarin kunnen spelen, zie 15.1.2.



15.1 *Figuur*
Vereenvoudigd beeld van een oecosysteem met daarin de grote kringlopen van voedingsstoffen (streeplijn) en energie (getrokken lijn). Richards, 1974: 9.

De indeling van dit hoofdstuk is als volgt. In § 15.2 worden de belangrijkste *bodemorganismen behandeld en in de daaropvolgende paragrafen de wisselwerkingen* die deze organismen hebben met hun omgeving. In § 15.7 komen de kringlopen van de belangrijkste voedingsstoffen aan de orde terwijl het hoofdstuk wordt afgesloten met een literatuuroverzicht. Door de aard van de stof dragen de verwerkingsvragen vaker een karakter van repeteervragen dan in andere hoofdstukken.

15.3 *Vragen*

a. Vooruitlopend op subparagraaf 15.7.2: vertel iets over de kringloop van koolstof in de natuur.

b. Verklaar waarom oecosystemen niet gehoorzamen aan de tweede hoofdwet van de thermodynamica (neiging naar toenemende wanorde).

15.1.2 Bodembiologie, onderzoek en praktijk

In de bodembiologie richt het onderzoek zich onder meer op *het praktische nut van het bodemleven. Hieronder worden* enige voorbeelden gegeven:

a. De invloed van regenwormen op de *zodevorming van grasland* is onderzocht. Regenwormen mengen bovengrond met ondergrond, waardoor een betere en diepere wortelontwikkeling mogelijk wordt; hierdoor wordt het lostrekken van de zode bij begrazing voorkomen, zie ook 8.3.3. Met het uitzetten van regenwormen in de nieuwe polders heeft men een sterke verbetering van de zodevorming van de daar aanwezige graslanden kunnen bewerkstelligen.

b. Bacterisatie van zaden van vlinderbloemigen met bacteriestammen van het geslacht *Rhizobium* stimuleert de symbiontische *stikstofbinding*, zie 15.4.2.

c. Onderzoek naar het ziekteonderdrukkend vermogen van bepaalde gronden maakt het mogelijk doelgericht bepaalde bodemorganismen in te zetten bij de *bestrijding* van bepaalde ziekteverwekkende schimmels. Een voorbeeld hiervan is de behandeling van aardappelpootgoed met de schimmel *Verticillium biguttatum* ter bestrijding van de schimmel *Rhizoctonia solani.*

d. Op veel plaatsen in Nederland is de grond verontreinigd met *chemische afvalstoffen.* Het betreft veelal stortplaatsen waar men bewust of onbewust onder het mom 'zand erover' dacht van het chemische afval af te komen. Een deel van deze chemische stoffen is zeer giftig en vormt, niet alleen ter plekke maar ook door mogelijke verplaatsing naar elders, een gevaar voor mens en dier. Afgraving en verbranding is zeer kostbaar. Momenteel wordt er onderzoek gedaan waarbij men probeert door inschakeling van bodemorganismen tot een *biologische sanering* van de bodem te komen. Dit onderzoek gebeurt veelal in grondkolommen met verontreinigde grond in het laboratorium waar men de mogelijkheid heeft groeiomstandigheden met betrekking tot vochtgehalte, temperatuur en nutriëntenvoorziening te variëren. Heeft men een organisme geïsoleerd en kent men het mechanisme van de afbraak en de omstandigheden waarbij de afbraak plaatsvindt, dan kan men dit organisme proberen in te zetten op plaatsen waar deze stoffen in het milieu voorkomen.

e. Een andere mogelijkheid is *genetische manipulatie*: door veranderingen in het genoom aan te brengen kan men proberen bacteriën te ontwikkelen die in staat zijn bepaalde verontreinigingen af te breken. Dit gebeurt door introductie van plasmiden in bacteriecellen. *Plasmiden* zijn stukjes buitenchromosomaal RNA, waarop de informatie voor de synthese van bepaalde specifieke enzymen is gelegen. Plasmiden komen van nature voor maar kunnen wellicht ook 'gemaakt' worden. Wanneer een bacteriecel het vermogen een bepaalde stof af te kunnen breken verwerft, is dat nog geen garantie dat het ook werkelijk in de grond gebeurt. De bacterie zal zich moeten kunnen handhaven in de grond waar het de 'tegenwerking' van andere bodemorganismen moet weerstaan. Omdat de concentratie van de af te breken stof ook niet te laag mag zijn heeft afbraak bij de bron de meeste kans van slagen. Om een beter profijt van bodemorganismen te hebben in de afbraak van ongewenste organische stoffen is meer kennis vereist over het metabolisme van de cel.

In dit hoofdstuk gaat het om basisstof. We kunnen hierboven gegeven voorbeelden over opheffen van bodemverontreiniging daarom niet verder uitwerken.

15.2 BODEMORGANISMEN

15.2.1 Wat zijn bodemorganismen?

Bodemorganismen kunnen worden onderscheiden in vertegenwoordigers van het planten- en dierenrijk, resp. flora en fauna. Tot de bodemfauna worden die dieren gerekend die één of meer *actieve* stadia van hun leven in de bodem doorbrengen en niet die dieren die passieve stadia als ei, larve of pop of hun winterslaap in de bodem doorbrengen of de bodem als tijdelijke schuilplaats gebruiken. Zo worden holengravers als vos en konijn niet tot de bodemfauna gerekend, veldmuizen en mollen daarentegen wel. De bodemfauna bestaat voornamelijk uit ongewervelde dieren (*Invertebrata*). Onder de bodemflora vallen bacteriën, schimmels, actinomyceten en algen.

Bij de eenvoudigste levensvormen is de *scheiding tussen plant en dier* niet aan te brengen, zie hiervoor ook 15.2.4, protozoën. Bij hoger gedifferentieerde vormen kunnen bepaalde kenmerken ter onderscheiding aangegeven worden:
- planten hebben bladgroen en kunnen met behulp van zonlicht uit CO_2 en H_2O organische koolstofverbindingen synthetiseren en met de opname van anorganische voedingsstoffen zelf in de behoefte aan grondstoffen voor celvorming voorzien, terwijl dieren organische stoffen als voedsel nodig hebben;
- de uitwisseling van stoffen met de omgeving vindt bij planten aan het oppervlak plaats en bij dieren voornamelijk in inwendige holten, daarom hebben planten meer uitwendige en dieren meer inwendige structuren voor stofwisseling;
- celwanden van planten bestaan hoofdzakelijk uit cellulose, celwanden van dieren niet;
- prikkelbaarheid en actieve bewegingen zijn bij planten veel minder sterk ontwikkeld dan bij dieren.

Wat de naamgeving van organismen betreft, hiervoor wordt de *binominale nomenclatuur* gebruikt (dubbelnamig). Elk organisme krijgt een geslachtsnaam gevolgd door een soortnaam. Als voorbeeld geven we de plaats van de regenworm in het dierenrijk (tabel 15.4).

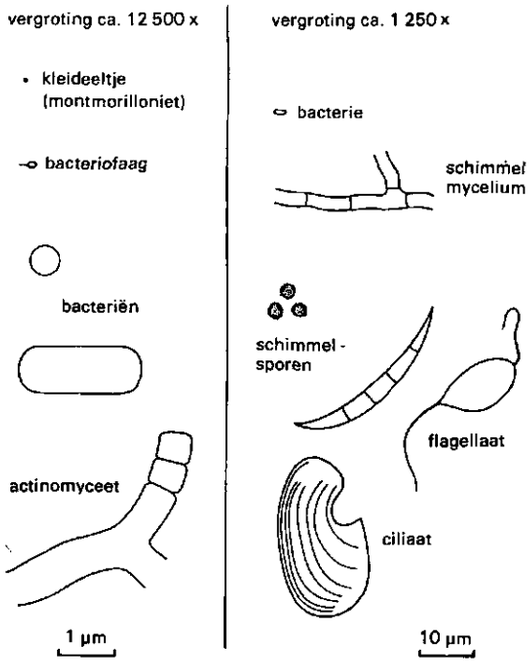
15.4 *Tabel*

De plaats van de regenworm (Lumbricus terrestris) in het dierenrijk.

Regnum = rijk	: *Animalia* (dierenrijk)
Phylum = afdeling	: *Annelida* (ringwormen)
Classis = klasse	: *Oligochaeta*
Ordo = orde	: *Clitellata*
Familia = familie	: *Lumbricidae* (echte aardwormen)
Genus = geslacht	: *Lumbricus*
Species = soort	: *Lumbricus terrestris* (regenworm)

15.2.2 Indelingscriteria

Een gangbaar indelingscriterium voor bodemorganismen is de *grootte* van het organisme. Organismen kleiner dan 0,2 mm rekenen we tot de *microben*, omdat ze alleen met de microscoop zichtbaar zijn (Gr. *mikros* = klein en *bios* = leven). Synoniemen zijn 'micro-organismen' en 'microbiota'. Hieronder valt de totale bodemflora (behalve paddestoelen), zodat de overige grootteklassen alleen van toepassing zijn op de bodemfauna. In figuur 15.5 zijn de relatieve afmetingen van een aantal vertegenwoordigers van de microben en een kleideeltje weergegeven.



15.5 *Figuur*
Relatieve afmetingen van een kleideeltje en vertegenwoordigers van de microben. Jackson & Raw, 1967: 7.

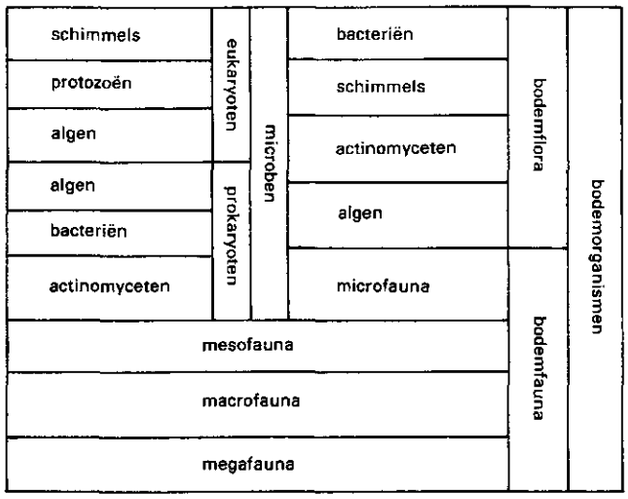
Organismen met een grootte van 0,2-4 mm behoren tot de *mesofauna*; van 4-200 mm spreken we van *macrofauna* en bij organismen groter dan 200 mm van *megafauna*. In tabel 15.6 wordt een aantal vertegenwoordigers van de bodemfauna voor de verschillende grootteklassen gegeven. In de literatuur worden niet altijd dezelfde grenzen gebruikt.

15.6 *Tabel*
Grootteklassen van de bodemfauna.

MICROFAUNA (< 0,2 mm)	
Protozoa (eencelligen)	
MESOFAUNA (0,2-4 mm)	
Nematoda (aaltjes)	*Collembola* (springstaarten)
Rotatoria (raderdiertjes)	*Pauropoda* (pauropoden)
Acarina (mijten)	
MACROFAUNA (4-200 mm)	
Coleoptera (kevers)	*Gastropoda* (slakken)
Chilopoda (duizendpoten)	*Enchytraea* (potwormen)
Diplopoda (miljoenpoten)	*Lumbricidae* (aardwormen)
Isopoda (pissebedden)	
MEGAFAUNA (> 200 mm)	
Vertebrata (gewervelde dieren, zoals mollen)	

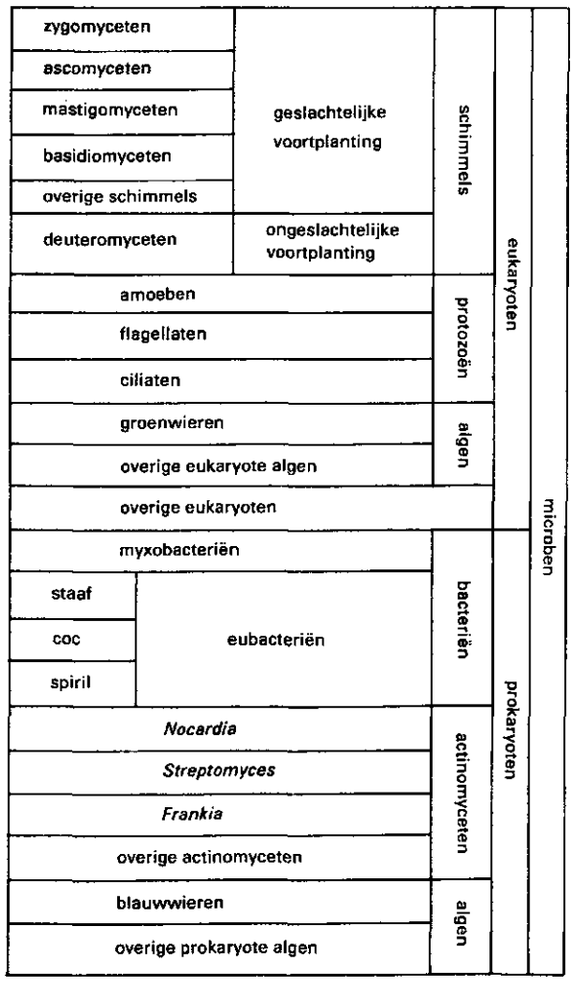
Behalve op grond van grootte wordt de bodemfauna soms ingedeeld naar:
- de tijd die dieren in de bodem doorbrengen, variërend van permanent tot tijdelijk;
- de voorkeur voor vochtige of droge bodems;
- de aard van het voedsel, en wel levend voedsel (biofaag) of dood voedsel (saprofaag) gebruikend, waarbij biofaag weer kan worden onderscheiden in plantaardig voedsel gebruikend (fytofaag), dierlijk voedsel gebruikend (carnivoor) of microben (microbiovoor);
- het voedselspecialisme: het eten van uitwerpselen (coprofagie), het eten van dode soortgenoten (necrofagie) of het eten van levende soortgenoten (kannibalisme);
- de manier van voortbewegen: gravers, die hun eigen tunnels graven of niet-gravers, die gebruik maken van bestaande tunnels.

In figuur 15.7 is de indeling van bodemorganismen weergegeven die in dit hoofdstuk gehanteerd zal worden.



15.7 *Figuur*
Indeling van bodemorganismen. Naar Richards, 1974: 42, 43 & 44.

De *microben*, bestaande uit de microflora en microfauna, worden op hun beurt ingedeeld in twee groepen, nl. de *eukaryoten* en *prokaryoten*. Deze indeling is gebaseerd op de structuur van de cel, de kleinste eenheid die tot leven in staat is. De eukaryotische cel onderscheidt zich o.a. van de prokaryotische cel



15.9 *Figuur*
Indeling van de microben. Naar Richards, 1974: 24-36.

doordat zij behalve over een duidelijke celkern ook over membraangebonden organellen, zoals mitochondriën beschikt. In figuur 15.9 wordt de indeling van de microben gegeven.

Een membraan is een vezelachtige structuur die de cel aan alle kanten afsluit. Organellen zijn bepaalde structuren of differentiaties binnen een cel en mitochondriën zijn staaf- of draadvormige lichaampjes met DNA.

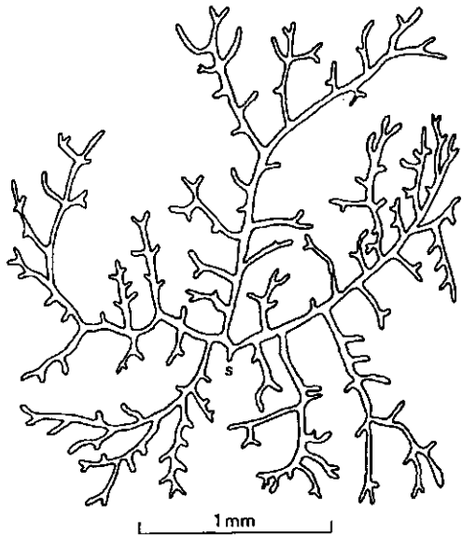
In de subparagrafen 15.2.3 t/m 15.2.7 komen de microben aan de orde, in 15.2.8 de mesofauna en in 15.2.9 de macrofauna. De betekenis van de megafauna voor de bodembiologie is relatief klein. Volstaan wordt met de vermelding dat mollen als vertegenwoordigers van deze groep alleen plaatselijk belangrijk zijn. In 15.2.10 wordt in het kort aandacht besteed aan aantallen van en telmethoden voor bodemorganismen.

15.8 *Vragen*

a. Is een das een bodemdier?
b. Geef een aantal indelingscriteria voor de bodemfauna.
c. Waaruit bestaat de microflora?

15.2.3 Schimmels (*Fungi*)

De schimmels in de grond zijn in het algemeen draadvormig. De draden, de zogenaamde *hyfen*, die een diameter van 3-8 µm hebben, vertakken zich door de grond en vormen het *mycelium*, zie figuur 15.10.

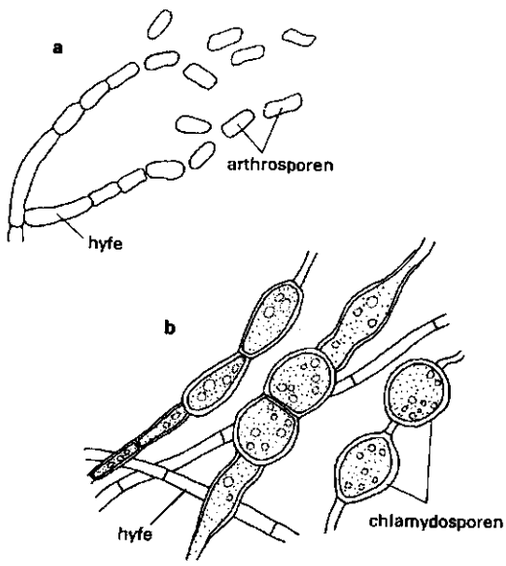


15.10 *Figuur*
Mycelium dat zich heeft ontwikkeld uit een ontkiemde spore (s) na groei van één dag bij 20 °C. Naar Ingold, 1961: 13.

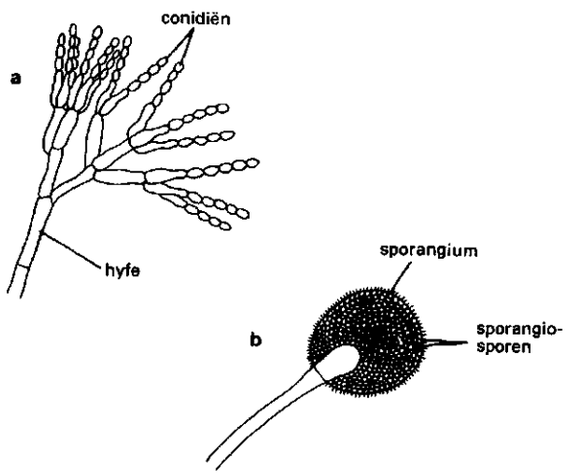
Door fragmentatie van hyfen kunnen schimmels zich in de grond vermeerderen. Een vorm van fragmentatie is de afronding en afsplitsing van deeltjes van hyfen. De gevormde deeltjes noemt men arthrosporen of oidiën, zie figuur 15.11.

Gisten zijn ééncellige schimmels. Zij bestaan uit ronde tot ellipsvormige cellen en vermeerderen zich door knopvorming. De meest bekende vorm van ongeslachtelijke voortplanting bij schimmels is de sporevorming in sporangia of op hyfen, zie figuur 15.12.

Een aantal schimmels vormt structuren waarmee zij ongunstige leefomstandigheden in de grond goed kunnen doorstaan. De twee meest voorkomende vormen zijn chlamydosporen (figuur 15.11) en sclerotia. Laatstgenoemde structuur bestaat uit een hechte massa van hyfen waaruit de schimmel kan gaan groeien zodra de omstandigheden gunstig zijn. Een rhizomorf,

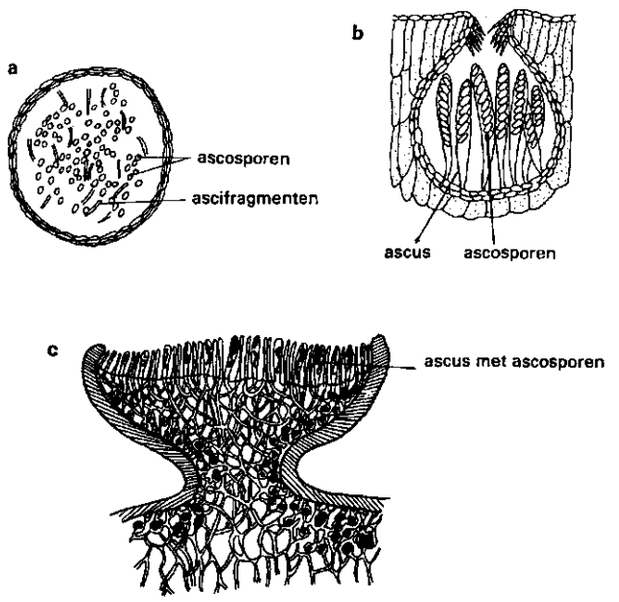


15.11 *Figuur*
Ongeslachtelijke voortplanting bij schimmels. a. Arthrosporen of oidiën, ontstaan door fragmentatie van hyfen; b. chlamydosporen, overlevingsstructuren die ontstaan door het ontwikkelen van een beschermende laag rond een hyfecel. Richards, 1974: 29.

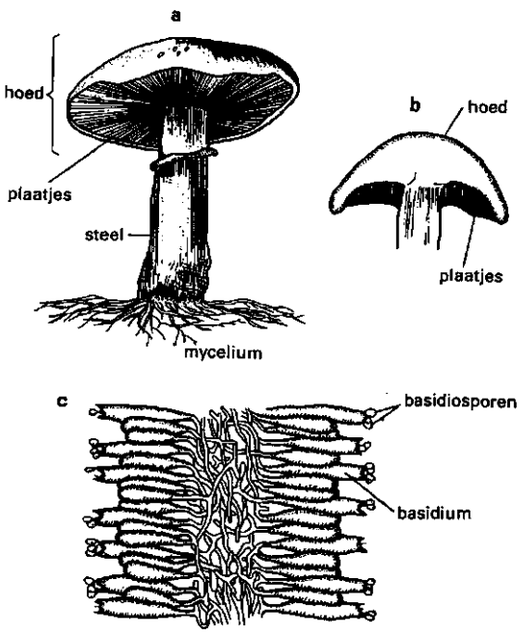


15.12 *Figuur*
De twee hoofdtypen van ongeslachtelijke schimmelsporen. a. Conidiën, ontstaan aan de top van hyfen; b. sporangiosporen, ontstaan in zakvormige structuren, sporangia genaamd. Richards, 1974: 30.

een schoenveterachtige structuur die bij sommige paddestoelen in bossen wel wordt aangetroffen is te beschouwen als een langgerekt sclerotium.
De *systematische indeling van schimmels* berust op de wijze van vermeerdering. Voor schimmels met een geslachtelijke voortplanting geldt de wijze van voortplanting als criterium, voor schimmels met uitsluitend een ongeslachtelijke voortplanting de vorm van spore en sporedrager en de rangschikking van de sporedragers. Van de schimmels met een geslachtelijke voortplanting noemen we vier onderafdelingen: ascomyceten (zakjeszwammen), basidiomyceten (steeltjeszwammen), zygomyceten en mastigomyceten. De schimmels met uitsluitend een ongeslachtelijke voortplanting vallen onder één onderafdeling, de *deuteromyceten* of *Fungi Imperfecti*.
De *ascomyceten* worden gekarakteriseerd door het hebben van een ascus, een geslachtelijk sporangium dat gewoonlijk

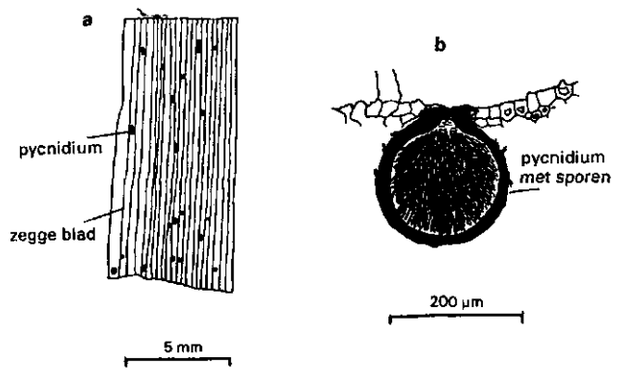


15.13 *Figuur*
Drie bij ascomyceten voorkomende typen vruchtlichamen. a. Cleistothecium, de ascosporen komen vrij door desintegratie van de omhullende laag; b. perithecium, de ascosporen verdwijnen via een porie; c. apothecium, een geheel open, cupvormige structuur. Richards, 1974: 34.



15.14 *Figuur*
Vruchtlichaam van een basidiomyceet. a. Volgroeide paddestoel; b. verticale doorsnede van de hoed; c. verticale doorsnede van basidia. Richards, 1974: 35.

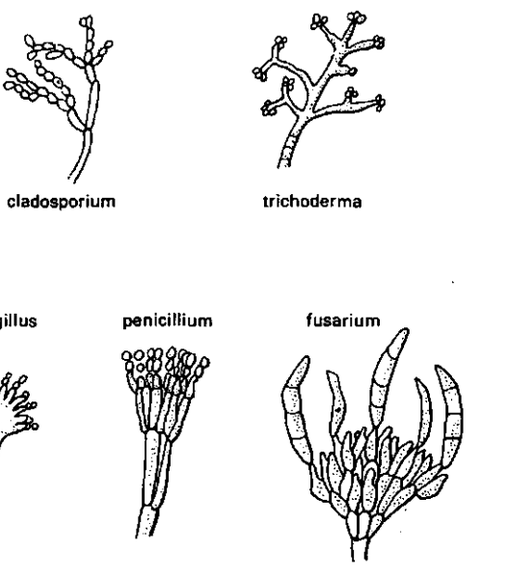
8 ascosporen bevat. Naast deze geslachtelijke voortplanting kennen vele tot deze onderafdeling behorende schimmels een ongeslachtelijke voortplanting in de vorm van conidiën, zie figuur 15.12. De ascomyceten vormen de grootste onderafdeling en zijn sterk vertegenwoordigd in de grond. In figuur 15.13 zijn drie bij ascomyceten voorkomende typen vruchtlichamen – die de asci bevatten – afgebeeld.



15.15 *Figuur*
Pycnidia. a. Gedeelte van een dood zeggeblad met pycnidia; b. doorsnede van een pycnidium met sporen. Hattori, 1973: 53 (oorspr. Ingold, 1961: 101).

De onderafdeling schimmels, die na de ascomyceten het meest voorkomt, is die van de *basidiomyceten*. Hun belangrijkste kenmerk is een basidium, een knotsvormige structuur met 4 basidiosporen erop en gevormd in een vruchtlichaam of basidiocarp. Zij komen vooral als paddestoelen voor in bossen, op hout en in bermen. In figuur 15.14 is het vruchtlichaam van een basidiomyceet afgebeeld.

Basidiomyceten spelen een belangrijke rol in de strooiselafbraak, sommige zijn parasitair en tasten bomen aan, bv. buisjeszwammen (orde der *Aphyllophorales*). Soorten van de orde der *Agraricales* vormen mycorrhizen (zie 15.4.2) met bomen als beuk en den.
De *zygomyceten* en *mastigomyceten* herbergen primitieve schimmels waaronder een beperkt aantal bodemschimmels. Zij onderscheiden zich van de andere schimmels door het bezit van een mycelium zonder dwarswanden (ongesepteerd) en doordat hun ongeslachtelijke sporen steeds in sporangia worden gevormd. Tot deze onderafdelingen behoren ziekteverwekkende geslachten, zoals *Pythium* en *Phytophtora* – de soort *Phytophthora infestans* is de verwekker van de gevreesde aardappelziekte – maar ook schimmels die een mycorrhize met hogere planten aangaan zoals *Endogone*.



15.16 *Figuur*
Hyphomycetengeslachten. a. Cladosporium; b. Trichoderma; c. Aspergillus; d. Penicillium; e. Fusarium. Naar Alexander, 1977: 61.

De onderafdeling van de *deuteromyceten* of *Fungi Imperfecti* omvat drie klassen schimmels. De twee belangrijkste zijn de coelomyceten, waarvan de orde der *Sphaeropsidales* zich onderscheidt door de vorming van conidiën in flesvormige organen, pycnidia genaamd (figuur 15.15), en de hyphomyceten. De hiertoe behorende orde van de *Hyphomycetales* heeft een externe conidiosporevorming op sporedragers die soort-specifiek zijn. De meest algemeen voorkomende schimmelgeslachten in de grond behoren tot de laatste orde, bv. de geslachten *Monilia* en *Fusarium*, zie figuur 15.16.

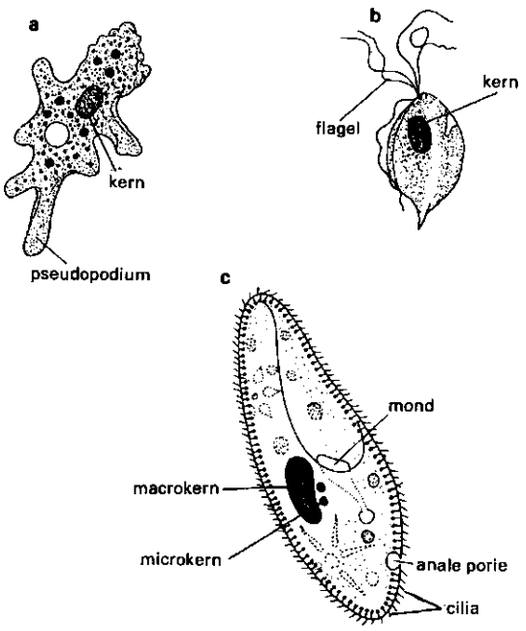
Vele *Hyphomycetales* zijn zeer actief betrokken bij de strooiselafbraak en afbraak van organische stof in de grond. Sommige zijn giftig voor mens en plant, andere zijn bekende producenten van antibiotica.

15.17 *Vragen*

a. Noem een aantal verschillen tussen de prokaryotische en de eukaryotische cel en geef een paar voorbeelden van beide groepen organismen.
b. Definieer of verklaar: mycelium, hyfe, gist, chlamydospore, rhizomorf, arthrospore.
c. Noem vier onderafdelingen van schimmels met een geslachtelijke voortplanting en vertel iets over de karakteristieke kenmerken van elke onderafdeling.
d. Waarom worden de deuteromyceten ook wel *Fungi Imperfecti* genoemd?
e. Noem de twee hoofdtypen van ongeslachtelijke schimmelsporen.

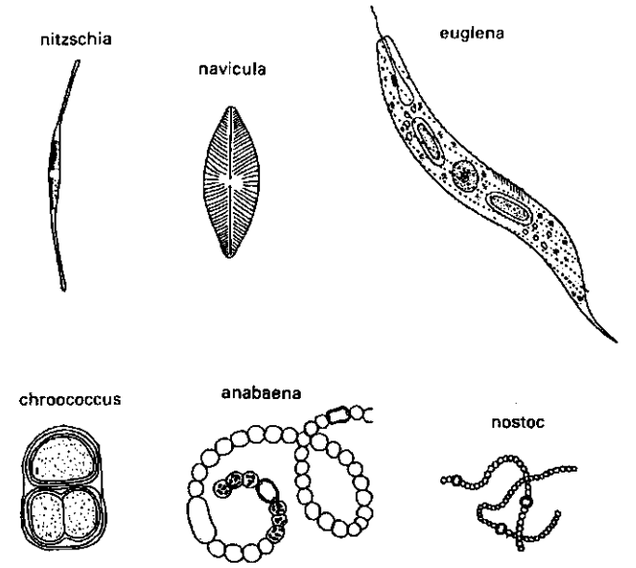
15.2.4 Protozoën

Tot de protozoën of eencelligen behoren o.a. de slijmdieren (amoeben), de geseldieren (flagellaten) en de trilhaardieren (ciliaten), zie figuur 15.18. De genoemde eencelligen komen in alle gronden voor. Zij voeden zich in het algemeen met bacteriën en schimmels, want een toename van bacteriën en schimmels, bv. na bemesting met stalmest, gaat altijd gepaard met een sterke toename van protozoën. Onder omstandigheden van droogte of warmte kunnen zij overgaan in cysten en met de wind over grote afstanden worden verspreid.



15.18 *Figuur*

Drie veel voorkomende eencelligen. a. Slijmdier of amoebe; b. geseldier of flagellaat; c. trilhaardier of ciliaat. Richards, 1974: 26.



15.19 *Figuur*

Enige soorten bodemalgen. a. Nitzschia; b. Navicula; c. Euglena; d. Chroococcus; e. Anabaena; f. Nostoc. Naar Round, 1973: 8 & 12.

Bij ongunstige omstandigheden neemt de eencellige een ronde vorm aan en omgeeft zichzelf met een harde, ondoordringbare schaal, de *cyste*. Binnen de cyste dalen de stofwisselingsprocessen tot een niveau dat nauwelijks meer is dan nodig om het protoplasma in stand te houden. Als de omstandigheden weer gunstig worden breekt de cyste open en komt de eencellige tevoorschijn.
De *geseldieren* zijn typische voorbeelden van 'plantdieren', zie 15.2.1. Ze zwemmen rond door zwiepende bewegingen. Sommige zijn in staat tot fotosynthese, nemen op dierlijke wijze voedsel in en laten dezelfde gevoeligheid en snelle reactie als typische dieren zien.

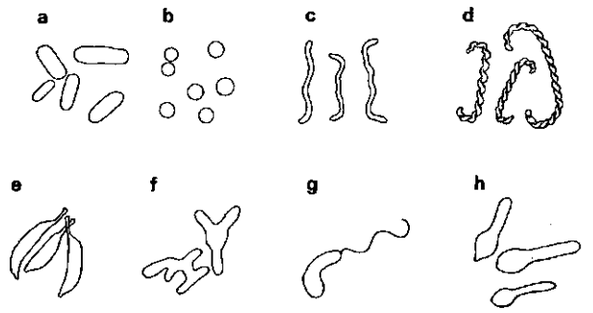
15.2.5 Algen

Algen of wieren komen in alle gronden voor, maar doorgaans in kleinere aantallen dan andere microben. Zij komen voor als afzonderlijke cellen, in ketens van cellen en als draadvormige structuren. In figuur 15.19 zijn enige bodemalgensoorten afgebeeld.

Algen bezitten het vermogen tot fotosynthese en de afhankelijkheid van licht maakt dat ze hoofdzakelijk aan het grondoppervlak voorkomen. De klasse der groenwieren (*Chlorophyceae*) behoort tot de *eukaryotische* organismen; het geslacht *Chlorella* komt veel voor in de bodem. Tot de *prokaryotische* algen behoort de afdeling van de blauwwieren (*Cyanophyta*), tegenwoordig ook wel cyanobacteriën genoemd vanwege de overeenkomst in celbouw met bacteriën. Evenals de eukaryotische algen bezitten de prokaryotische algen het vermogen tot fotosynthese.
Sommige soorten zijn in staat stikstof te binden, hetzij vrijlevend, hetzij in associatie met schimmels. Zij spelen een rol in de stikstofvoorziening van rijst in de natte rijstcultuur. Belangrijke geslachten zijn *Anabaena*, *Nostoc* en *Chroococcus* (figuur 15.19).
Tot de *prokaryoten* behoren verder myxobacteriën, eubacteriën en actinomyceten.

15.2.6 Myxobacteriën en eubacteriën

Myxobacteriën hebben een flexibele celwand en vertonen een 'glijdende' manier van voortbewegen; hierin lijken ze op amoeben. Een belangrijke vertegenwoordiger uit deze groep is de familie van de *Cytophagaceae*; hiertoe behoren actieve, aërobe cellulose-aantasters die veel voorkomen in rottend materiaal, mest en compost.



15.20 *Figuur*
Bacterievormen. a. Staafjes; b. coccen; c. spirillen; d. spirochaeten; e. gesteelde cellen; f. vertakte en y-vormige cellen; g. vibrio's; h. knotsvormige cellen. Hattori, 1973: 46.

Eubacteriën

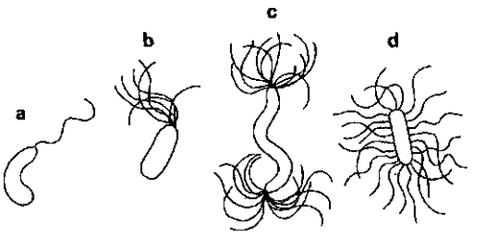
Tot de eubacteriën behoren de 'echte' bacteriën. Zij hebben geen flexibele celwand. De indeling van de bacteriën berust o.a. op vorm, beweeglijkheid, sporevorming en opbouw van de celwand.

– *Vorm.* Een overzicht van de verschillende bacterievormen wordt in figuur 15.20 gegeven.
Men onderscheidt drie hoofdvormen: de staafvorm (a), de cocvorm (b) en de spirilvorm (c). Korte spirillen noemt men vibrio's (g). Sommige bacteriën hebben meerdere vormen (pleomorf), sommige zijn soms in een jong stadium staafvormig en in een ouder stadium cocvormig.

– *Beweeglijkheid.* Bacteriën, die kunnen bewegen, zijn voorzien van zweepdraden (flagellen). Aantal flagellen en plaats van inplanting kunnen verschillend zijn. In figuur 15.21 wordt dit weergegeven.

– *Sporevorming.* Bepaalde bacteriegeslachten vormen endosporen die in de cel en niet in bepaalde structuren, zoals sporangia, gevormd worden. Deze sporen zijn zeer resistent. Tot de sporevormers behoren de geslachten *Bacillus* en *Clostridium.*

– *Gramkleuring.* De opbouw van de celwand kan worden vastgesteld met een kleuringsmethode van de onderzoeker Gram. Het resultaat van de Gramkleuring is gecorreleerd aan bepaalde morfologische en fysiologische eigenschappen van de bacterie. De kleurstof hecht bij de Grampositieve bacteriën zo stevig in de celwand, dat deze er door een erop volgende alcoholbehandeling niet meer uit kan worden verwijderd, terwijl de Gramnegatieve bacteriën weer kleurloos worden.



15.21 *Figuur*
Posities van flagellen bij bacteriën. a. Flagel aan één pool; b. meerdere flagellen aan één pool; c. flagellen aan beide polen; d. flagellen rondom. Hattori, 1973: 46.

15.22 *Vragen*
a. Wat zijn 'plantdieren'?
b. Noem vier indelingscriteria voor bacteriën.
c. Definieer of verklaar: cyste, myxobacterie, vibrio, Gramkleuring.
d. Waarom komen algen voornamelijk aan het grondoppervlak voor?

Een drietal indelingscriteria voor organismen in het algemeen – die ook veel gebruikt worden voor bacteriën – zijn die naar de hoedanigheid van de koolstofbron, de hoedanigheid van de energiebron en de mate van afhankelijkheid van moleculaire zuurstof.

Hoedanigheid van de koolstofbron. Is een organisme voor zijn koolstofvoorziening aangewezen op organische verbindingen resp. CO_2 dan spreekt men van heterotroof resp. autotroof.

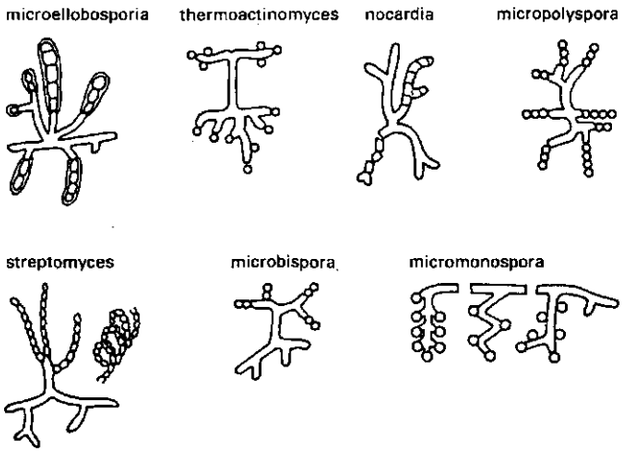
Hoedanigheid van de energiebron. Organismen, die afhankelijk zijn van licht als energiebron noemt men fototroof, organismen die hun energie verwerven uit chemische oxydaties noemt men chemotroof. Op grond van de twee genoemde criteria onderscheidt men vier groepen organismen, waarvan in figuur 15.23 een overzicht wordt gegeven.

Het derde indelingscriterium is die naar de mate van *afhankelijkheid van moleculaire zuurstof.* Men onderscheidt vier groepen:

– obligaat aërobe organismen, die alleen groeien in aanwezigheid van zuurstof en volledig afhankelijk zijn van de respiratie als energieleverend proces;
– obligaat anaërobe organismen, die geremd of gedood worden door zuurstof en hun energie verwerven uit fermentatie of anaërobe respiratie;
– microaërofiele organismen, die weliswaar zuurstof nodig hebben maar het best gedijen bij lage zuurstofspanningen;
– facultatief anaërobe organismen, die zowel onder aërobe als anaërobe omstandigheden kunnen groeien.

energiebron			
chemische oxydaties		licht	
organisch	anorganisch	organisch	anorganisch
chemo-heterotroof	chemo-autotroof	foto-heterotroof	foto-autotroof
dieren eencelligen schimmels meeste bacteriën	bepaalde bacteriën zoals nitrificerende	sommige bacteriën	planten algen zwavel-bacteriën

15.23 *Figuur*
Indeling van organismen op grond van hun koolstof- en energieverwerving. Naar Richards, 1974: 60.



15.24 *Figuur*
Geslachten van actinomyceten. a. Microellobosporia; b. Thermoactinomyces; c. Nocardia; d. Micropolyspora; e. Streptomyces; f. Microbispora; g. Micromonospora. Alexander, 1977: 45.

15.2.7 Actinomyceten

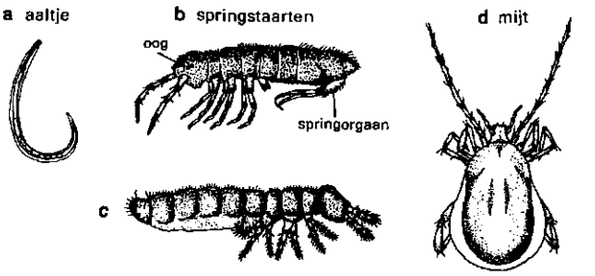
De bacterie-orde der actinomyceten behoort tot de eubacteriën maar wordt meestal als een aparte groep beschouwd. In hun vorm vertonen zij enige overeenkomst met de schimmels. De vegetatieve fase bestaat veelal uit een fijn vertakt mycelium met een diameter kleiner dan 1 µm. Reproductie geschiedt door fragmentatie van hyfen of door vorming van sporen (arthrosporen) op sporedragers of in sporangia. De indeling berust op morfologische kenmerken, voornamelijk betrekking hebbend op de vorm van het mycelium en de sporedragers. In figuur 15.24 is een aantal actinomyceten afgebeeld.
De meeste actinomyceten zijn saprofaag. Bekende geslachten zijn o.a. *Nocardia, Streptomyces* en *Frankia*. De eerste twee komen algemeen in de grond voor, de laatste is bekend om de atmosferische stikstofbinding in symbiose met o.a. elzen en duindoorns. Onder de actinomyceten zijn vele antibioticaproducenten, die andere micro-organismen in de grond kunnen onderdrukken. Sommige soorten zijn ziekteverwekkend bij mensen, zoals de beruchte *Mycobacterium tuberculosis*, die tuberculose veroorzaakt en *Mycobacterium leprae*, de veroorzaker van melaatsheid.

15.25 *Vragen*
a. Wat zijn chemoheterotrofe en wat fotoautotrofe organismen? Geef een paar voorbeelden van beide groepen.
b. Wat zijn anaërobe en wat microaërofiele organismen?
c. Vertel iets over actinomyceten.

15.2.8 Mesofauna

De mesofauna omvat de bodemdieren tussen 0,2 en 4 mm. Een aantal vertegenwoordigers van deze groep wordt in tabel 15.6 genoemd. In het kort komen de belangrijkste aan de orde.

Aaltjes
De afdeling van de aaltjes of draadwormen (*Nematoda*) omvat circa 20000 soorten, waarvan velen tot de bodemfauna behoren. Zij zijn doorzichtig, komen hoofdzakelijk in de bovenste 10 cm van de bodem voor en vermenigvuldigen zich snel, 5 à 6 generaties per jaar is normaal. Plantparasitaire aaltjes voeden zich met levend plantmateriaal (bijvoorbeeld de aaltjes die bodemmoeheid veroorzaken). Hun betrokkenheid in de afbraak van dode organische stof is vooral indirect via een regulerende werking op de microflora. Zij dienen als voedselbron



15.26 *Figuur*
Vertegenwoordigers van de mesofauna in de bodem, met vermelding van hun lengte. a. Aaltje (1 mm); b. in de bovenste bodemlagen levende springstaart (2 mm); c. dieper in de bodem voorkomende springstaart (1,5 mm); d. mijt (2 mm). Brown, 1978: 24, 47 & 50.

voor andere vertegenwoordigers van bodemflora en -fauna. In figuur 15.26 is een aaltje afgebeeld.

Springstaarten
De orde van de springstaarten (*Collembola*) valt onder de subklasse van de insekten (*Insecta*), die op haar beurt weer valt onder de afdeling van de geleedpotigen (*Arthropoda*). Springstaarten zijn kleine, primitieve insecten, gewoonlijk omstreeks 1 mm en maximaal 3 mm lang. Ze komen alleen onder vochtige omstandigheden voor. Er zijn soorten die in de bovenste bodemlagen leven, terwijl andere soorten dieper in de grond voorkomen. De laatste zijn kleiner en missen de ogen en springorganen die de eerste wel bezitten. Springstaarten voeden zich met bacteriën, hyfen van schimmels, sporen, in ontbinding verkerend organisch materiaal, uitwerpselen, enz. Ze verkleinen organisch materiaal, waardoor dit gemakkelijker toegankelijk wordt voor afbraak door micro-organismen. In figuur 15.26 zijn de twee genoemde typen springstaarten afgebeeld.

Mijten
De orde van de mijten (*Acarina*) hoort tot de klasse van de spinnen (*Arachnida*) en deze tot de afdeling van de geleedpotigen (*Arthropoda*). Honderden families zijn in de bodem vertegenwoordigd; sommige eten aaltjes, andere mijten of springstaarten, andere eten dood voedsel (saprofaag) en weer andere schimmels. Mijten dragen weinig bij tot de directe mineralisatie (splitsing van organische moleculen in anorganische), maar werken wel mee aan de fragmentatie van organisch afval. In figuur 15.26 is een mijt afgebeeld.
De drie genoemde vertegenwoordigers van de mesofauna zijn ook te vinden in tabel 15.27.

15.28 *Vragen*
a. Welke rol spelen aaltjes, springstaarten en mijten in de afbraak van organisch materiaal?
b. Behoren mijten en spinnen tot de insekten?

15.2.9 Macrofauna

Een drietal van de belangrijkste macrofaunavertegenwoordigers worden hier behandeld: echte aardwormen, slakken en kevers.

Echte aardwormen
In de familie van de echte aardwormen (*Lumbricidae*) is de regenworm (*Lumbricus terrestris*) een van de bekendste soorten. Aardwormen hebben een vochtige omgeving nodig hoewel ze een droge periode van enige maanden kunnen overleven. Ze worden onderscheiden in twee groepen:

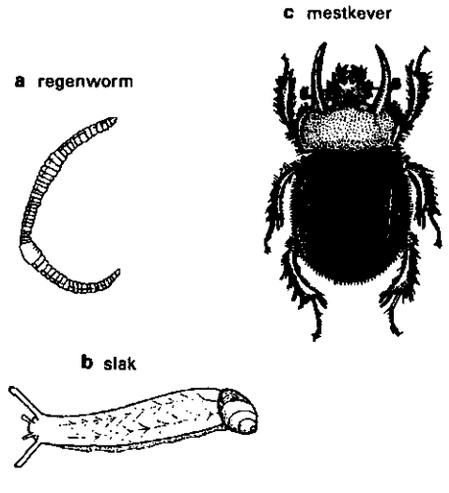
15.27 *Tabel*

Classificatietabel van een aantal veel voorkomende vertegenwoordigers van de meso- en macrofauna. Richards, 1974: 45.

Afdeling	klasse of subklasse	orde
Platyhelminthes (platwormen)	*Turbellaria* (trilhaarwormen)	
Nematoda (aaltjes)		
Mollusca (weekdieren)	*Gastropoda*	*Pulmonata* (longslakken)
Annelida (ringwormen)	*Oligochaeta*	*Clitellata*
Arthropoda (geleedpotigen)	*Crustacea* (schaaldieren)	*Isopoda* (pissebedden)
	Myriapoda (duizendpoten)	*Diplopoda* (miljoenpoten)
		Chilopoda (duizendpoten)
	Apterygota (vleugelloze insekten)	*Collembola* (springstaarten)
	Insecta (*Pterygota* of gevleugelden)	*Isoptera* (termieten)
		Coleoptera (kevers)
		Diptera (tweevleugeligen)
		Lepidoptera (vlinders)
		Hymenoptera (vliesvleugeligen)
	Arachnida (spinachtigen)	*Scorpionidea* (schorpioenen)
		Aranaïda (spinnen)
		Acarina (mijten)

– aardwormen die in de bovenste bodemlagen leven en weinig mineraal materiaal innemen;
– aardwormen die voornamelijk in de diepere, minerale lagen leven en weinig organisch materiaal innemen.

Het belangrijkste effect van deze dieren op de bodem is de *fragmentatie* van afval en het *mengen* van deze kleine plantedelen met de bodem. Aardwormen hebben verder een gunstige invloed op de aanwas van een groot aantal bodemorganismen doordat hun uitwerpselen rijk zijn aan stikstof in de vorm van ammonia en gedeeltelijk verteerd organisch materiaal. Ze hebben ook een aandeel in de directe afbraak van organisch materiaal, doordat cellulasen en chitinasen (cellulose, resp. chitine splitsende enzymen) in hun voedingskanalen aanwezig zijn. Door hun gangen verbeteren zij de doorluchting van de bodem, zie ook 15.6.3. In figuur 15.29 is een regenworm afgebeeld.



15.29 *Figuur*

Vertegenwoordigers van de macrofauna in de bodem. a. Regenworm (10 tot meer dan 100 mm); b. slak (tot 120 mm); c. mestkever (ca. 15 mm). Brown, 1978: 24 & 69 (a en b) en Richards, 1974: 53 (c).

15.30 *Vragen*

a. Welk humustype wordt door aardwormen geproduceerd?
b. Zijn de termen regenwormen en aardwormen identiek?
c. Hoe is de naam regenworm te verklaren?
d. Welke twee typen aardwormen onderscheidt men?
e. Welke rol spelen aardwormen in de afbraak van organisch materiaal?

Slakken

De klasse van de slakken (*Gastropoda*) valt onder de afdeling van de weekdieren (*Mollusca*). Slakken hebben een gevarieerd voedselpatroon. Ze voeden zich met levend, dood of rottend plantemateriaal, schimmels, algen, aardwormen en andere slakken. Vele soorten die leven van bovengrondse plantedelen kruipen in de grond na zich gevoed te hebben en spelen zo een rol in de fragmentatie en opslag van organisch materiaal in de bodem. In figuur 15.29 is een slak afgebeeld.

Kevers

De orde van de kevers (*Coleoptera*) behoort tot de subklasse van de insecten (*Insecta*) en tot de afdeling van de geleedpotigen (*Arthropoda*). Een aantal soorten leeft als larve en/of volgroeide dieren in de bodem en levert een bijdrage aan de fragmentatie van organisch materiaal. Mestkevers (*Scarabeïdea*) kunnen door hun gegraven gangen de bewortelbaarheid en doorluchting van de bodem plaatselijk verbeteren. In figuur 15.29 is een mestkever afgebeeld.

15.2.10 Aantallen en telmethoden

In tabel 15.31 worden aantallen en biomassa's van verschillende bodemorganismen globaal aangeduid. De tabel geeft goed weer dat de biomassa van de microben veel groter is dan de biomassa van de meso- en macrofauna. Voor het tellen van bodemorganismen worden verschillende technieken gebruikt, zoals zeven en uitspoelen (aaltjes), uitdrijven door drogen (mijten, springstaarten en miljoenpoten) en uitzoeken (wormen). Een aantal diersoorten kan met behulp van een lichtbron uit de grond gedreven worden.

15.31 *Tabel*

Maximum aantallen en biomassa's van bodemorganismen in een vruchtbare graslandbodem. Richards, 1974: 3.*

organisme	aantal (per m^2)	biomassa (g/m^2)
bacteriën	3×10^{14}	300
schimmels	niet te bep.	400
protozoën	5×10^{8}	38
aaltjes	10^{7}	12
aardwormen e.d.	10^{5}	132
mijten	2×10^{5}	3
springstaarten	5×10^{4}	5
overige ongewervelden**	2×10^{3}	36

* op basis van levend gewicht
** slakken, duizendpoten, pissebedden, spinnen, kevers, vliegelarven, enz.

15.32 *Proef*

Een eenvoudige proef om aantallen bodemorganismen te bepalen is de volgende: plaats een trechter in een gedeeltelijk met water gevulde fles. Leg een gaasje in de trechter (maaswijdte ca. 2 mm) en leg hierop een monster van de te onderzoeken grond. Dit geheel wordt onder een lamp geplaatst en na verloop van tijd zullen de eerste bodemorganismen onder invloed van de zo ontstane vocht-, licht- en warmtegradiënt het grondmonster via het gaasje verlaten en

in de fles terecht komen. Na 5 dagen kan de inhoud van de fles gedetermineerd en geteld worden.

Door specifieke voedingsmedia te enten met bodemdeeltjes kan men schimmels isoleren en determineren. Door onder een microscoop lengte en diameter van schimmelhyfen in een grondpreparaat te meten is uit de volumebepaling een ruwe schatting te maken van de schimmelbiomassa.
Om het aantal bacteriën in de grond te tellen maakt men wel gebruik van de zogenaamde *plaatverdunningsmethode*. Uit een grondsuspensie wordt een reeks van verdunningen van de wasvloeistof gemaakt. Men brengt hiervan wat vloeistof op een petrischaal met een voedingsbodem, incubeert een aantal dagen en telt vervolgens het aantal ontstane kolonies. Door met een verdunningsfactor te vermenigvuldigen krijgt men een schatting van de hoeveelheid bacteriën per eenheid grondgewicht. Een andere methode is de directe telling van bacteriën onder de microscoop. Soms maakt men daarbij gebruik van bepaalde kleurtechnieken. De laatste methode geeft een veel beter beeld van het aantal bacteriën in de grond.
In het algemeen kan men zeggen dat in Nederland de rijkdom aan soorten bodemorganismen en aantal individuen per soort afneemt in de reeks: bruine bosgrond – loofbos op zure grond – naaldbos – grasland – heide – akkerland – stuifzand.

15.33 *Vragen*

a. Waarom staat in tabel 15.31 bij het aantal schimmels: niet te bepalen?
b. Verklaar de hierboven gegeven reeks bodemgebruikstypen waarin de rijkdom aan soorten bodemorganismen en aantal individuen per soort afneemt.
c. De bodemorganismen vormen een bepaald percentage van de totale biomassa van een oecosysteem. Waar is dit percentage groter, bij een grasland oecosysteem of bij een bosoecosysteem?
d. Welke methoden worden gebruikt om het aantal bacteriën in de grond te weten te komen?

15.3 WISSELWERKINGEN TUSSEN BODEMORGANISMEN ONDERLING

15.3.1 Homeostasis

Het biologisch evenwicht in de complexe leefgemeenschap in de bodem is een dynamisch evenwicht. Wordt in een stabiel oecosysteem het evenwicht verstoord dan zal het systeem streven naar herstel ervan. Dit verschijnsel noemt men *homeostasis*. Niet alleen uitwendige factoren zijn van invloed op het evenwicht, ook tal van interacties tussen bodemorganismen onderling spelen een rol. Er bestaan vele interacties tussen bodemorganismen, die als positief of negatief voor de betrokken organismen beoordeeld kunnen worden, afhankelijk van de mate waarin zij geremd of bevorderd worden.

15.3.2 Negatieve interacties

Competitie

Meer nog dan aan ruimte, water en mineralen bestaat er in de bodem grote behoefte aan energieleverende substraten die nodig zijn om celsynthese mogelijk te maken. Hieraan is doorgaans een tekort zodat men van een strijd om het bestaan kan spreken. Betreft het competitie tussen individuen of groepen van dezelfde soort, dan spreekt men van intraspecifieke competitie; is het competitie tussen verschillende soorten, dan spreekt men van interspecifieke competitie.

Amensalisme

Wanneer organismen door de afscheiding van toxische stoffen andere organismen remmen ten voordele van zichzelf, spreekt men van amensalisme. Deze remstoffen kunnen bestaan uit metabolieten die pas bij hoge concentratie werkzaam zijn of uit antibiotica die bij lage concentratie al actief zijn. Hoewel actinomyceten bekend staan om de produktie van antibiotica, zijn ook sommige bacteriën en schimmels hiertoe ook in staat. Onderzoek wordt verricht om van deze eigenschap gebruikt te maken voor een biologische bestrijding van ziekteverwekkers (pathogenen).

Fungistasis of mycostasis

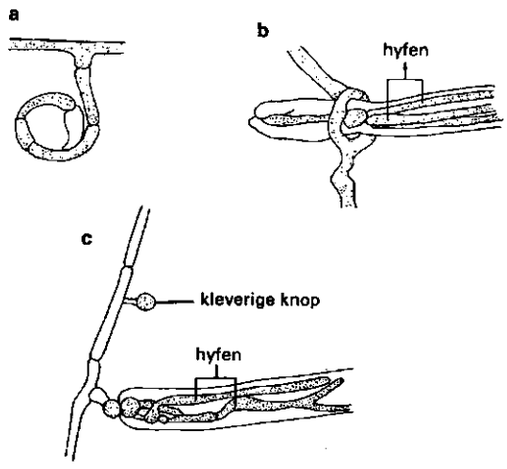
Fungistasis komt in alle gronden voor. Het is een langdurige onderdrukking van sporekieming van schimmels. Deze onderdrukking berust niet op de produktie van antibiotica door andere organismen, maar vooral op het ontstaan van een tekort aan voedingsstoffen in, of in de onmiddellijke nabijheid van de spore, door consumptie door andere organismen.

Predatie en parasitisme

Predatie en parasitisme zijn voorbeelden van een eenzijdige, negatieve interactie. Wanneer de ene partij actief jaagt op het andere spreekt men van predatie. Predatie is beperkt tot de bodemfauna. Een roofmijt, die springstaarten vangt, is een predator. Zodra een organisme niet alleen tot voedsel maar ook tot huisvesting dient spreekt men van parasitisme, bv. sluipwespen die eitjes leggen in rupsen zijn parasieten. In tegenstelling tot predatie komt parasitisme ook voor bij micro-organismen. Mycoparasitisme is het verschijnsel dat een schimmel andere schimmels parasiteert, zoals *Gliocladium roseum* op *Rhizoctonia solani*.

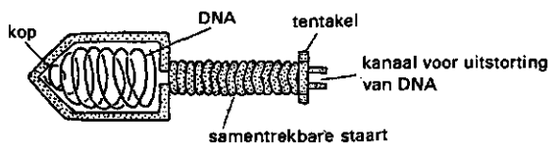
Sommige soorten, behorend tot de onderafdeling van de deuteromyceten, produceren een netwerk van kleverig mycelium waarin aaltjes worden gevangen. Andere, zoals bv. *Dactylaria candida* vormen niet- kleverige ringen, zie figuur 15.34. Als het aaltje zijn kop of staart in de ring steekt wordt het vastgeklemd. *Dactyllela doedycoides* vormt ringen op een korte steel; als het aaltje de binnenzijde van deze ringen aanraakt, zwellen de cellen op en drukken het aaltje plat. Het aaltje sterft en vervolgens groeien de schimmelhyfen het lichaam binnen en verteren het inwendige.

Bodemvirussen zijn obligate parasieten gekenmerkt door een grote specificiteit. Deze parasieten komen voor bij alle vertegenwoordigers van de microben. Bacteriofagen zijn bodemvirussen die alleen op bacteriën parasiteren, zie figuur 15.35.



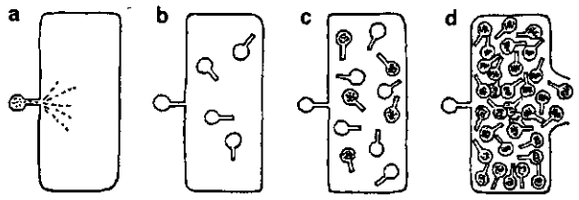
15.34 *Figuur*

Vangmethoden bij deuteromyceten. a. Dactylaria candida: het mycelium vormt niet-kleverige ringen; b. het aaltje zit klem en wordt verteerd door de binnendringende hyfen; c. Dactyllela ellipsospora: het mycelium vormt kleverige knoppen, vertering als bij b. Brown, 1978: 107.



15.35 *Figuur*

Bacteriofaag. Vines & Rees, 1968: 1263.



15.36 *Figuur*
Levenscyclus van een bacteriofaag. a. De bacteriofaag zet zich met tentakels vast op het bacteriemembraan, doorboort het en injecteert haar DNA; b. na ca. 10 minuten verschijnen fagen zonder DNA; c. na ca. 20 minuten bevatten sommige fagen al DNA; d. na ca. 30 minuten verlaten honderden complete fagen de bacterie, klaar om andere bacteriën te injecteren. Vines & Rees, 1968: 1264.

Zij veroorzaken veelal lysis (leeglopen) van bacteriecellen waardoor veel virusdeeltjes vrijkomen die weer andere bacteriecellen kunnen infecteren. In figuur 15.36 is de levenscyclus van een bacteriofaag schematisch weergegeven.

15.3.3 Positieve interacties

Commensalisme
Wanneer een organisme profiteert van een ander organisme zonder dat deze er voor- of nadeel van ondervindt spreekt men van commensalisme. Microbiële successie in de afbraak van substraten, waarbij de ene soort het substraat levert voor de andere is er een voorbeeld van. De oxydatie van ammoniak door bacteriën van het geslacht *Nitrosomonas* levert nitriet voor de soorten van het geslacht *Nitrobacter* om verder te oxyderen tot nitraat. Door activiteit van aërobe organismen ontstaat soms anaërobie, waardoor anaërobe organismen tot activiteit komen.

Mutualisme
Mutualisme is een interactie tussen organismen in het voordeel van beide. Kunnen deze organismen ook zonder dit samenwerkingsverband dan spreekt men van *protocoöperatie*, anders van symbiose. Een voorbeeld van protocoöperatie is de samenwerking tussen bacteriën van het geslacht *Azotobacter* en een cellulose-afbrekende bacterie. *Azotobacter* bindt atmosferische stikstof mits zij substraten in de vorm van eenvoudige suikers of organische zuren krijgt aangeboden. Hierin wordt voorzien door de activiteit van de cellulose-afbreker die op haar beurt van stikstof wordt voorzien door *Azotobacter*.

Is het samenwerkingsverband tussen twee organismen obligaat (noodzaak) voor één of voor beide, dan spreekt men van *symbiose*. Dit komt veel voor. De associatie tussen algen en schimmels, bekend onder de naam *korstmos*, is een voorbeeld. De alg voorziet de schimmel van energie en vitaminen, terwijl de schimmel minerale nutriënten levert en bescherming biedt.

15.37 *Vragen*
a. Definieer of verklaar: homeostasis, intraspecifieke competitie, amensalisme, mycostasis, commensalisme en mutualisme.
b. Wat is het verschil tussen predatie en parasitisme?
c. Noem enkele positieve en negatieve interacties tussen bodemorganismen.
d. We kunnen de bodemorganismen indelen in producenten, consumenten en reducenten van organische stof. Verklaar de termen en geef telkens twee vertegenwoordigers van iedere groep.
e. We maken bij een verdere indeling onderscheid tussen primaire en secundaire consumenten. Geef aan wat het verschil is en geef twee voorbeelden van beide typen consumenten.

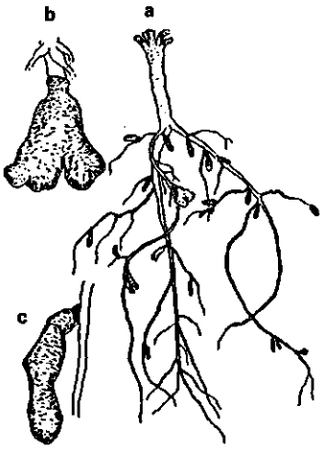
15.4 WISSELWERKINGEN TUSSEN BODEMORGANISMEN EN PLANTEN

15.4.1 Rhizosfeer
Tot de rhizosfeer wordt de zone rond de wortels tot een dikte van enkele mm gerekend (zie ook 17.1.2); het wortel oppervlak als deel van deze zone wordt rhizoplane genoemd. Het is vooral in deze zone waar de microbiële activiteit groot is: de rhizosfeer bevat in het algemeen relatief veel meer organismen dan de omliggende grond. Dit is uit te drukken in de *R-S-verhouding* (Rhizosfeer/Soil) die soms in zeer arme grond wel meer dan 100 bedraagt. In de rhizosfeer ondergaat de plant, die vooral als energiebron fungeert, de invloed van de bodemorganismen. In de opname van voedingsmineralen ondervindt de plant hier de concurrentie van de microben en in sommige gevallen kan dit tot gebreksziekten leiden. Door de afscheiding van stoffen door bodemorganismen kan de groei van de plant worden beïnvloed, het effect van deze groei- of remstoffen is vaak concentratie-afhankelijk.

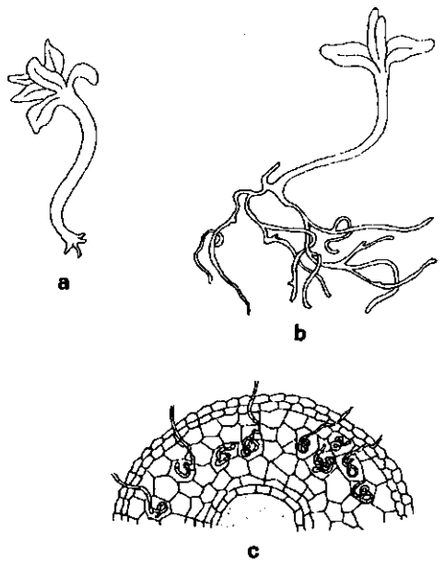
15.4.2 Symbiose
In 15.3.3 is al kort ingegaan op het verschijnsel symbiose. Symbiose komt ook veel voor tussen microben en planten. Een bekend voorbeeld hiervan is het samenwerkingsverband tussen de wortelknolletjes-bacterie, behorende tot het geslacht *Rhizobium*, en vlinderbloemige planten zoals klaver, zie figuur 15.38.
De plant voorziet de bacterie van voedingsstoffen, van energie via haar fotosyntheseprodukten en beschermt de bacterie tegen concurrentie van de bodemflora. Via haar atmosferische-stikstoffixatie voorziet de bacterie op haar beurt de plant van stikstof.

In de wortelknolletjes vindt onder invloed van het enzym nitrogenase stikstoffixatie plaats. De gebonden stikstof in de vorm van NH_3 wordt gekoppeld aan glutaminezuur of andere van de plant afkomstige ketozuren en getransporteerd naar bovengrondse delen, waar via het proces van deaminering en transaminering de stikstof wordt gebruikt voor de synthese van aminozuren en uiteindelijk voor de vorming van eiwitten. Voor ons klimaat is vastlegging in een monocultuur van klaver of luzerne van 250-300 kg stikstof per hectare geen uitzondering. *(vergroot). Vines & Rees, 1968: 1220.*

Een symbiose tussen schimmel en plant noemt men een *mycorrhize*, zie 17.4.2 en figuur 15.39.
Men onderscheidt ectotrofe mycorrhizen waarbij het wortelsysteem van de plant is ingekapseld door een netwerk van hy-



15.38 *Figuur*
Knolletjes van Rhizobium op klaverwortel. a. Wortelsysteem; b. en c. knolletjes



15.39 *Figuur*
Mycorrhize. a. Zaailing van struikheide, niet geïnfecteerd; b. geïnfecteerd met schimmel (mycorrhize); c. dwarsdoorsnede van een orchideewortel met schimmelhyfen (endotrofe mycorrhize). Brown, 1978: 86.

fen, waarvan een aantal intercellulair de epidermis en het buitenste schorsweefsel is binnengedrongen, en endotrofe mycorrhizen waarbij het gehele schorsweefsel is geïnfecteerd en hyfen ook intracellulair voorkomen, zie figuur 15.39. Ectotrofe mycorrhizen komen veel voor bij bomen, bv. den en berk met basidiomyceten van het geslacht *Boletus*. Endotrofe zien we bij cultuurgewassen (aardbei, tomaat, tabak, maïs, uien, e.a.), kruiden, mossen en varens, de laatste bv. met zygomyceten van het geslacht *Glomus*. De schimmel exploiteert met zijn hyfen de grond rond de wortel over een grotere afstand, waarvan de plant profiteert in haar voorziening met voedingsmineralen; de plant levert de schimmel koolstof en energie in de vorm van fotosynthese-produkten.
De belangstelling voor mycorrhizen neemt sterk toe, veel onderzoek is gaande over de betekenis ervan voor planten (situatie 1986).

15.4.3 Ziekten en plagen

Dat een aantal bodemorganismen ziekten en plagen teweeg brengt is alom bekend. Wanneer meer dan één organisme in het ziekteproces is betrokken spreekt men van complexe ziekte; in sommige gevallen zijn bodemdieren alleen wegbereiders voor ziekteverwekkende schimmels, doordat zij door wortelbeschadiging de schimmel een ingang verschaffen. Sommige aaltjessoorten en schimmels zijn in staat een virus van zieke planten op gezonde planten over te brengen. Dergelijke overdragers van virussen noemt men *vectoren*.

Een aantal door bodemorganismen veroorzaakte ziekten bij planten die gepaard gaan met de daarbij behorende ziekteverschijnselen zijn de volgende:
– *Necrose*. Bij necrose heeft afsterving van het plantenweefsel plaats door de inwerking van giftige stoffen, die geproduceerd worden door bepaalde bodemorganismen. Necrose treedt bv. op bij aardappelziekte, veroorzaakt door de bodemschimmel *Phytophthora infestans*. Het kan ook door virussen en aaltjes veroorzaakt worden.
– *Verwelking*. Doordat sommige bodemorganismen zich in de houtvaten van wortels en stengels vestigen wordt het transport van water en voedingsstoffen belemmerd waardoor de plant gaat verwelken. Schimmels die verwelking teweegbrengen behoren tot de geslachten *Fusarium* (figuur 15.16) en *Verticillium*, terwijl ook bacteriën verwelking kunnen veroorzaken.
– *Misvorming*. Onder invloed van giftige soorten treden veranderingen in de groeistofhuishouding bij planten op, waardoor buitensporige groei of een achterblijven in de ontwikkeling plaatsvindt. Misvorming kan veroorzaakt worden door schimmels, bacteriën, aaltjes en insekten.
– *Wortelrot en voetziekten*. Bij dit soort ziekten wordt de stengelbasis van de plant aangetast door enzymen die de celwand oplossen. Wortelrot en voetziekten worden veroorzaakt door schimmels, bacteriën en aaltjes, bv. omvalziekte of smeul bij jonge kiemplanten van landbouwgewassen, veroorzaakt door de bodemschimmel *Pythium debaryanum*.

De lijst met ziekten die door bodemorganismen veroorzaakt worden is lang niet volledig, maar het zal duidelijk zijn dat de produktiviteit van grond, uitgedrukt in gewasopbrengst, door het optreden van ziekten en plagen sterk kan worden verminderd.

15.40 *Vragen*
a. Definieer of verklaar: rhizosfeer, symbiose, ectotrofe en endotrofe mycorrhize.
b. Wat is de R-S-verhouding en waarom is deze in arme grond hoger dan in rijke grond?
c. Waarom moeten orchideeënkwekers het een en ander afweten van mycorrhizen?

15.5 INVLOED VAN BODEMFYSISCHE EN BODEMCHEMISCHE FACTOREN OP BODEMORGANISMEN

15.5.1 Bodemfysische factoren

Ruimte
De ruimte die de bodem biedt aan bodemorganismen hangt samen met de ruimtelijke opbouw van de bodembestanddelen. Korrelgrootteverdeling en organische stof spelen daarin een belangrijke rol. De meeste bodemorganismen leven op of in de bovenste laag van de grond, omdat hier het meeste voedsel wordt gevonden. Een aantal bodemorganismen beschikt over mogelijkheden zich met behulp van graafwerktuigen in te graven of op andere wijze de grond binnen te dringen, andere kunnen alleen maar gebruik maken van bestaande ruimtes in de grond, zoals wortelgangen, scheuren, pakkingsporiën, enz. Het in de grond vertoeven voorkomt uitdroging en beschermt o.a. tegen warmte-instraling en licht. Ten gevolge van hun geringe afmeting en vaak sterk beperkte mobiliteit zijn de kleinste organismen voor verplaatsing vaak afhankelijk van de activiteit van meso-, macro- en megafauna. Wortelgroei, grondbewerking en verplaatsing van water en lucht in de grond zijn eveneens transportmechanismen voor bodemorganismen.

Lucht
Met uitzondering van een aantal bacteriegroepen is het bodemleven als obligaat aëroob te beschouwen, d.w.z. afhankelijk van luchtzuurstof. Dit maakt een goede doorluchting noodzakelijk voor hun bestaan. Wanneer cellulose door bacteriën onder aërobe omstandigheden wordt afgebroken, zijn de produkten CO_2 en water, maar onder anaërobe omstandigheden is de oxydatie onvolledig en ontstaat er een ophoping van organische zuren zoals azijnzuur en mierezuur (zie ook 15.7.2).

Vocht
Het vochtgehalte in de grond, afhankelijk van hoeveelheid neerslag, grondwaterstand, textuur, structuur en organische stof heeft grote invloed op het bodemleven. In het algemeen geldt, dat indrogen van grond minder invloed heeft op het bodemleven dan waterverzadiging. Bij indrogen zullen vochtminnende bodemdieren migreren naar vochtiger plaatsen. Protozoën en raderdiertjes gaan over in droogteresistente vormen (cysten, zie 15.2.4, protozoën).
De *gevoeligheid voor vocht* hangt af van de bevochtigbaarheid van het lichaam. Kevers, springstaarten en mijten zijn

maar in geringe mate vochtgevoelig, in tegenstelling tot regenwormen, aaltjes en keverlarven. Een hoge luchtvochtigheid wordt als gunstig ervaren. Actieve microben zijn steeds omhuld met een waterlaag. Voor de meeste bacteriën geldt dat de omstandigheden optimaal zijn wanneer de poriënfractie voor 40-60% gevuld is met water, terwijl schimmels en actinomyceten een iets drogere grond prefereren. In het algemeen neemt de gevoeligheid voor overmaat aan water toe bij hogere bodemtemperaturen.

15.41 *Vraag*
De invloed van een afzonderlijke bodemfysische of -chemische factor op het bodemleven is moeilijk te bepalen. Waarom?

Licht
Licht van bepaalde golflengtes, vooral in de richting van het ultraviolet, is zeer schadelijk voor bodemorganismen. Uitzonderingen vormen de licht-afhankelijke, chlorophylbevattende organismen. Talrijke bodemdieren, zoals spinnen, kevers en slakken, worden pas in het donker actief. Dieren met een weke huid, zoals regenwormen en insektenlarven, zijn zeer gevoelig voor ultraviolet licht. De gevoeligheid van gepantserde insecten is veel minder en hangt sterk af van de pigmentering. In het algemeen kan men stellen dat een beschutte, ongestoorde grond zonder extremen in microklimaat optimaal is voor het bodemleven.

Temperatuur
Temperatuurschommelingen, mits niet te extreem, worden door de meeste bodemorganismen goed verdragen. In het algemeen is de gevoeligheid voor hogere temperaturen groter dan voor lagere temperaturen. Door verplaatsing in de grond proberen ze aan de invloed hiervan te ontkomen. Sommige soorten vormen temperatuurresistente cysten. De bodemorganismen kunnen verdeeld worden in drie groepen, de koudeminnende (psychrofiele) en warmteminnende (meso- en thermofiele) organismen. Het temperatuurtraject waarbinnen deze organismen werkzaam zijn, bedraagt voor de drie groepen resp. 0 à 10-25°C, 25-35°C en 35-75 à 80°C. Voor onze gronden zijn alleen de eerste twee groepen van belang. De laatste groep speelt een rol bij compostering.
Daling van temperatuur kan de microbiële activiteit sterk doen teruglopen, maar deze zal zich in het algemeen herstellen als het weer warmer wordt.

15.5.2 Bodemchemische factoren

Voedsel
Vrijwel alle bodemorganismen zijn, wat hun voeding betreft, aangewezen op organische stof. Hoeveelheid en aard van de organische stof bepaalt in belangrijke mate hoe het bodemleven eruit zal zien. De primaire leverancier van organische stof is de plant. Door uitscheiding en door afsterven van wortels en ander plantemateriaal voorziet de plant een deel van het bodemleven van voedsel. De aard van deze organische stof en de hoeveelheid is gewasafhankelijk. Een grasland-vegetatie met een permanente toevoer van substraat geeft een heel ander bodemleven dan een akkerbouwgewas. Voor parasieten en predatoren is de aanwezigheid van gastheren en prooidieren een voorwaarde. De mate van afhankelijkheid hangt af van de veelzijdigheid van het dieet.

Zuurgraad
De zuurgraad is niet alleen van grote invloed op de samenstelling van de bovengrondse vegetatie, zij bepaalt ook in belangrijke mate hoe microflora eruit zal zien. Op neutrale tot alkalische gronden domineren bacteriën en actinomyceten, op zure gronden schimmels. De oorzaak van dit verschil ligt vooral in het geringe concurrentievermogen van schimmels in neutrale tot basische gronden. De directe werking van de zuurgraad op de bodemfauna is pas merkbaar bij extremere pH's in beide richtingen. Doordat een deel van de bodemfauna afhankelijk is van de samenstelling van de vegetatie en de microflora heeft de zuurgraad een indirecte invloed op de bodemfauna.

15.42 *Vragen*
a. Kan men stellen dat schimmels zure gronden prefereren?
b. Vertel iets over de afbraakprodukten van cellulose onder aërobe en anaërobe omstandigheden.

15.6 INVLOED VAN BODEMORGANISMEN OP DE BODEMVORMING

15.6.1 Minerale bestanddelen
Minerale bestanddelen ontstaan door verwering en vergruizing van het moedergesteente. In deze verwering spelen naast fysische en chemische ook biologische factoren een rol. De eerste kolonisten op gesteente zijn organismen die foto-autotroof zijn, bv. algen en korstmossen. Met de vorming van organische stof treden op den duur ook heterotrofe organismen tot de gemeenschap toe. Produkten van microbiële activiteit als CO_2 en organische zuren zijn weer van invloed op de verdere verwering van gesteente.

15.6.2 Organische stof
Al het levend en dood organisch materiaal behoort tot de organische stof. Het levend materiaal bestaat uit levende organismen en levende plantewortels, het dode materiaal uit dood dierlijk en plantaardig materiaal en de overige organische stof (humus). In figuur 8.1 wordt een overzicht gegeven van de vaste fase in de grond op basis van massa. Het grootste deel van de organische stof bestaat uit dode organische stof. Bij de omzetting hiervan door bodemorganismen ontstaan humusachtige verbindingen. Zie hiervoor verder § 8.2 en 8.3.

15.43 *Vragen*
a. Welk percentage maakt de microflora uit van de vaste fase van de grond?
b. Wat zijn de belangrijkste voorwaarden voor het ontstaan van mull?
c. Waarom heeft een ooivaaggrond in rivierklei geen duidelijke horizonten in tegenstelling tot podzolgronden in dekzand?

15.6.3 Structuur
Onder bodemstructuur wordt verstaan de ruimtelijke rangschikking, vorm en grootte van de elementaire bodembestanddelen en hun eventuele aggregaten, alsmede van de holten die in de bodem voorkomen.
Primaire bodemdeeltjes, zoals kleimineralen en organische colloïden zoals humusachtige stoffen, kunnen door coagulatie en verdere verkitting kruimelachtige structuren geven. Hierbij spelen bodemorganismen een rol. In de eerste plaats dragen ze bij tot de vorming van humusachtige stoffen. In de tweede plaats kunnen zij door de afscheiding van slijm, bestaande uit polyuroniden of polysacchariden, bodemdeeltjes aan elkaar kitten, waarbij min of meer stabiele aggregaten ontstaan. Schimmels doorspinnen de grond met hun hyfen en werken daardoor structuurbevorderend. De vorming van stabiele kleihumus-complexen (mullgrond), waarin vooral regenwormen een aandeel hebben, is al in 8.3.3 behandeld.
Het wezenlijk onderdeel van de bodemstructuur vormen de holtes in de grond. Aan het ontstaan van deze holtes dragen die bodemdieren bij die door actieve verplaatsing door de

grond gangen doen ontstaan. Door deze gangen wordt het voor andere diersoorten mogelijk zich te vestigen en wordt de bewortelbaarheid voor planten bevorderd, zie 15.2.9. De toegankelijkheid van grond voor bodemdieren hangt vooral af van de dichtheid en het luchtgehalte.

15.44 *Vraag*
Welke bijdragen leveren bodemorganismen aan de structuur van de grond?

15.7 DE BETEKENIS VAN BODEMORGANISMEN VOOR DE BODEM VRUCHTBAARHEID

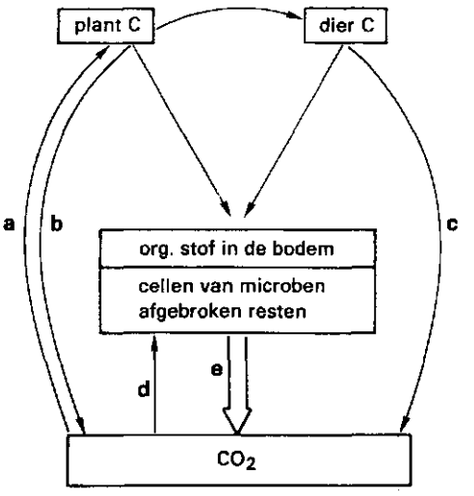
15.7.1 Afbraak van organische stof

In de inleiding is al gezegd dat de voedselvoorziening van mens en dier afhangt van de aan grond gebonden, plantaardige produktie. De plantengroei is weer afhankelijk van de hoeveelheid voedingsstoffen en de mate waarin zij voor de plant in opneembare vorm aanwezig zijn. In de recirculatie van voedingselementen die uit de natuurlijke kringlopen bekend is, neemt het bodemleven zoals gezegd een centrale plaats in. De bijdrage aan de directe afbraak van organische stof door de bodemfauna is gering. Van veel meer betekenis is haar bijdrage in de fragmentatie, het ontsluiten en toegankelijk maken van de organische stof voor de microben door mechanische verkleining, vermenging, transport en in de reactivering van schimmels en bacteriën. De directe afbraak van organische stof is hoofdzakelijk een microbiële aangelegenheid. Organische stof bestaat uit een groot aantal verbindingen van zeer uiteenlopende chemische structuur. Vele van deze verbindingen bestaan uit grote moleculen die eerst tot kleinere brokstukken moeten worden afgebroken voordat ze opneembaar zijn voor de microben. In de afbraak spelen *biokatalysatoren (enzymen)* een rol. Zijn deze enzymen werkzaam buiten de cel dan spreekt men van exo-enzymen, in de cel werkzame enzymen worden endo-enzymen genoemd. Sommige enzymen zijn constitutief, d.w.z. komen steeds in de cel voor, andere zijn adaptief, d.w.z. worden pas gevormd onder invloed van voedingsstoffen in hun milieu. *Synergisme*, het samenwerken van verschillende organismen op enzymniveau bij de afbraak van moleculen, komt veelvuldig voor. In de afbraak van organische stof is een volgorde waarneembaar die bepaald wordt door opneembaarheid, aard en structuur van de chemische verbindingen. Een groot deel van de hetrotrofe microflora beschikt over een basis-enzymuitrusting, waarmee eenvoudige chemische verbindingen gemakkelijk kunnen worden afgebroken. Het zijn deze verbindingen die bij aanbod van organisch materiaal het snelst zijn verdwenen. Naarmate een chemische verbinding voor zijn afbraak een meer gespecialiseerde enzymuitrusting vereist, neemt het aantal soorten dat hierover beschikt af en duurt het in het algemeen langer voordat zo'n verbinding is afgebroken. Voor biosynthese zijn bouwstoffen en energie nodig die tijdens de afbraak van organische stof worden geleverd.

15.7.2 Koolstofkringloop

In figuur 15.45 is een schema van de koolstofkringloop gegeven.

In deze kringloop neemt CO_2 een centrale plaats in. De vastlegging van koolstof in organische verbindingen als belangrijke bouwstoffen voor leven geschiedt via de inbouw van CO_2. Dit gebeurt hoofdzakelijk via de fotosynthese van planten en algen (a), een geringe bijdrage wordt geleverd door de foto-autotrofe en chemo-autotrofe bacteriën (d). Het vrijkomen van CO_2 geschiedt via de ademhaling van plant (b), mens en dier (c) en microben (e). Naast deze hoofdprocessen vindt



15.45 *Figuur*
Hoofdzaken van de koolstofkringloop. a. Fotosynthese; b. ademhaling plant; c. ademhaling mens en dier; d. autotrofe microben; e. ademhaling microben. Alexander, 1977: 114.

er vastlegging van koolstof plaats in veen, bitumen, sedimenten en kolen en komt er CO_2 vrij uit brandstoffen en via vulkanische werking. Als de toevoer van organische koolstof aan grond het verdwijnen van koolstof in de vorm van CO_2 overtreft, zal er ophoping van organische stof plaatsvinden; een voorbeeld hiervan is veenvorming.

15.46 *Vragen*
a. Welke rol speelt het bodemleven in de bodemvruchtbaarheid?
b. Hoe worden grote moleculen opneembaar voor de microben?
c. Wat is de belangrijkste koolstofverbinding in de koolstofkringloop?
d. Hoe wordt deze verbinding vastgelegd, welke organismen zijn hierbij betrokken en bij welke processen komt deze verbinding vrij?

Assimilatie

De organische stof in de grond bestaat uit plantenresten (wortels, blad, e.d.), dode dieren, mest, afgestorven biomassa en humus. Zij varieert van gemakkelijk aantastbare tot zeer moeilijk afbreekbare koolstofverbindingen. Het proces dat verantwoordelijk is voor de omzetting van organisch substraat tot celkoolstof noemt men *assimilatie*. Hoe groter het deel is van de substraatkoolstof dat in celkoolstof (nieuw celmateriaal) wordt omgezet, hoe efficiënter de microben. In het algemeen zijn schimmels en actinomyceten efficiënter dan aërobe bacteriën (30-50% voor schimmels en actinomyceten en 20-40% voor bacteriën). Anaërobe bacteriën zijn zeer inefficiënt (2-5%). Bij anaërobe afbraak blijft het merendeel van de energie onbenut omdat de afbraak onvolledig is; de eindprodukten die hierbij ontstaan zijn voornamelijk organische zuren die door de cellen worden uitgescheiden, zie ook 15.5.1. Deze onvolledig geoxydeerde produkten worden, als in het systeem weer lucht binnentreedt, door aërobe microben benut.

De afbraak van organische koolstofverbindingen (plantenresten e.d.) verloopt in neutrale gronden sneller dan in zure gronden. Stikstof is een belangrijk element voor de groei van microben. Het gehalte aan stikstof in microbieel celmateriaal varieert van 7-13%. Indien het stikstofgehalte van het substraat voldoende hoog is om bij afbraak snel en in voldoende mate beschikbaar te komen om de groeiende microflora van stikstof te voorzien treedt er geen stagnatie op in de afbraak. Bevat een substraat weinig stikstof, zoals stro, dan zal bij afwezigheid van minerale stikstof de afbraak stagneren. Het koolstof-

gehalte van plantenweefsel bedraagt ca. 50% berekend op droge stof en het stikstofgehalte varieert.

Het *C-N-quotiënt* van plantenmateriaal wordt wel als maat voor de afbreekbaarheid gehanteerd. Een hoog C-N-quotiënt gaat gepaard met een langzame afbraak. Het gebruik van dit quotiënt als maat voor de afbreekbaarheid dient wel met de nodige voorzichtigheid te gebeuren: er zijn organische verbindingen die een gunstig C-N-quotiënt hebben maar door hun chemische structuur moeilijk afbreekbaar zijn. In 8.4.3 komt het C-N-quotiënt ook aan de orde, in 15.7.3 wordt er nog op teruggekomen.

15.47 *Vragen*

a. Definieer of verklaar: assimilatie en efficiëntie van microben.
b. Waarvoor wordt het C-N-quotiënt als maat gebruikt en waarom is hierbij voorzichtigheid geboden?

15.7.3 Stikstofkringloop

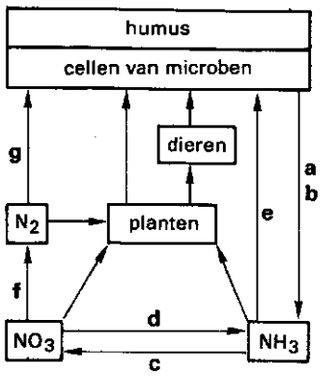
Nagenoeg alle in de grond aanwezige stikstof is afkomstig uit de atmosfeer. Stikstofaccumulatie in de grond kan plaatsvinden via:
- luchtstikstofbinding door vrij levende microben;
- luchtstikstofbinding door met hogere planten in symbiose levende microben;
- luchtstikstofbinding via industriële processen voor de processen voor de produktie van stikstofkunstmeststoffen die aan de grond worden toegevoegd;
- inspoeling van stikstofoxyden en ammoniak uit de atmosfeer (uitlaatgassen van industrie, verkeer en landbouw; onweer).

Stikstof kan weer naar de atmosfeer ontwijken door:
- emissie van stikstof door vulkanische en industriële activiteit;
- denitrificatie;
- vervluchtiging van ammoniak.

Voor plantaardige produktie is de stikstofhuishouding in de grond van wezenlijke betekenis. Het overgrote deel van de stikstof in de grond is in organische vorm en voor planten niet direct opneembaar. Stikstof komt voor in eiwitten, aminozuren, aminosuikers, nucleïnezuren en humus. In figuur 15.48 is een schema van de stikstofkringloop in de grond afgebeeld.

Mineralisatie of ammonificatie

Stikstofmineralisatie is het proces waarbij organisch gebonden stikstof wordt omgezet in anorganische vorm. De stikstof komt vrij in de ammoniumvorm (NH_4^+), het proces wordt daarom ook wel ammonificatie genoemd, zie figuur 15.48. Vele soorten microben zijn betrokken bij de afbraak van eiwitten en andere stikstofhoudende verbindingen. Onder aërobe omstandigheden geschiedt de eiwitsplitsing door zowel bacteriën, schimmels als actinomyceten, onder anaërobe omstandigheden door bepaalde facultatieve of strikt anaërobe bacteriën. De eindprodukten van de aërobe-afbraak van eiwitten zijn: CO_2, nitraat, sulfaat en water; van de anaërobe-afbraak (rotting): ammoniak (NH_3), aminen, organische zuren, mercaptanen en H_2S. De organische stof in de grond bevat ongeveer 50% koolstof en 4% stikstof. In de gematigde streken wordt per jaar 1-4% van de organisch gebonden stikstof gemineraliseerd. Bij een organische stofgehalte van 5% en een grondmassa per hectare van 2,5 x 10^6 kg (bovenlaag van 20 cm) betekent dit een hoeveelheid stikstof van 50-200 kg per hectare, zie ook 8.4.3.



15.48 *Figuur*

Stikstofkringloop in de grond. a. Ammonificatie; b. mineralisatie; c. nitrificatie; d. nitraatreductie; e. immobilisatie; f. denitrificatie; g. N_2-fixatie, niet-symbiotisch; h. N_2-fixatie, symbiotisch. Alexander, 1977: 224.

Immobilisatie

Het stikstofgehalte van organische stoffen bepaalt bij afbraak in belangrijke mate of er al dan niet een netto stikstofmineralisatie zal plaatsvinden. Voor celsynthese is stikstof nodig. Uit het C-N-quotiënt van de cellen en de efficiëntie voor het gebruik van koolstof kan geschat worden hoeveel anorganische stikstof in nieuwe microbiële biomassa wordt vastgelegd. Deze vastlegging heet *immobilisatie*, zie figuur 15.48. Bij een efficiëntie van 40% voor mengpopulaties onder aërobe omstandigheden en een C-N-quotiënt *van microbiële biomassa* van 8 betekent dit dat bij de omzetting van 100 substraatkoolstofeenheden er 40 worden ingebouwd waarvoor 5 eenheden stikstof nodig zijn. Als van een substraat de koolstof en stikstof in gelijke mate beschikbaar zijn, wordt bij C/N = 20 *in het substraat* alle stikstof geïmmobiliseerd.

De synthese onder anaërobe omstandigheden is maar 20% van de synthese onder aërobe omstandigheden. Bij een omzetting van 100 eenheden koolstof wordt maar 1 eenheid stikstof vastgelegd. In het algemeen geldt dat bij aërobe afbraak van organische stoffen, die minder dan 1,2% stikstof bevatten (bv. stro), minerale stikstof uit de grond wordt vastgelegd. Bij een stikstofgehalte van 1,2-1,8% vindt een tijdelijke afname plaats van minerale stikstof die na korte tijd weer toeneemt. Bij een stikstofgehalte van meer dan 1,8% is aan de behoefte voor stikstof meer dan voldaan en vindt er netto mineralisatie plaats. Indien bij immobilisatie de microben de keuze hebben uit ammonium- of nitraatstikstof wordt de eerste geprefereerd.

Omdat humus betrekkelijk resistent is tegen microbiële afbraak betekent de vastlegging van stikstof in humus in zekere zin ook immobilisatie maar dan voor langere tijd. Het grootste deel van de organisch gebonden stikstof in de grond zit in humus.

15.49 *Vragen*

a. Hoe kan stikstof in de grond terecht komen en hoe weer naar de atmosfeer ontwijken?
b. In welke vorm is stikstof in de grond aanwezig en hoe komt het beschikbaar voor de plant?
c. Een mengpopulatie bestaande uit bacteriën, actinomyceten en schimmels breekt een bepaald type organische stof met gemakkelijk beschikbare koolstof en stikstof af. Van deze afbraak komt 25% op rekening van de bacteriën, 25% op die van de actinomyceten en 50% op die van de schimmels. De efficiëntie van de afbraak bedraagt voor bacteriën, actinomyceten en schimmels resp. 25%, 40% en 50%, het C-N-quotiënt resp. 8, 10 en 12. Als het aanbod 100 eenheden koolstof en x eenheden stikstof bedraagt, bij welke waarde van x vindt er netto stikstofmineralisatie plaats?

Nitrificatie

Als bij de mineralisatie van organische stikstofverbindingen de stikstof in de vorm van ammoniak beschikbaar komt en niet wordt geïmmobiliseerd, dan wordt deze in de meeste gronden meteen omgezet in nitraat (NO_3^-). De biologische oxydatie van ammoniak in nitriet (NO_2^-) en nitraat wordt nitrificatie genoemd, zie figuur 15.48. Twee groepen van organismen die

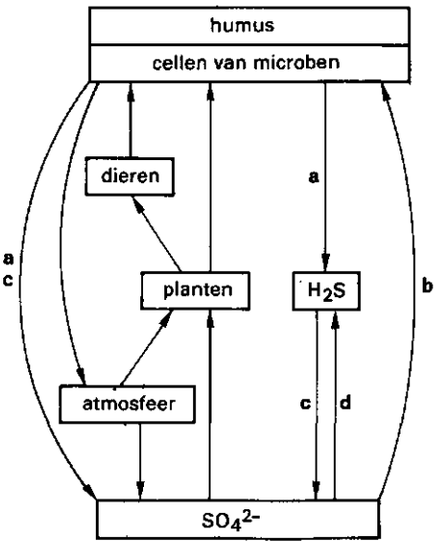
steeds in elkaars nabijheid voorkomen zijn verantwoordelijk voor deze oxydatie. De nitrificatie vindt in twee stappen plaats, nl. oxydatie van ammoniak tot nitriet en oxydatie van nitriet tot nitraat. De eerste stap wordt hoofdzakelijk uitgevoerd door bacteriën behorende tot de geslachten *Nitrosomonas* en *Nitrosococcus*, de tweede stap door bacteriën behorende tot het geslacht *Nitrobacter*. Deze organismen zijn chemo-autroof.
Bij de oxydatie van 1 g ammoniumstikstof tot nitriet wordt ca. 0,01 g stikstof in celmateriaal ingebouwd, bij de oxydatie van nitriet tot nitraat is de celopbrengst nog een factor 3 lager. De nitrificatie verloopt optimaal tussen pH = 6 en 8 en bij een vochtigheid van de grond van 50-70% van veldcapaciteit. Bij een hoog ammoniumgehalte, hoge pH en lage temperatuur in de grond kan zich nitriet ophopen, wat ongewenst is.
Hoewel bekend is dat heterotrofe organismen, waaronder een aantal bacteriën, actinomyceten en schimmels in reinculturen spoortjes nitriet en soms nitraat kunnen vormen, wordt hun betekenis voor de nitraatvorming in de grond gering geacht. In sommige gronden zouden ze bij lage pH wel van betekenis zijn.

Denitrificatie
Denitrificatie is een microbieel proces, waarbij nitraat via nitriet wordt omgezet in gasvormige verbindingen die naar de atmosfeer ontwijken. De voornaamste verbindingen zijn N_2O (lachgas), N_2 en soms NO. Dit proces vindt plaats in anaërobe milieus, waarbij in plaats van zuurstof nitriet en nitraat als waterstofacceptoren fungeren. Als waterstofdonors moeten gemakkelijk aantastbare substraten aanwezig zijn. Hieraan is in gronden met een plantendek geen tekort. Wortelexudatie stimuleert de denitrificatie in de rhizosfeer.
De hoeveelheid nitraatstikstof, die geïmmobiliseerd wordt door celsynthese van de denitrificerende organismen, is veel minder dan de hoeveelheid stikstof die vervluchtigt. Het denitrificerend vermogen is hoofdzakelijk beperkt tot bacteriën. Tot deze groep behoren zowel autotrofe als heterotrofe soorten; voorbeelden: *Thiobacillus denitrificans* en *Pseudomonas spp*. De denitrificatie kan in landbouwgronden tot aanzienlijke stikstofverliezen leiden.

Biologische stikstofbinding
Biologische stikstofbinding is een proces waarbij luchtstikstof enzymatisch wordt gereduceerd tot ammoniak. Een aantal bacteriën is in staat deze reactie uit te voeren, vrijlevend of in symbiose. Tot de meest bekende, aërobe, vrijlevende stikstofbinders behoren de bacteriegeslachten *Azotobacter* en *Beijerinckia*. De laatste komt vooral in de tropen voor en is meer zuurtolerant. Verschillende soorten van de afdeling der blauwwieren kunnen in de natte rijstcultuur een belangrijke bijdrage leveren in de stikstofvoorziening van rijst (zie 15.2.3).
Een andere belangrijke groep van vrijlevende stikstofbinders wordt gevormd door bacteriesoorten van het geslacht *Clostridium* die onder anaërobe omstandigheden stikstof kunnen binden en meestal in grotere aantallen voorkomen. Uit onderzoek is gebleken dat tal van andere bacteriën, schimmels en actinomyceten in staat zijn spoortjes stikstof te binden.
De stikstofvastlegging onder grasland kan aanzienlijk zijn, onder bouwland is zij van geen betekenis. Van een aantal methaanoxyderende bacteriën is bekend dat zij in de omgeving van aardgaslekken aanzienlijke hoeveelheden stikstof kunnen binden.
Naast de vrijlevende stikstofbinders zijn er organismen die in symbiose of associatie met een ander levend organisme atmosferische stikstof binden. Het meest bekend is de symbiose tussen bacteriesoorten van het geslacht *Rhizobium* en vlinderbloemige planten, zie 15.4.2. Een andere belangrijke symbiose komt voor tussen vertegenwoordigers van het geslacht *Frankia* (actinomyceet) en planten als els, gagel en duindoorn. De stikstoffixatie in wortelknollen kan per jaar voor een elzenbos wel 60-130 kg bedragen.
In associatie of symbiose met een aantal zaadplanten, varens en schimmels kunnen blauwwieren aanzienlijke hoeveelheden stikstof binden.

15.50 *Vragen*
a. Wat is nitrificatie en welke groep organismen spelen hierbij een rol?
b. Als ten gevolge van een grondontsmetting in de herfst de nitrificatie langdurig wordt geremd (bv. tot medio mei), wat heeft dit dan voor gevolgen voor de minerale stikstofhuishouding in de grond?
c. Wat is denitrificatie?
d. Biologische stikstofbinding kan plaatsvinden door vrijlevende organismen en door organismen die in symbiose leven met planten. Noem bij beide typen stikstofbinding enkele organismen die hierin een rol spelen.

15.7.4 Zwavelkringloop
In figuur 15.51 is een schema van de zwavelkringloop afgebeeld. De niet-biologische bijdrage aan de zwavelkringloop via erosie, vulkanische werking en verbranding van olie en kolen is relatief groot. In organische vorm is zwavel in de grond vooral aanwezig als sulfaatesters en aminozuren, in anorganische vorm vooral als sulfaat (SO_4^{2-}), maar ook als sulfide (bv. ijzersulfide FeS), elementair zwavel, thiosulfaat ($S_2O_3^{2-}$) en tetrathionaat ($S_4O_6^{2-}$).
Bij celsynthese wordt zwavel door microben in de vorm van sulfaat opgenomen, gereduceerd en ingebouwd in organische verbindingen in een hoeveelheid die juist in de behoefte voorziet. Bij de mineralisatie van S-houdende organische verbindingen komt de zwavel vrij in de vorm van H_2S. Onder anaërobe omstandigheden worden ook andere S-houdende verbindingen gevormd, zoals mercaptanen. Onder aërobe omstandigheden wordt H_2S geoxydeerd tot sulfaat door de kleurloze zwavelbacteriën. Een aantal van deze bacteriën zet H_2S eerst om in elementair zwavel dat zich ophoopt in de cel. In een later stadium wordt de zwavel verder tot sulfaat geoxydeerd. Uit deze oxydatie wordt de energie verkregen om CO_2 in celmaterieel om te zetten. Deze organismen zijn chemo-auto-



15.51 *Figuur*
Hoofdzaken van de zwavelkringloop. a. Mineralisatie; b. immobilisatie; c. zwaveloxydatie; d. sulfaatreductie. Alexander, 1977: 351.

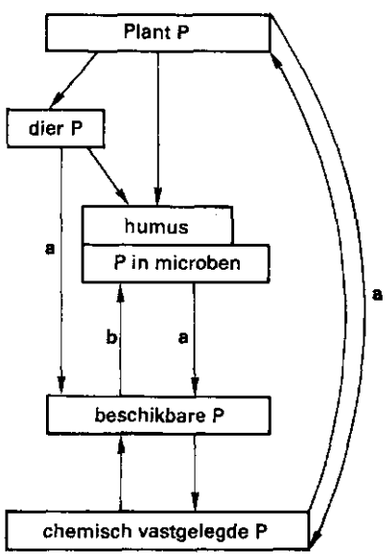
troof. Vele van tot deze groep behorende bacteriën kunnen bij een zeer lage pH groeien, andere prefereren neutrale omstandigheden. Een bijzondere bacterie, die tot de familie van de Thiobacillus behoort, is *Thiobacillus ferro-oxydans* die zowel in staat is uit de oxydatie van gereduceerde zwavelverbindingen als gereduceerde ijzerverbindingen (FeS, FeS_2) energie te winnen. Bij de vorming van katteklei speelt dit organisme een belangrijke rol.

Als in een anaërobe, mariene afzetting met veel FeS en FeS_2 (pyriet) en weinig $CaCO_3$ (koolzure kalk) lucht toetreedt, ontstaan door zwaveloxydatie door de chemo-autotrofe bacterie *Thiobacillus ferro-oxydans* gele vlekken in de grond. Tevens blijkt de pH aanvankelijk zo laag te worden (2 à 3) dat plantegroei onmogelijk is. Oorzaak is de zwavelzuur die bij de oxydatie ontstaat. Dit zuur vormt met ijzer en calcium in de grond het mineraal *jarosiet*, $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$, dat een gele kleur heeft. In de Nederlandse literatuur wordt dan gesproken van *katteklei* (Eng. acid sulphate soils). Onder anaërobe omstandigheden kunnen zwavelverbindingen worden geoxydeerd in aanwezigheid van licht door de purper en groene zwavelbacteriën. De oxydatie leidt ook hier tot de ophoping van elementair zwavel in de cel of erbuiten, dat in een later stadium weer verder geoxydeerd kan worden tot sulfaat.
Onder strikt anaërobe omstandigheden kunnen bepaalde bacteriën (bv. soorten van het geslacht *Desulfovibrio*) sulfaat reduceren tot sulfide en H_2S. Het gevormde H_2S geeft, wanneer een waterlaag boven het sediment aanwezig is, aanleiding tot de ontwikkeling van de gekleurde S-bacteriën, die de H_2S weer anaëroob oxyderen tot zwavel. Bij aanwezigheid van ijzer ontstaat bij vorming van H_2S het FeS wat de modder zwart maakt. Sulfaatreducerende bacteriën spelen ook een uiterst belangrijke rol bij de anaërobe aantasting van ijzeren pijpen in grond en water. Het ijzer wordt hierbij omgezet tot FeS en $Fe(OH)_2$. *IJzeren leidingen* kunnen door *microbiële corrosie* in enkele jaren volledig worden verwoest.

15.52 *Vragen*
a. In welke vorm is zwavel in de grond aanwezig?
b. Wat doen kleurloze zwavelbacteriën onder anaërobe omstandigheden met H_2S?
c. Vertel iets over de anaërobe sulfaatreductie.

15.7.5 Fosforkringloop

In figuur 15.53 is een vereenvoudigd schema van de fosforkringloop gegeven. Het element fosfor komt in de grond zowel in organische als in anorganische vorm voor. Het merendeel van de fosfor is veelal in organische vorm. De belangrijkste organische fosforverbindingen zijn hexafosfaat (fytine) en fosfolipiden. In de levende cel komt fosfor voor in nucleïnezuren, nucleoproteïnen, fosfolipiden en gefosforileerde suikers. In anorganische vorm komt fosfor in de minerale fractie van de grond o.a. voor als calciumfosfaat, $Ca_3(PO_4)_2$.



15.53 *Figuur*
Fosforkringloop. a. Mineralisatie; b. immobilisatie. Alexander, 1977: 334.

De microben dragen veel bij tot het in oplossing brengen van anorganische fosfaten. De mobilisatie van fosfaat geschiedt onder invloed van de vorming van CO_2 en organische zuren. Het organisch gebonden fosfaat kan alleen na mineralisatie het gewas ten goede komen. Deze mineralisatie geschiedt door bacteriën, actinomyceten en schimmels en is als zodanig afhankelijk van uitwendige factoren als temperatuur, pH, vochtgehalte, e.d.
Een deel van het gemineraliseerde fosfaat kan weer ingebouwd worden in celmateriaal (immobilisatie). Er bestaat een hoge correlatie tussen stikstof- en fosformineralisatie. De N-P-verhouding na mineralisatie komt overeen met de verhouding waarin deze elementen in het te mineraliseren organisch substraat voorkomen.

Bij de afbraak van organische P-verbindingen spelen enzymen als fytase en fosfatase een rol. Bij aanwezigheid van veel P-arme, gemakkelijk afbreekbare organische verbindingen kan door microbiële celsynthese veel fosfaat ten koste van de plant geïmmobiliseerd worden. Immobilisatie is te verwachten bij mineralisatie van organische verbindingen die minder dan 0,2% P bevatten.

15.54 *Vragen*
a. In welke organische en anorganische verbindingen komt fosfor in de bodem voor?
b. Welke enzymen spelen een rol bij afbraak van organische P-verbindingen?
c. Wanneer wordt fosfaat ten koste van de plant geïmmobiliseerd?

15.7.6 Microbiële omzettingen van andere elementen

IJzer
Van het element ijzer is dikwijls voldoende in de grond aanwezig, maar vaak niet in opneembare vorm. Microbiële activiteit speelt een rol bij het beschikbaar komen van ijzer. Processen, waarbij reductie of oxydatie van ijzer optreedt, zijn bepalend voor de opneembaarheid van ijzer. De opneembaarheid neemt af naarmate de oxydatiegraad hoger is. Sommige bacteriën oxyderen ferro (Fe^{2+}) tot ferri (Fe^{3+}), waarbij ijzer neerslaat. Wanneer onder invloed van microbiële activiteit de redoxpotentiaal afneemt of de pH daalt, wordt de reductie van ferri tot ferro bevorderd en neemt de oplosbaarheid toe.

Als de grondwaterstand fluctueert wordt bij lagere grondwaterstand (aërobe omstandigheden) het Fe^{2+} geoxydeerd tot Fe^{3+} en geeft dan roestvlekken in de grond, terwijl bij hogere grondwaterstand (anaërobe omstandigheden) het Fe^{3+} gereduceerd wordt tot Fe^{2+}, wat te zien is aan grijze vlekken. De zone waarin deze roestvlekken samen met de grijze vlekken te zien zijn noemt men de *gleyzone*, de vlekken noemt men ook wel gleyvlekken. Deze vlekken kunnen (met voorzichtigheid) gebruikt worden bij het schatten van grondwatertrappen (11.3.6).
Het is gebleken dat tijdelijke verzadiging met water en de aanwezigheid van ijzer alleen *voorwaarden* zijn voor het ontstaan van gley. *Oorzaak* zijn vele soorten bacteriën die ijzer kunnen reduceren of oxyderen; dit blijkt uit het stoppen van de ijzerreductie in een kolomproef, als er een bacterieremmend middel wordt toegevoegd (Ottow, 1970: 456).

Door organische zuurvorming door microben kunnen oplosbare ijzercomplexen gevormd worden. Bij inspoeling kunnen deze complexen in diepere lagen door heterotrofe organismen afgebroken worden, waarbij ijzer neerslaat.

Kalium
Naast het in oplossing gaan van kalium uit K-houdende mineralen ten gevolge van microbiële activiteit komt kalium ook zonder deze microbiële activiteit gemakkelijk uit afstervend plantenmateriaal beschikbaar. De immobilisatie van kalium hangt af van de hoeveelheid celsynthese. Van competitie om dit element is nauwelijks sprake.

Mangaan
Voor groei zijn kleine hoeveelheden mangaan noodzakelijk. Mangaan komt in de grond voor in verschillende oxydatiegraden variërend van Mn^{2+} tot Mn^{4+}. Hoe hoger de oxydatiegraad hoe moeilijker opneembaar.
Bij pH 8 vindt chemische oxydatie van mangaan plaats; bij pH 5,5-8 is de oxydatie vooral microbieel waaraan bacteriën, schimmels en actinomyceten kunnen deelnemen. Het ten gevolge van deze oxydatie moeilijk opneembaar worden van mangaan kan op sommige gronden, die rijk zijn aan organische stof, leiden tot mangaangebrek. Bij lage pH, lage redoxpotentiaal en anaërobie neemt ten gevolge van microbiële reductie van mangaan het gehalte aan opneembare Mn^{2+} toe.

Kwik
Kwikverbindingen die in de vorm van chemische bestrijdingsmiddelen in de grond terecht komen ondergaan de invloed van de microben. Bij de omzetting van de kwikverbindingen kan vervluchtiging van metallisch kwik plaatsvinden of het zeer giftige mono- of dimethylkwik ontstaan. Het meest onschuldig is de vorming van kwiksulfide (HgS).

Selenium
Het element selenium is nodig voor mens en dier. Zowel een tekort als teveel is schadelijk. Het komt in de grond voor in organische verbindingen afkomstig van planten of humus. Hoewel een geringe immobilisatie in microbieel celmateriaal plaatsvindt zijn de microben geen concurrenten van de planten.

15.7.7 Bestrijdingsmiddelen
Bestrijdingsmiddelen worden gebruikt om ongewenste levensvormen uit te schakelen. Ze worden ingedeeld naar werking: fungiciden (tegen schimmels), insekticiden (tegen insekten), nematociden (tegen aaltjes) en herbiciden (tegen onkruiden). Met uitzondering van de onkruidbestrijdingsmiddelen die tegen ongewenste hogere planten worden ingezet, worden de andere drie groepen middelen gebruikt tegen ziekte- en schadeveroorzakers aan planten en gewassen. Het werkingsspectrum van de middelen kan sterk uiteenlopen: van zeer smal (tegen één of enkele soorten organismen) tot breed (tegen veel soorten organismen). In het laatste geval zullen ook veel niet-doelorganismen worden gedood en bestaat er kans op vertraging in de biologische activiteit.
Bij de toelating van middelen wordt o.a. gelet op neveneffecten met betrekking tot de biologische activiteit en op persistentie. Middelen die niet worden afgebroken worden niet toegelaten. De afbraak geschiedt veelal biologisch. Soms is een omzettingsproduct werkzamer en toxischer dan het moederprodukt. Veelal treedt detoxificatie op en ondergaat de stof volledige mineralisatie. Het biologisch proces dat het meest gevoelig is voor bestrijdingsmiddelen is het proces van de nitrificatie. De respiratie is in het algemeen niet bruikbaar om effecten van middelen op de biologische activiteit te meten.
Bestrijdingsmiddelen kunnen het biologisch evenwicht in de grond in ongunstige zin beïnvloeden. Uitschakeling van natuurlijke vijanden of antagonisten kan leiden tot verheviging van of ontstaan van plaag of ziekte. Er is een tendens naar vermindering van het gebruik van bestrijdingsmiddelen. Naarmate men meer inzicht krijgt in de relaties tussen organismen in de bodem, worden de mogelijkheden van biologische bestrijding groter.
Geïntegreerde bestrijding als een combinatie van chemische en biologische bestrijding vindt langzamerhand meer ingang.

15.55 *Vragen*
a. Vertel iets over de microbiële omzetting van ijzer en mangaan.
b. Geef een indeling van bestrijdingsmiddelen naar werking. Waar wordt op gelet bij de toelating van bestrijdingsmiddelen?

15.56 *Repeteervragen*
a. Hoe is een rijk (= Regnum) onderverdeeld?
b. Noem tenminste 10 organismen die tot het bodemleven behoren.
c. Geef in een tekening de relatieve grootte aan van een kleideeltje, een bacterie en een schimmeldraad.
d. Hoe kan men het aantal aaltjes, regenwormen, springstaarten en bacteriën per grondeenheid bepalen?
e. Noem enkele criteria voor de indeling van bacteriën.
f. Waarop berust de indeling van de schimmels en welke vier onderafdelingen kunt u noemen?
g. Welke bodemchemische en -fysische factoren zijn van invloed op de bodemorganismen?
h. Waarom groeien een plant èn een schimmel beter wanneer een mycorrhize is gevormd?
i. Noem een aantal negatieve en een aantal positieve interacties tussen bodemorganismen.
j. Wat is de voornaamste taak van het bodemleven met betrekking tot de bodemvruchtbaarheid?
k. Waarom verloopt de afbraak van organische materiaal sneller bij aanwezigheid van meso- en macrofauna dan wanneer deze afwezig zijn?
l. Teken een stikstofkringloop.
m. In welke vorm is stikstof in de grond aanwezig en hoe komt de stikstof beschikbaar voor de plant?
n. Noem 2 typen stikstofbinding plus de bijbehorende organismen.
o. Vertel iets over de zwavel- en fosforkringloop.

15.8 LITERATUUR

15.8.1 Geraadpleegde literatuur

Alexander, M., 1977. Introduction to soil microbiology. Wiley, New York. 467 p.
Brauns, A., 1968. Praktische bodenbiologie. Fischer, Stuttgart. 470 p.
Brown, A.L., 1978. Ecology of soil organisms. Heineman, London. 278 p.
Buchsbaum, R., 1974. De ongewervelde dieren 1. Spectrum, Utrecht. 229 p.
Buchsbaum, R., 1974. De ongewervelde dieren 2. Spectrum, Utrecht. 223 p.
Diest, A. van, 1974. Bodemvruchtbaarheid. Laboratorium voor Landbouwscheikunde, Wageningen. 158 p.
Gray, T.R.G. & S.T. Williams, 1971. Soil micro-organisms. Oliver & Boyd, Edinburgh. 240 p.
Hattori, Tsutomu, 1973. Microbial Life in the Soil. Marcel Dekker, New York. 430 p.
Ingold, C.T., 1961. The biology of fungi. Hutchinson, Essex. 126 p.
Jackson, R.M. & F. Raw, 1967. Life in the soil. Arnold, London. 59 p.
Kühn, A., 1970. Algemene zoölogie. Spectrum, Utrecht. 480 p.
Nultsch, W., 1976. Algemene botanie 1. Spectrum, Utrecht. 215 p.
Nultsch, W., 1976. Algemene botanie 2. Spectrum, Utrecht. 251 p.
Ottow, J.C.G., 1970. Ecologische aspecten van ijzerreductie en gleyvorming door bacteriën in hydromorfe gronden. Landbouwk. Tijdschr. 82: 453-461.
Richards, B.N., 1974. Introduction to the soil ecosystem. Longman, Essex. 266 p.
Round, F.E., 1973. The biology of the algae. 2nd edition. Arnold, London. 278 p.
Stevenson, G.B., 1970. The biology of fungi bacteria and viruses. 2nd edition. Arnold, London. 202 p.
Trolldenier, G., 1971. Bodenbiologie. Keller, Stuttgart. 152 p.
Vines, A.E. & N. Rees, 1968. Plant and animal biology. 3rd edition. Pitman, London. 1345 p.

15.8.2 Aanbevolen literatuur

Anderson, J.M. & A. Macfadyen, 1976. The role of terrestrial and aquatic organisms in decomposition processes. Oxford, Blackwell. 474 p.
Brady, N.C., 1974. The nature and properties of soils. 8th edition. Macmillan, New York, 639 p.
Brussaard, L., 1983. Mestkevers maken de kringloop rond. Landbouwk. Tijdschr. 95, 10: 27-31.
Burges, A. & F. Raw, 1967. Soil biology. Academic Press, New York. 532 p.
Directoraat-Generaal voor de Milieuhygiëne, 1984. Ontwikkeling Bodemreinigingstechnieken. Verslag van het colloquium gehouden op 5 april 1984 te Ede.
Garret, S.D., 1981. Soil fungi and soil fertility. 2nd edition. Pergamon Press, Oxford. 165 p.
Harley, J.L. & S.E. Smith, 1983. Mycorrhizal Symbiosis. Ac. Press, London. 483 p.
Kreuk, J.F. de, ed., 1984. Literature study on the feasibility of microbial decomtamination of polluted soils. Report no.: R83/223, TNO, Den Haag. 57 p.

Leisinger, T., A.M. Cook, R. Hütter & J. Nüesch, 1981. Microbial degradation of xenobiotics and recalcitrant compounds; FEMS Symposium no. 12. Academic Press, London. 415 p.
Pothof, H., 1984. Organische stof en regenwormen beïnvloeden opbrengst grasland. Vacaturegids bij Landbouwk. Tijdschr. 9: 1.
Wallwork, J.A., 1970. Ecology of soil animals. MacGraw-Hill, London. 283 p.

17

HOOFDSTUK 17: BEWORTELING

door L.K. Wiersum en A. Reijmerink

17.1 INLEIDING

17.1.1 Bodem = wortelmilieu

We kennen allen het onderscheid tussen een vruchtbare en onvruchtbare bodem. Onze gedachten gaan dan b.v. uit naar goed van water voorziene zavelgronden of naar dorre zandvlakten. Onwillekeurig of bewust verbinden wij het begrip vruchtbaarheid aan het vermogen van de grond om een welige vegetatie te dragen. Inderdaad is het begrip bodemvruchtbaarheid gekoppeld aan het produktievermogen van de grond. De verbindende schakel tussen vegetatie en bodem wordt grotendeels gevormd door de vele en veelsoortige wortelstelsels van de erop levende planten. Het wetenschappelijke onderzoek over de relaties, die er tussen bodem en wortelstelsels bestaan, heeft veel oude ervaring bevestigd en ons het nodige geleerd over de werkzame factoren. Vorm en ontwikkeling van het wortelstelsel weerspiegelen de condities van de bodem en anderszins beïnvloedt de wortel de bodemvorming.

In een aantal hoofdstukken is de wisselwerking tussen wortels en bodem al terloops aan de orde geweest. Daarbij werd de zaak vanuit de bodem bekeken. In dit hoofdstuk staan de wortels centraal. Enkele uitzonderingen buiten beschouwing gelaten is de bodem het milieu voor de wortel. Aangezien het levende wortelstelsel een groot reactievermogen bezit, weerspiegelt het in zijn ontwikkeling de kenmerken van zijn lokale milieu. De vruchtbare bodem moet dus gekenmerkt zijn door het feit dat het de plant mogelijk is door middel van haar wortels beslag te leggen op voldoende water, mineralen en eventueel ook nog andere stoffen. Deze onttrekking van water en mineralen zal begunstigd worden door een goed ontwikkeld wortelstelsel. Dit wortelstelsel vraagt dan ook nog een voldoende voorziening met zuurstof ten behoeve van de eigen ademhaling en een temperatuur die niet te hoog of te laag is. Vanuit de plant gezien is het dus gewenst dat de bodem qua structuur en aëratie een goede beworteling toelaat en tevens dat de situatie in de bodem een goede vochtleverantie en aanvoer van voedingsstoffen mogelijk maakt. Moerasplanten stellen wat andere eisen.

In dit hoofdstuk worden o.a. de volgende kwesties behandeld:
- Hoe beïnvloeden wortels de bodem? (subparagraaf 17.1.2).
- Hoe zijn wortels en wortelstelsels opgebouwd en waarvoor dienen de weefsels? (§ 17.2).
- In hoeverre zijn planten in staat hun wortelstelsel aan te passen aan beperkingen in de grond? Kunnen ze plekken van overvloed opzoeken? (17.2.2).
- Hoe kan men het bewortelingspatroon in het veld vaststellen? Wat wordt onder effectieve worteldiepte verstaan? (§ 17.3).
- Is er een verband tussen spruit- en wortelgroei? (17.4.1).
- In welke vorm neemt de plant voedingsstoffen op? Komen de voedingsstoffen passief met het water de plant binnen, of kan de plant selecteren? (17.4.2).
- Waarom is kunstmest geen gif? (17.4.3).
- Welke bodemfactoren bepalen de bewortelingsdiepte? (§ 17.5).
- Welke beperkingen voor de beworteling hebben de diverse Nederlandse gronden, gezien hun profielopbouw en waterhuishouding? (§ 17.6).

Als inleiding op de kwestie welke factoren beworteling beperken, geven we een figuur en twee vragen. Foto 17.1 geeft de wortelontwikkeling van tarwe weer op een humeuze zandgrond bij vier grondwaterstanden. Bij de ondiepe grondwaterstand wordt de beworteling sterk beperkt door het gebrek aan zuurstof in de grond. In beide gevallen zien we dat een zone boven de grondwaterspiegel niet beworteld is. In de vol-capillaire zone zit vrijwel geen lucht en in het onderste deel van de open-capillaire zone weinig.

17.2 *Vraag*

Gegeven zijn een koopveengrond in bosveen (hVb) en een vlierveengrond in veenmosveen (Vs), beide met grondwatertrap III* en onder grasland. De effec-



17.1 *Foto*
De invloed van de grondwaterstandsdiepte (gwst, in cm) op de bewortelingsdiepte van tarwe in een buizenproef met humeus zand en verschillende vaste grondwaterstanden (50+ betekent een grondwaterstandsdiepte eerst op 50 cm en later dalend).

tieve worteldiepte op de koopveengrond is 50 cm en op de vlierveengrond 10 cm. Verklaar dit verschil. Het verloop van de indringingsweerstand in veldvochtige grond (I_t) en de pH is als volgt:

Kaarteenheid	d_{mv} (cm)	I_t (MPa)	pH-KCl
hVb-III*	0–10	0,4	5,9
	10–40	0,7	5,5
	40–80	1,0	5,6
Vs-III*	0–10	0,5	4,5
	10–40	0,8	3,2
	40–80	1,1	3,1

17.3 *Vraag*
Gegeven zijn een duinvaaggrond (Zd21) en een veldpodzolgrond (Hn21), beide met grondwatertrap VII en onder dennenbos. De effectieve worteldiepte in de duinvaaggrond is 100 cm en in de veldpodzolgrond 40 cm. Verklaar dit verschil. Het verloop van de indringingsweerstand en de pH is als volgt:

Kaarteenheid	d_{mv} (cm)	I_t (MPa)	pH-KCl
Zd21-VII	0– 10	0,6	3,9
	10– 40	0,9	4,0
	40–100	1,1	4,4
	100–120	3,0	4,5
Hn21-VII	0– 10	0,3	3,6
	10– 40	1,0	3,6
	40–100	2,5	3,8
	100–120	3,5	4,0

17.1.2 Wortels beïnvloeden bodemvorming

De bodem beïnvloedt de plantengroei, maar de omgekeerde relatie is ook van belang. Afgestorven bovengrondse plantedelen vormen een strooisellaag die snel of langzaam door het bodemleven wordt benut en omgezet in minerale stoffen en humus. De humus kan diverse effecten op de bodem hebben, zoals structuurverbetering, toegenomen kationenomwisselcapaciteit, verbeterd vochthoudend vermogen, enz. (zie § 8.4).
In de beïnvloeding van de bodem spelen de ondergrondse plantedelen, en vooral ook de wortels, een belangrijke rol. De effecten komen in hoofdzaak op vijf manieren tot stand:
a. via het leveren van voedsel aan het bodemleven;
b. via de afbraakprodukten;
c. door middel van perforatie;
d. door binding;
e. door verplaatsing van minerale voedingsstoffen.
De grootste invloed is te danken aan het feit, dat de wortelmassa door *afsterving* en *weglekken* zeer grote hoeveelheden voedsel – en dus energie – voor het bodemleven ter beschikking stelt. In tegenstelling tot de levering door strooisel komt dit alles diffuus door de bodem heen vrij.

Rhizosfeer
De hoeveelheid koolstof, die door een levende plant aan de bodem wordt afgegeven via verlies, weglekken en de ademhaling kan meer dan 15% van de geassimileerde hoeveelheid bedragen. Dank zij het verlies van cellen en het weglekken, waarbij allerlei verbindingen vrijkomen (zie tabel 17.4), is er op en vlakbij de wortel een intensief bodemleven. Deze zone wordt *rhizosfeer* genoemd (figuur 17.6). Behalve het microbenleven in de rhizosfeer worden ook de mycorrhizen voor een belangrijk deel door de plant gevoed (zie 17.4.2). Samen met het feit dat vooral de fijnere wortels geregeld afsterven en vervangen worden, leveren deze processen een hoeveelheid voedsel voor het bodemleven die tot enige duizenden kilogram per hectare kan oplopen.
De uitscheidingsprodukten van de wortels en die van de microben bevatten tal van chemisch actieve stoffen. Hiervan kunnen CO_2 en andere organische zuren mineralen vrijmaken en eventueel bijdragen aan ontkalking of inspoeling. Andere verbindingen kunnen door chelatie bepaalde elementen in oplossing brengen. De afgestorven plantedelen dragen bij aan de humusvorming in de bodem (zie § 8.2).
De grote krachten die de worteltop kan uitoefenen, maken het vaak mogelijk de grond te doorboren.

Na afsterving van de wortels blijft er dan een gangensysteem over dat zowel voor aëratie als drainage een nuttige functie kan vervullen, b.v. in ongeroerde grond. Bij het gebruik van riet om de rijping van grond te versnellen, wordt dit proces nog ondersteund door de snelle wateronttrekking (voorbeeld: IJsselmeerpolders, zie ook 26.3.4).
De dichte mat wortels, die zich vooral in de bovenste laag grond ontwikkelt, bevordert veelal de aggregatie. Daarnaast kan deze mat meehelpen erosie tegen te gaan. De aan de bodem onttrokken mineralen worden onder natuurlijke omstandigheden via het strooisel aan de bovenste lagen van de grond teruggevoerd. Deze kringloop draagt bij aan de vorming van bodemhorizonten.

17.2 MORFOLOGISCHE ASPECTEN

17.2.1 Bouw en groei van wortels

Voor een goed begrip van de functie van de wortel is enige kennis van de bouw ervan noodzakelijk. De wortel heeft onder meer tot taak de bovengrondse delen van water en mineralen te voorzien. De opneming van deze substanties geschiedt overwegend in de jongere delen waar nog geen kurklagen zijn gevormd. Het gehele wortelstelsel bevat tot vlakbij de worteltoppen een tweetal transportbanen, die zijn ingebed in andere weefsels (figuur 17.5). Het *houtvatensysteem* dient om water, mineralen en andere opgeloste stoffen naar de spruit te voeren. Het *zeefvatensysteem* dient voor het vervoer van bouwstoffen voor wortelgroei, reservestoffen, substraat voor de ademhaling en tal van andere substanties, waaronder groeiregulatoren. Dit is dus meestal een transport van boven naar beneden. Deze beide transportsystemen liggen in de centrale cylinder van de wortel, binnen de endodermis.
Ten einde een grotere plant stevig te kunnen verankeren moeten ook de wortels in sterkte toenemen. Bij dicotyle planten zorgt de *secundaire diktegroei* hiervoor. Het cambium vormt

17.4 *Tabel*

Enige stoffen die door de wortels uitgescheiden worden. Russell, 1977: 114, die zich baseerde op Rovira, 1965.

Koolhydraten:	Glucose, fructose, saccharose, xylose, maltose, rhamnose, arabinose, raffinose.
Aminozuren:	Leucine/isoleucine, valine, γ-aminoboterzuur, glutamine, α-alanine, asparagine, serine, glutaminezuur, asparaginezuur, cystine/cysteine, glycine, phenylalanine, threonine, tyrosine, lysine, proline, methionine, tryptophane, homoserine, β-alanine, arginine.
Organische zuren:	Tartaarzuur, oxaalzuur, citroenzuur, malonzuur, azijnzuur, propionzuur, boterzuur, valeriaanzuur, barnsteenzuur, fumaarzuur, glycolzuur.
Enzymen:	Phosphatase, invertase, amylase, protease, polygalacturonase.
Andere stoffen:	Biotine (vit. H), thiamine (vit. B1), pantothenzuur, nicotinezuuramide (vit. PP), choline, inositol, pyridoxine (vit. B6), p-aminobenzoëzuur, n-methylnicotinezuur. Talrijke niet-geïdentificeerde stoffen die groeibevorderend of groeiremmend werken op schimmels, bacteriën of aaltjes.

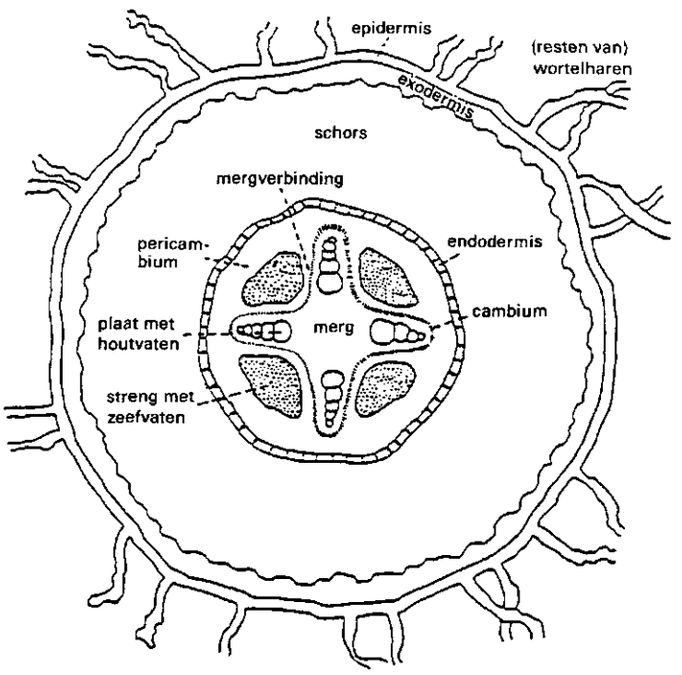
laag na laag de houtvaten, houtvezels en begeleidende parenchymcellen, die samen de stevige kern vormen. Vlak eromheen, net buiten het cambium, liggen de functionele zeefvaten. De afscherming naar buiten geschiedt door de verdere bastlagen en het kurkweefsel.

Meer in detail kunnen we de bouw en groei van de jonge wortel als volgt weergeven (zie de figuren 17.5 en 17.6). Het nog plastische en groeiende topje van de jonge wortel wordt afgedekt door het *wortelmutsje*. Dit kapje van cellen wordt van binnen uit steeds vernieuwd door nieuwe cellen en verliest naar buiten toe door afschuren en afsterving continu de oudere cellen. Het wortelmutsje beschermt de eigenlijke top van de groeiende wortel en vergemakkelijkt de penetratie. Deze top, het *groeipunt*, wordt gevormd door een geheel van zich steeds delende cellen, waarbij al zeer spoedig een aantal lagen zichtbaar worden. De buitenste laag vormt de omhullende *epidermis*. De eronder liggende lagen zullen de *schors* gaan vormen. De centraal gelegen celmassa ontwikkelt zich tot de centrale cylinder.

De intensieve aanmaak van cellen voltrekt zich in de eerste 1-2 mm van de jonge wortel. Na de vorming groeien de cellen in sterke mate in de lengte en duwen zo het topje verder de grond in. In deze strekkingszone, die al naar omstandigheden enkele mm tot enkele cm lang kan zijn, blijven de cellen nog dunwandig. Alleen in de centrale cylinder gaat de differentiatie al een stap verder. De eerste houtvaten, met een spiraalvormige verdikking die nog lengtegroei toelaat, worden zichtbaar. Ook zeefvaten beginnen zich te vormen. Als buitenste laag van de centrale cylinder wordt de *endodermis* zichtbaar, gekenmerkt door typische kurkbandjes in de radiaal en dwars georiënteerde celwanden. Deze onderbreken wellicht een continuïteit van binnenwaarts transport door de celwanden. Hierdoor kan de plant via het plasma van de endodermis controle uitoefenen op de absorptie. Het door de epidermis gevormde oppervlak blijft glad zolang de wortel nog door de grond schuift.

Dank zij de stijfheid en de verankering van de iets oudere delen wordt het mogelijk dat de worteltop met aanzienlijke kracht vooruitgestuwd wordt. Deze stuwende kracht is te danken aan de absorptie van water door de cellen in de strekkingszone. Als de cellen zich gestrekt hebben, verandert een worteldeel niet meer van plaats. Nu kunnen zich *wortelharen* vormen door uitstulping van een groot deel der epidermiscellen (figuur 17.6). Met behulp van de vele wortelharen, die veelal 1-3 mm lang zijn, wordt de contactoppervlakte met de bodem vergroot. Ook de slijmvorming aan de wortel draagt bij tot het contact met de bodem. Dit innige contact over een grote oppervlakte is noodzakelijk voor de continuïteit van de waterstroom van bodem tot blad.

Tussen de parenchymatische cellen treden al spoedig intercellulaire kanaaltjes op, het sterkst in de schors. Dit net van *met lucht gevulde holten* speelt een rol bij de interne aëratie van de wortel. Bij moerasplanten zijn deze holten ontwikkeld tot

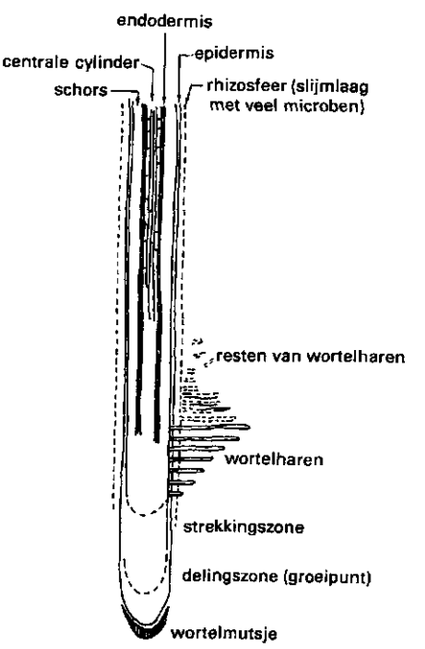


17.5 *Figuur*

Schematische dwarsdoorsnede van een jonge wortel. Reinders, 1955: 23.

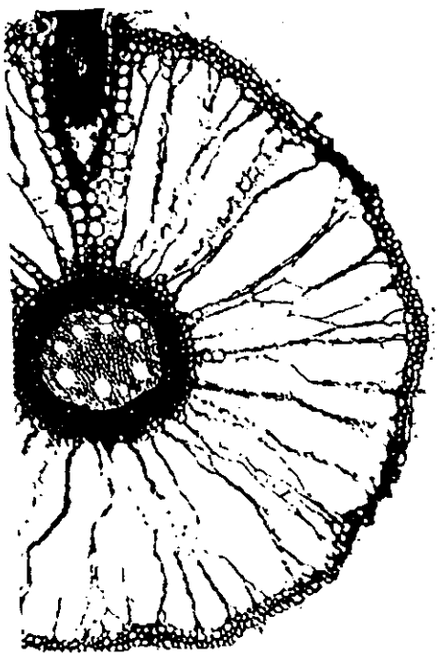
vrij grote, tot aan de spruit doorlopende kanalen (figuur 17.7). Voor deze planten, zoals rijst en riet, gelden dus niet de beperkingen die landplanten ondervinden door anaërobie in de bodem. Ze kunnen de lucht van boven aanvoeren.

De zone met wortelharen kan zeer wisselend van lengte zijn: bij snel groeiende wortels wel meer dan 10 cm onder gunstige condities. Als regel is de levensduur van de wortelharen beperkt tot enkele weken. Na afsterven worden ze verteerd door het bodemleven. Voorbij de zone der wortelharen en na het afsterven van de epidermis zet zich de differentiatie voort. De centrale cylinder wordt door



17.6 *Figuur*

Overlangse doorsnede van een jonge wortel (schematisch).



17.7 *Figuur*
Luchtkanalen in een wortel van een Pitrus (Juncus effusis) *(Smirnoff & Crawford, 1983: 241).*

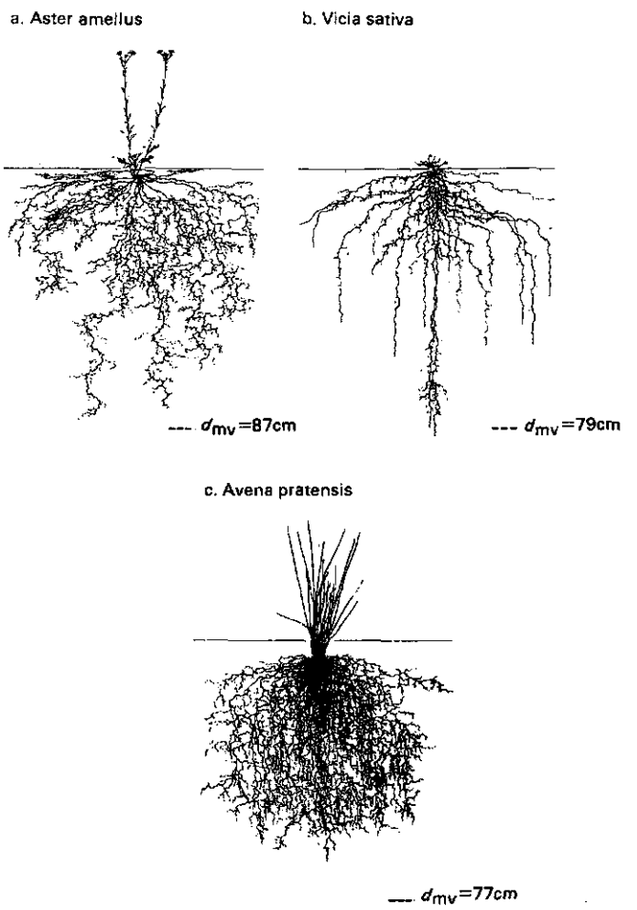
celwandverdikking in de endodermis nog sterker geïsoleerd en de schors begint als regel af te sterven. In de centrale cylinder neemt het aantal vaten toe.

Bij planten, waarvan de wortels geen secundaire diktegroei vertonen, blijft tenslotte na afsterven van de schors, alleen nog de centrale cylinder over. De wortels zijn dan niet meer wit maar bruin van kleur. Dit zien we o.a. bij grassen. Treedt wel secundaire diktegroei op dan begint de structuur van een oudere wortel steeds meer op die van de stam te lijken. De buitenste bastlagen zijn in sterke mate verkurkt, waarschijnlijk om waterverlies te voorkomen. Schors en endodermis zijn volkomen verdwenen. De kurklagen sluiten de binnenliggende vaten wel in sterke mate af van het milieu, maar geheel ondoorlatend is ook de oudere bast niet. Er zijn aanwijzingen dat houtige, meerjarige planten *toch het meeste water opnemen door de verkurkte wortels*, omdat die het grootste deel van het wortelstelsel kunnen uitmaken. Er zitten vele scheuren in, b.v. groeischeuren en scheuren bij de doorbraakpunten van zijwortels.

17.8 *Vragen*
a. Waar ligt figuur 17.5 in 17.6?
b. Waarom zal een wortel van een kiemplant een storende laag niet kunnen doorboren, waar een jonge wortel van een oudere plant dit soms wel kan?

17.2.2 Wortelstelsels

In zekere zin zijn we allen vertrouwd met de grote variatie die we bij wortelstelsels kunnen aantreffen (figuur 17.9). Bij bomen en struiken treft ons vooral het stelsel van aan de stam verbonden dikkere wortels die zich veelal wat kronkelend in de bodem uitstrekken en zich steeds fijner vertakken. Bij veel kruiden zien we op kleinere schaal iets dergelijks (17.9a), maar zowel bij kruiden als bomen kan soms één, recht naar beneden groeiende penwortel overheersen (17.9b). Bij grassen en granen zien we wortelstelsels die geheel uit fijne en zeer fijne wortels bestaan die direct aan stengel of wortelstok ontspruiten (17.9c).

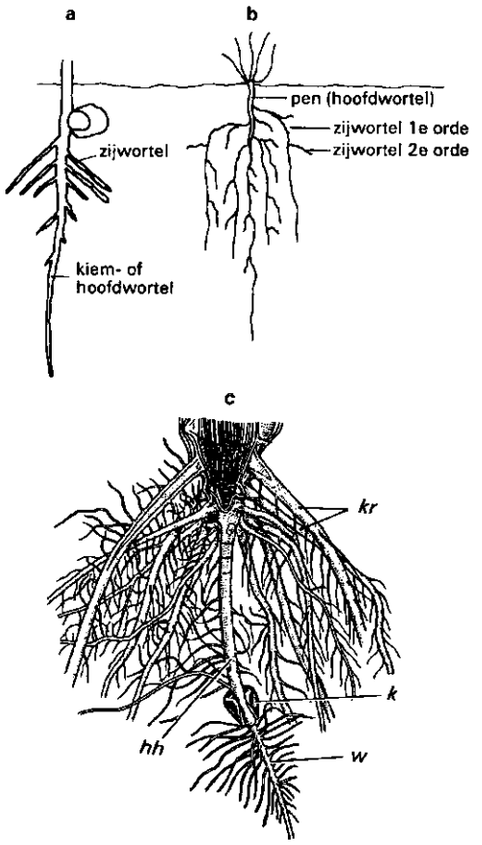


17.9 *Figuur*
Drie typen wortelstelsels. a. Aan een wortelstok ontspruitende wortels vertakken zich steeds verder; b. penwortel met vertakkingen; c. fijne wortels die alle ontspruiten aan de onderkant van de stengel.
Deze wortelbeelden komen uit Oostenrijk. a. Aster amellus *op een diep humeuze Pararendzina in Karinthië (kalkrijke berggrond); b.* Vicia sativa *(voederwikke) op een Braunerde bij Klagenfurt (verg. ooivaaggrond); c.* Avena pratensis *(beemdhaver) op een Rendzina in Burgenland (verg. krijteerdgrond). Lichtenegger, 1976: 42, 41 & 36.*

Aan de ene kant is de vorm van een wortelstelsel afhankelijk van de plantesoort. De neiging om vlak te wortelen of naar de diepte te gaan is genetisch vastgelegd, evenals de tendens tot grove of fijne vertakking. Aan de andere kant is er het milieu, in dit geval de bodem die de bewortelingsmogelijkheden van de plant bepaalt. Een *zogenaamde diepwortelaar* krijgt vaak geen kans diep te wortelen (figuur 17.1).

Wat preciezer zouden we kunnen stellen dat de aanleg voor de vorming van een bepaald wortelstelsel sterk is gebonden aan de *standplaatscondities*. In een homogene en redelijk vochtige, diepe bodem uit zich het verschil in aanleg het best. Zeer vlakke bewortelingtreedt op bij kort levende planten die in droge streken het schaarse regenwater moeten benutten. Langlevende planten, die droogteperioden moeten doorstaan, gaan vaak sterk de diepte in om daar aanwezige waterreserves te benutten. Potentiële diepwortelaars, meestal van het penworteltype, kunnen door storende omstandigheden gedwongen worden vlak te bewortelen.
Voor één en dezelfde soort plant is er een vrij vaste relatie tussen ondergrondse en bovengrondse delen omdat de opname van water de transpiratie moet kunnen bijhouden. Maar de verdeling van droge stof over bovengrondse en ondergrondse delen kan bij diverse levensvormen sterk uiteenlopen.

Naar wijze van ontstaan onderscheiden we een aantal typen wortels (figuur 17.10). Als gevolg van het verdere uitgroeien

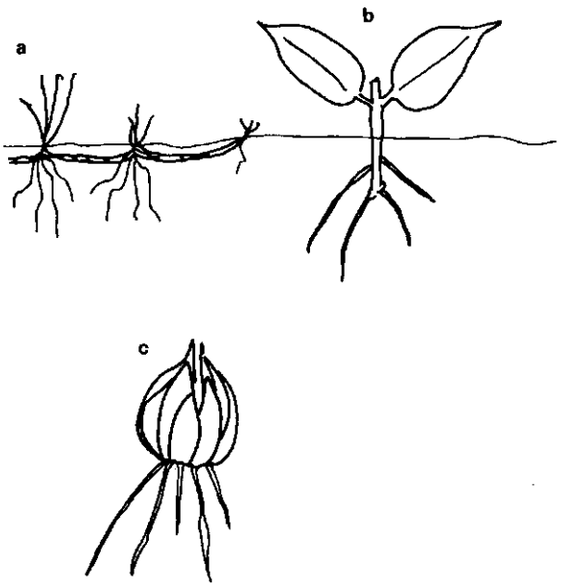


17.10 *Figuur*
Bouw van een wortelstelsel. a. Kiemplant van een boon; b. zijwortels van verschillende orde; c. kroonwortels (kr) bij diepgezaaide maïs, hh = halmheffer, k = leeggezogen korrelwand, w = hoofdwortel (Reinders, 1955: 20).

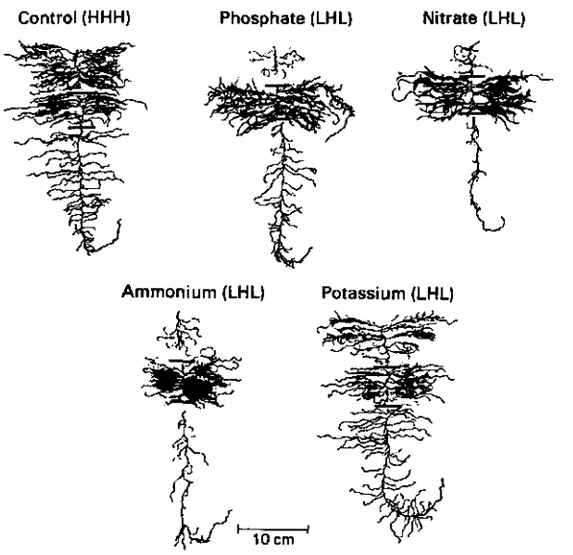
van de kiemwortel ontstaat de *hoofdwortel* (17.10a). Deze wortel blijft vaak lang herkenbaar, vooral als hij sterk verticaal naar de diepte groeit en zich als penwortel ontwikkelt. De vertakkingen van de hoofdwortel plus de verdere vertakkingen noemen we *zijwortels* van resp. de eerste, tweede, derde en vierde orde (17.10b). De soms talrijke, zeer dunne en kort levende zijwortels, die ook kunnen ontspringen aan de vaak reeds verkurkte oudere wortels, worden soms *haarwortels* genoemd. Haarwortels moeten niet verward worden met de wortelharen die alleen uitlopers van epidermiscellen zijn.
Bij granen zijn wortelgroeisnelheden gemeten van 2 cm/d voor de hoofdwortel, 0,5 cm/d voor de primaire zijwortels en 0,1 cm/d voor de secundaire zijwortels (Russell, 1977: 43).
Wortels kunnen ook aan andere delen van de plant ontstaan. De aan stengel of wortelstok ontspringende wortels noemen we *bijwortels* (figuur 17.12). Bij granen, waar deze bijwortels aan de knopen van opgaande stengels ontstaan, spreken we van *kroonwortels* (figuur 17.10c). In een aantal gevallen dienen de wortels in versterkte mate voor de opslag van reservevoedsel en kunnen dan opzwellen tot *knollen* van uiteenlopende vorm.

17.11 *Vraag*
Kunt u enige voorbeelden van knollen geven?

Welke vorm van wortelstelsel de plant kan realiseren, wordt vaak in sterke mate door de bodem bepaald. Plaatselijke groei en vertakking worden door gunstige omstandigheden gestimuleerd, nl. door aanwezigheid van voldoende water, voedsel



17.12 *Figuur*
Bijwortels. a. Aan uitlopers; b. aan stekken.; c. aan bollen.



17.13 *Figuur*
Effect van plaatselijke toediening van resp. fosfaat, nitraat, ammonium en kali op het wortelstelsel van gerst. De voedingsstof werd telkens gegeven in het dieptetraject tussen de twee horizontale strepen.

en lucht. Dit effect kan ook kunstmatig worden opgeroepen door plaatselijke toediening van meststoffen (figuur 17.13). De vorm van het wortelstelsel kan ons dus iets leren over de eigenschappen van het bodemprofiel.

17.14 *Vraag*
Ziet u verschillen in reactie op de voedingsstoffen (figuur 17.13)? Mogelijke verklaring?

17.3 METHODEN VAN BEWORTELINGSONDERZOEK

17.3.1 Wortelparameters

De wortelontwikkeling kan met behulp van verschillende parameters worden bepaald. De meest gebruikelijke zijn: aantal,

lengte en massa. Verder is het ook mogelijk de oppervlakte, de diameter en het volume van de wortels te meten. We zullen ons hier beperken tot aantal en verder nog iets over lengte zeggen. Er is geen plaatsruimte om een handleiding voor bewortelingsonderzoek te geven. Daarvoor zij verwezen naar het boek 'Methods of studying root systems' van Böhm (1979), dat een goed en uitvoerig overzicht is. Voor ons zijn enige onderzoekmethoden van belang die o.a. toegepast zijn om de bewortelbaarheid van gronden in het veld te onderzoeken.

De *wortellengte per eenheid bodemvolume* (uitgedrukt in cm/cm^3, m/dm^3 of km/m^3) wordt de laatste jaren door steeds meer onderzoekers gezien als de beste parameter voor de opnamecapaciteit. Daarom wordt in het veld vaak het *aantal wortels* op profielwanden geteld, wat snel gaat. Uit het aantal wortels per eenheid oppervlakte berekent men een *bewortelingsdichtheid* per diepte of per bodemhorizont. Hoe verhoudt deze zich tot wortellengte per volume? Bij het tellen van aantallen wordt geen onderscheid gemaakt tussen lange en korte wortels. Dit bezwaar blijkt niet groot te zijn want uit verschillende onderzoeken is gebleken dat er een redelijk goede correlatie bestaat tussen het aantal wortels per oppervlakte profielwand en de wortellengte per bodemvolume (zie Böhm, 1976 en Köpke, 1979). Daarom behandelen we nu eerst twee methoden die aantallen wortels in situ bepalen.

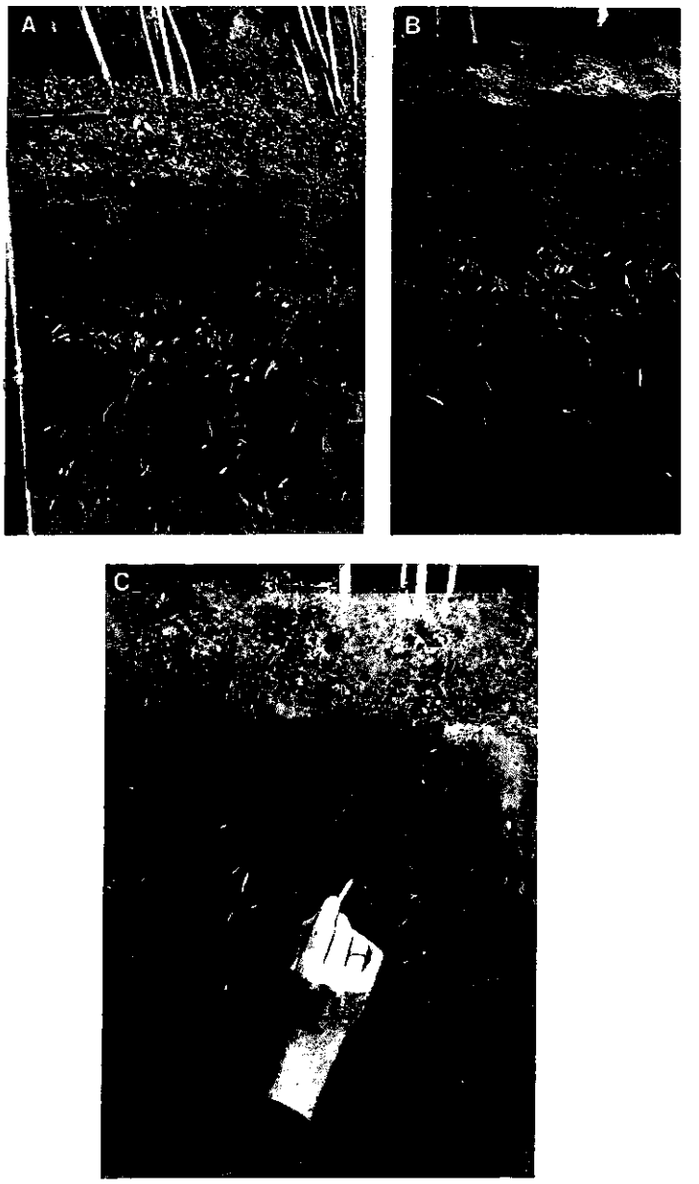
17.3.2 Tekenmethode en telmethode

Op zandgronden wordt voor het *uitprepareren van de wortels* een laagje van circa 2 mm grond van de profielwand afgespoten. Dit gaat gemakkelijk met een waterspuit onder een druk van 0,2 à 0,4 MPa. Door geleidelijk van boven naar beneden te werken voorkomt men dat eenmaal blootgespoelde wortels opnieuw met grond overdekt worden. Voor een profielwand van 1 m^2 is 5 à 10 liter water nodig. Deze methode voldoet goed, omdat van de kleinste wortels niet alleen de doorsnede maar ook de groeirichting zichtbaar wordt (foto 17.15b). Bij klei- en zavelgronden geschiedt het uitprepareren voorzichtig met een mes, harkje, vork, zakkennaald of fietsspaak.

Vervolgens spant men, met behulp van enkele spijkers, een vel plastic folie voor de profielwand. Hierop kunnen nu met een watervaste viltstift alle wortels in hun juiste ligging worden overgetekend, evenals de horizont- en structuurgrenzen (figuur 17.15c). De veldtekeningen kunnen voor verdere verwerking gelichtdrukt of fotografisch verkleind worden. Op de tekeningen wordt het aantal wortels per horizont of laagsgewijs per 5 of 10 cm geteld. Deze *tekenmethode op plastic folie* is ook toepasbaar bij gedetailleerde profielstudies, waarbij monsterplekken, scheurpatronen of de samenstelling van verwerkte lagen nauwkeurig moeten worden vastgelegd.

Een snelle manier om van een groot aantal proefplekken cijfermateriaal te verzamelen is de *directe telmethode*. De wortels worden uitgeprepareerd zoals boven beschreven. Tegen de profielwand wordt met enkele pennen een wortelraam bevestigd, meestal bestaande uit een metalen frame van 60 x 60 cm, door ijzerdraad onderverdeeld in ruiten van 5 x 5 cm. Daarna telt men het aantal wortels in elke ruit. Deze methode is sneller dan de tekenmethode, maar leent zich minder goed voor visuele weergave. Ook worden minder wortels geteld (tabel 17.16). Dit komt omdat men bij de tekenmethode aan het eind van de opname kan controleren of men bepaalde wortels heeft overgeslagen.

Zoals de methodes hierboven beschreven zijn, geven ze als resultaat het aantal wortels per verticale oppervlakte. Ze kunnen echter ook gebruikt worden om de *wortellengte per bodemvolume* te meten. Dit is veel bewerkelijker. Na het geheel glad maken van een profielwand wordt met spuiten en krabben een laag van precies 5 mm dikte verwijderd. Hierna telt men het aantal worteleenheden van 5 mm lengte. Daarbij wordt b.v. een wortel van 15 mm geteld als 3 eenheden. Tabel 17.16 geeft het resultaat van zo'n onderzoek. Het verschil in aantal worteleenheden tussen teken- en telmethode is vrij groot, maar het percentage per diepte verschilt weinig.



17.15 *Foto's*
Uitprepareren en overtekenen van wortels. a. Een glad afgestoken profielwand; b. een afgespoten profielwand; c. het overtekenen van wortels en horizontgrenzen op plastic folie. Foto Stiboka R26-115.

17.17 *Vraag*
Hoeveel bedraagt in tabel 17.16 de gemiddelde wortellengte per dm^3 bodemvolume (voor de totale gemeten diepte), resp. bepaald door telmethode en tekenmethode?

17.3.3 Andere methoden

Teken- en telmethode hebben als nadeel dat er kuilen gegraven moeten worden. Dit kan op proefvelden wel eens hinderlijk zijn, vooral als men meerdere opnamen tijdens het groeiseizoen wil doen. Een alternatief is dan de *buis- of minirhizotronmethode*, waarbij doorzichtige buizen in boorgaten geplaatst worden. Met een spiegeltje en een lampje kan men dan de wortelontwikkeling volgen door b.v. drie maal per week te tellen.

17.16 *Tabel*

Aantal eenheden en percentage van 5 mm wortellengtes, bepaald volgens resp. de tel- en tekenmethode aan een profielwand van 1 m breedte. De dikte van de afgespoten laag grond bedroeg 5 mm. Gemiddelde waarden van drie herhalingen. Böhm & Köpke, 1977: 299.

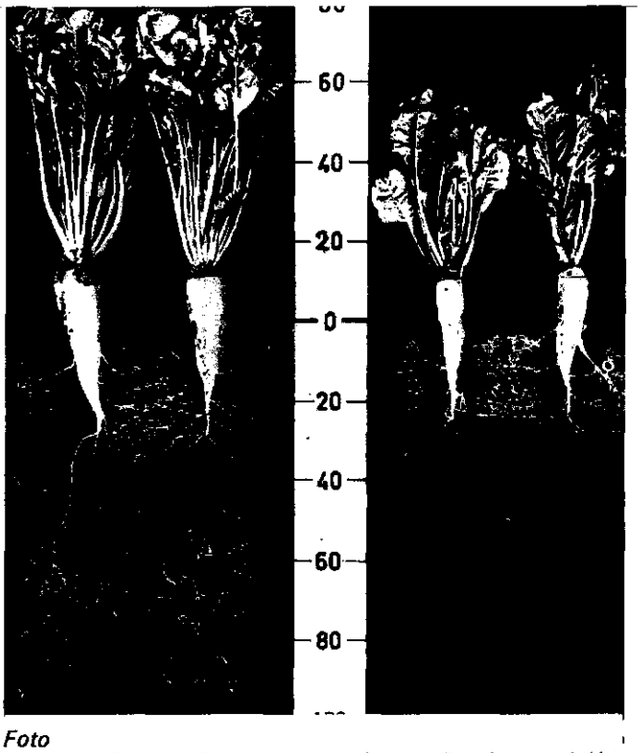
diepte (cm)	telmethode		tekenmethode	
	aantal	%	aantal	%
0– 5	315	32	338	28
5–10	186	19	237	20
10–15	123	12	185	16
15–20	145	15	176	15
20–25	76	8	95	8
25–30	38	4	54	4
30–35	33	3	39	3
35-40	26	2	19	2
40-45	11	1	13	1
45-50	19	2	13	1
50-55	11	1	12	1
55-60	8	1	8	1
60-65	2		2	
totaal	993	100	1191	100

Voor een eenmalige bemonstering is de *boormethode* geschikt. Men steekt hierbij met een speciale wortelboor van 10, 7 of 4 cm doorsnede 5 monsters van 20 cm of 10 monsters van 10 cm onder elkaar tot 1 m diepte. Om te voorkomen dat de wortels voortijdig breken mag de boor tijdens het insteken niet gedraaid worden. Op kleigrond kan men circa 100 monsters en op zandgrond circa 150 monsters per dag nemen. Bij de verdere verwerking zijn drie varianten mogelijk, te weten:

- het bepalen van de droge wortelmassa uit de boormonsters (meest bewerkelijk);
- het tellen van de wortels aan een doorgebroken monster;
- het schatten van de bewortelingsintensiteit aan een doorgebroken monster met behulp van een getekende standaardreeks (minst bewerkelijk).

In het algemeen worden er minder wortels gevonden dan bij de directe telmethode, terwijl de spreiding met de diepte snel toeneemt.

Tenslotte iets over de *spijkerplankmethode*. Deze wordt voor demonstratiedoeleinden gebruikt. Een dikke plank, voorzien van ongeveer 10 cm lange spijkers op afstanden van 10 cm van elkaar, wordt in een ruime profielkuil in de wand gedrukt. Met behulp van staaldraad wordt de grond achter de spijkers losgesneden. Op deze manier krijgt men op de plank een ongeveer 10 cm dikke plak grond met daarin een deel van het wortelstelsel. Het geheel wordt meegenomen naar het laboratorium, waar de grond tussen de spijkers wordt uitgespoeld. De spijkers houden de vrijgekomen wortels redelijk goed op hun plaats. Op deze manier krijgt men een beeld van de ruimtelijke wortelverdeling in het bodemprofiel (foto 17.18).



17.18 *Foto*

Invloed van diepe grondbewerking op wortel- en spruitgroei van voederbiet. Rechts: profiel van 30 cm matig humeus zand op uiterst humusarm zand; links: hetzelfde perceel, maar 70 jaar eerder tot een diepte van 100 cm gemengd (Goedewaagen, 1955: 60). Het wortelstelsel is bemonsterd met behulp van de spijkerplankmethode.

17.3.4 Het definiëren van de worteldiepte

Deze subparagraaf is grotendeels gebaseerd op Houben (1979), hoofdstuk 2, waarin ook een uitgebreide literatuuropgave te vinden is. Bij het bepalen van het vochtleverend vermogen van een grond wordt die diepte gekozen waarop nog net voldoende wortels aanwezig zijn om al het beschikbare hangwater aan de grond te onttrekken resp. om voldoende capillair water op te nemen. Het vaststellen van die diepte levert de nodige problemen op. Zo is niet bekend bij welk minimum van bewortelingsdichtheid een grond nog net kan worden leeggezogen en of dit minimum anders ligt bij hangwaterprofielen dan bij grondwaterprofielen. We moeten hier afgaan op voorlopige veldindrukken. Ook zijn mogelijk van belang: verschillen in opnemend vermogen van wortels tussen gewassen onderling; verschillen in wortelactiviteit; verschillen in binding van het bodemvocht als gevolg van verschillen in de fysische toestand van de bodem.

De onderzijde van de wortelzone wordt *totale worteldiepte* genoemd; dit is het niveau waar beneden nog slechts sporadisch een wortel weet door te dringen (diepte 95 cm in het voorbeeld in tabel 17.19). In de zone vlak daarboven zijn iets meer wortels aanwezig, maar vaak niet voldoende om de grond volledig te kunnen benutten. We hebben dus een tweede niveau nodig bij het definiëren van de worteldiepte: de *effectieve worteldiepte* (eW). Dit is de diepte waarop verondersteld wordt dat er net wèl voldoende wortels zijn om de grond te kunnen uitdrogen (zie ook figuur 18.8). Veldervaring doet

17.19 *Tabel*

Niveaus voor worteldiepte in relatie tot de wortelverdeling van gerst in een lichte zavelgrond, bepaald met de directe telmethode. (Houben, 1979: 5).

d_{mv} (cm)	aantal wortels per 0,5 dm² (10x5 cm) over een breedte van 60 cm						totaal aantal wortels	relatief aantal wortels (% cumulatief)	
0– 5	14	8	9	9	5	6	51	11	
5– 10	5	8	8	4	5	6	36	19	
10– 15	5	6	8	11	5	4	39	27	
15– 20	2	8	8	11	11	12	52	39	
20– 25	5	9	8	10	13	10	55	51	
25– 30	6	6	10	8	13	10	53	63	
30– 35	4	4	8	7	6	5	34	70	
35– 40	5	8	9	7	4	7	40	79	
40– 45	2	3	5	3	8	3	24	84	
45– 50	1	3	3	2	4	1	14	87	
50– 55	1	2	3	1	2	2	11	90	–onderzijde effectieve wortelzone = effectieve worteldiepte
55– 60	1	2	2	1	2	1	9	92	
60– 65	–	2	–	–	1	2	5	93	
65– 70	1	2	1	1	1	2	8	95	
70– 75	1	1	–	1	1	1	5	96	
75– 80	–	2	–	–	–	1	3	97	
80– 85	–	1	1	–	–	–	2	98	
85– 90	–	1	2	2	1	1	7	99	
90– 95	1	–	–	1	1	1	4	100	–onderzijde wortelzone = totale worteldiepte
95–100	–	–	–	–	–	1	1		
100–105	–	–	–	–	1	–	1		
105–110	–	–	–	–	1	–	1		

vermoeden dat hiervoor in zand vier wortels per dm² voldoende zijn. Ook wordt wel het niveau genoemd waarboven ongeveer 90% van de wortels voorkomt. Als we dit ook mogen toepassen op de gerst van de lichte zavelgrond in tabel 17.19, dan ligt daar de effectieve worteldiepte tussen 50 en 60 cm.

In dit voorbeeld is er een tamelijk groot verschil tussen totale en effectieve worteldiepte (95 tegenover 55 cm).

Tabel 17.19 geeft het resultaat van de directe telmethode (17.3.2) over een profieldiepte van 120 cm bij een breedte van 60 cm. We zouden de zes verticale kolommen als 'herhalingen' kunnen zien. Gemeten aan de '90%-methode' is dan de effectieve worteldiepte resp. 45, 60, 55, 50, 55 en 65 cm, gemeten aan de '4 wortels/dm²-methode' resp. 45, 70, 60, 50, 60 en 70 cm. Hieruit blijkt dat de methoden bij *dit* gewas en *deze* grond ongeveer hetzelfde resultaat geven.

De laag boven de effectieve worteldiepte heet de *effectieve wortelzone*. Gedeelten van wortelzones met uitsluitend wortels aan de oppervlakte van grote enkelvoudige prisma's worden niet tot de effectieve wortelzone gerekend. Deze wortels bestrijken het inwendige van de structuurelementen niet. Zoiets doet zich b.v. voor in knip- en komkleigronden.
Dit alles is bezien vanuit de groei van het gewas. Bezien we vanuit bodemkundige zijde de bewortelingsmogelijkheid van het profiel, dan spreken we van bewortel*bare* diepte. Deze diepte komt overeen met de grenswaarde van één van beperkende factoren voor de wortelgroei (zie 17.5.1).

Niet voor alle volgroeide gewassen geldt dat de grens van de fysisch-chemische beperkingen (de bewortelbare diepte) gelijk is aan de totale worteldiepte. Zo wortelen met name aardappels ondiep, waardoor ook de effectieve worteldiepte veel minder is dan naar de profielkenmerken verwacht zou worden (Van Soesbergen, 1975).
De eW zou eigenlijk voorzien moeten worden van indexen, b.v. eW_a, de effectieve worteldiepte voor aardappelen. De modellen die voor de vochtonttrekking ontwikkeld worden gaan nog verder; die houden ook rekening met de toenemende worteldiepte tijdens de groei tot aan de bij het volgroeide gewas behorende eW.
Soms is de effectieve worteldiepte vrijwel gelijk aan de totale worteldiepte; beide diep in figuur 17.39a, beide ondiep in figuur 17.41, soms is zij zeer verschillend (figuur 17.30c en 17.39b).

17.4 FYSIOLOGISCHE ASPECTEN

17.4.1 De wisselwerking wortels-spruit

Alvorens het proces van absorptie van water, mineralen en eventueel ook andere substanties door de wortel te bespreken, is het nuttig na te gaan hoe groot een wortelstelsel zou moeten zijn voor optimale groei van de plant. Bij de grootte van het wortelstelsel moeten we zowel op uitgebreidheid als op dichtheid van de vertakking letten.
In de loop der tijden hebben we steeds beter leren inzien dat er tussen de grootte van spruit en wortel een vrij vaste relatie bestaat als gevolg van een *functioneel evenwicht*. Dit variabele evenwicht is gebaseerd op de onderlinge afhankelijkheid van de bovengrondse delen, vooral de bladmassa en de ondergrondse delen, speciaal de in de absorptie werkzame wortels. De groei van de wortels is afhankelijk van door het blad geproduceerde assimilaten. Omgekeerd is het goed functioneren van het blad afhankelijk van voldoende toevoer van water en mineralen door de wortels.
Daar water in grote hoeveelheden gebruikt wordt is het een sterk werkzame factor. De wortels moeten in staat zijn uit de bodem de voor de verdamping noodzakelijke hoeveelheid op te nemen. Het is gebleken dat de functionele wortoppervlakte in de bodem redelijk vergelijkbaar is met de bladoppervlakte, effectief in de verdamping. Maar veel licht, sterke verdamping en arme bodem resulteren in relatief grote wortelstelsels, al kan



17.20 *Foto*
Groei van koolzaad onder zeer gunstige omstandigheden op een jonge grond in de Noordoostpolder (ondergrond nog niet gerijpt). Let op de lage wortel-spruit-verhouding (Goedewaagen, 1955: 41).

de plant soms klein zijn. Gunstige condities in de bodem, die het functioneren van de wortels begunstigen, resulteren in een relatief grote spruit, dus een lage wortel-spruit-verhouding. Ook kan het wortelstelsel dan beperkt blijven tot een geringer volume grond (foto 17.20).
Een gewas te velde groeit onder omstandigheden die voor een groot deel niet beheerst kunnen worden. Er is een grote variatie in omstandigheden van jaar tot jaar, maar vooral ook binnen de vegetatieperiode van een gewas. Perioden van droogte of overvloedige regenval zijn in Nederland niet zeldzaam. Verder kan ook de temperatuur sterk schommelen. Vooral wanneer er sprake is van een langdurige periode met min of meer extreme omstandigheden, worden er aan de mogelijkheden tot opname door de wortels hoge eisen gesteld. Planten met een minder goed ontwikkeld wortelstelsel zullen onder extreme omstandigheden eerder te gronde gaan dan die met een goed

onwikkeld wortelstelsel. Het is dus verstandig om ervoor te *zorgen dat de wortelgroei van de gewassen zo weinig mogelijk belemmerd wordt*, zolang men niet alle belangrijke groeifactoren in de hand heeft, zoals in de kastuinbouw.

De regulering van deze wortel-spruit-verhouding is nog niet volledig verklaard. Onder schaarse belichting, en dus ook geringere verdamping, staat de spruit minder assimilaten aan de wortels af. De groei van de wortels blijft dus achter. Bij armoede aan water en mineralen wordt de spruit relatief het slechtst voorzien en blijft die in groei wat achter t.o.v. de wortels. Maar naast deze meer directe sturing door de voedingsstoffen spelen ook regulatoren (*hormonen*) een rol. De wortel is voor de aanvoer van auxinen van de spruit afhankelijk, terwijl de spruit door de wortels van cytokininen en gibberellinen wordt voorzien (zie ook Russell, 1977: 9-29).
De hoeveelheid wortels en de verdeling ervan in het profiel hoeven niet altijd een volledige weerspiegeling te zijn van de bodemeigenschappen. Als regel zal dit wel het geval zijn bij overjarige gewassen, heesters en vooral bij bomen. Hier zien we een beeld dat de resultante is van vele jaren groei. De wortels hebben gelegenheid en tijd gehad hun vermogen ten volle te ontplooien. Bestaat de vegetatie uit eenjarige planten, vooral als ze kortlevend zijn, dan hoeven de wortels lang niet alle beschikbare ruimte benut te hebben.

Samenvattend, tussen spruit en wortel bestaat een zekere relatie. Grotere planten hebben meer wortels nodig om in hun behoefte te voorzien. Maar in vruchtbare bodems kan de plant met relatief minder wortels toe.

17.21 *Vragen*
a. Kunt u enige maatregelen noemen die een diepe wortelontwikkeling bevorderen?
b. Welke twee mogelijkheden heeft de plant om het opnemend vermogen aan te passen aan de milieuomstandigheden?
c. Welke invloed heeft de lichtintensiteit meestal op de wortel-spruit-verhouding?
d. En stikstofbemesting?

17.22 *Vragen*
a. Verklaar het niet-beworteld zijn van de ondergrond in figuur 17.18 (rechts).
b. Verklaar de weinig bewortelde tussenlaag bij 40 cm diepte in figuur 17.18 (links).
c. Verklaar het verschil in spruitgroei tussen figuur 17.18 links en rechts.

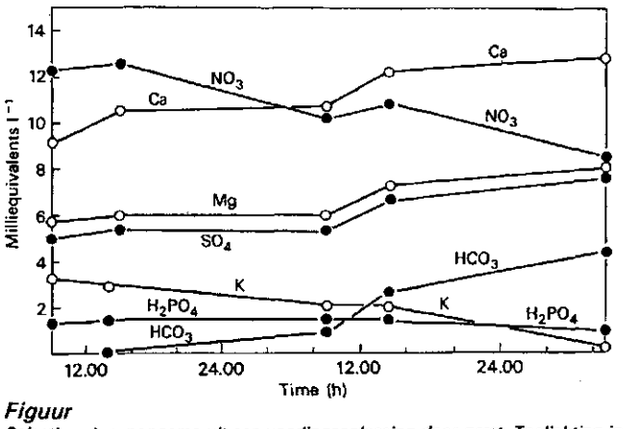
17.4.2 Opname van water en voedingsstoffen

17.23 *Proef*
Planten kunnen groeien op watercultures (zoutoplossingen). Men kan bv. zonnebloemplantjes nemen en de wortels laten hangen in een jampot met voedingsoplossing (zie beneden). De plantjes worden vastgehouden door plukjes watten in gaten van een geparaffineerde kurk. Door één of meer elementen uit de voedingsoplossing weg te laten kunnen gebreksverschijnselen worden opgewekt.
Hoagland (1923) experimenteerde met allerlei zouten om te kijken in hoeverre de ionen uit die zouten werden opgenomen. Op basis van dit soort onderzoek zijn recepten gemaakt. Eén van de nu nog gebruikte recepten voor een complete voedingsoplossing luidt als volgt:
Macro-elementen
2,5 mM KNO_3 (253 mg kaliumnitraat per liter voedingsoplossing)
0,5 mM KH_2PO_4 (68 mg kaliumdiwaterstoffosfaat/l)
1,0 mM $MgSO_4.7H_2O$ (246 mg magnesiumsulfaat/l)
2,5 mM $Ca(NO_3)_2.4H_2O$ (590 mg calciumnitraat/l)
Spoorelementen
0,1 mg B/l (0,572 mg boorzuur, H_3BO_3, per liter)
0,1 mg Mn/l (0,362 mg mangaandichloride, $MnCl_2$, per liter)
0,01 mg Zn/l (0,044 mg zinksulfaat, $ZnSO_4.7H_2O$, per liter)
0,004 mg Cu/l (0,016 mg kopersulfaat, $CuSO_4.5H_2O$, per liter)
0,01 mg Mo/l (0,018 mg molybdeenzuur, $H_2MoO_4.H_2O$, per liter)
IJzer wordt gegeven, complex gebonden met EDTA (5 mg Fe/l, door 24,8 mg $FeSO_4.7H_2O$ te doen in een oplossing van het dinatriumzout van diaminoethaantetra-azijnzuur). Vooral voor granen kan het nodig zijn de pH vrij laag te houden (4 à 5, te bereiken door toevoeging van een beetje 0,25 M H_2SO_4), anders is het ijzer niet opneembaar.

In het begin van de vorige eeuw dacht men dat de plant zich voedde met organische stoffen uit de bodem (humustheorie van Thaer). In zijn algemeenheid bleek dit niet juist, hetgeen in proeven duidelijk blijkt (proef 17.23). Hogere planten voeden zich met CO_2 uit de lucht en nemen als regel de overige stoffen uit de bodem op. De absorptie uit de bodem geschiedt wat de mineralen betreft hoofdzakelijk in minerale vorm, zoals de ionen K^+, $H_2PO_4^-$, NH_4^+, NO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} en SO_4^{2-}. Voor een aantal ionen, vooral spoorelementen, kan chelatie vaak een betere opname tot gevolg hebben. Naast ureum, $CO(NH_2)_2$, kunnen de wortels talloze in water oplosbare organische stoffen opnemen. Kwantitatief is dit van geen belang, noch zijn ze essentieel voor de voeding.
Bij de opname van water en voedingsstoffen door de plant moeten we twee processen onderscheiden. In de eerste plaats zijn er de processen van *invoer in de plant*, waarbij de stof dus aan de onmiddellijke omgeving van de wortel wordt onttrokken. Daar echter de voorraad water en ionen in de rhizosfeer maar gering is, moeten er grote hoeveelheden nageleverd worden door de omgeving. De groei van de plant is in sterke mate afhankelijk van deze *toeleveringsprocessen in de bodem*, waarbij de beweeglijkheid van water en voedingsstoffen een rol speelt en daarnaast de dichtheid van doorworteling van belang is. Hoe dichter de doorworteling hoe korter de transportafstanden worden, hetgeen de onttrekking begunstigt.
De *opname van water* door de plant is een gevolg van het feit dat door verdamping of groei de waterpotentiaal in de plant verlaagd wordt. Deze lage, sterker negatieve, waterpotentiaal in spruit en wortel heeft *automatisch* een instroming tot gevolg, zolang in het milieu de potentiaal hoger is.

De *absorptie van minerale ionen* is overwegend een *actief* proces, d.w.z. er wordt energie voor verbruikt. Als gevolg hiervan kunnen ionen opgenomen worden, totdat de concentratie buiten de wortel uiterst laag is. Inwendig is dan de concentratie veel hoger. Ook een belangrijk verschijnsel is, dat de plant de voedingsstoffen selectief opneemt. De absorptie wordt voornamelijk door de behoefte bepaald, die al naar de soort verschillend kan zijn.

Dat een plant ionen als nitraat, fosfaat en kalium sterker kan opnemen dan water, maar b.v. sulfaat, calcium en magnesium enigszins kan buitensluiten, blijkt uit een klassieke proef, beschreven door Hoagland (figuur 17.24). Hij liet 560 gerstplanten op een complete voedingsoplossing groeien in een kas. De verdampte hoeveelheid vocht werd niet aangevuld. De concentraties werden regelmatig gemeten in een verzamelmonster (5 ml uit elk van de 80 potten bij elkaar gevoegd). Door de selectieve opname daalden de concentraties van nitraat en kalium en stegen de overige; fosfaat werd ongeveer in gelijke mate opgenomen als water. De proef illustreert ook dat de gerstplanten in dit geval anionen hebben uitgescheiden om de elektroneutraliteit te handhaven (stijging HCO_3^--concentratie).



17.24 *Figuur*
Selectieve ionenopname uit een voedingsoplossing door gerst. Toelichting in de tekst. Russell, 1977: 63 (oorspr. Hoagland, 1923: 241).

Massastroming en diffusie

Daar zowel water als ionen aan de directe omgeving van de wortel onttrokken worden treden er gradiënten op. Zo zal water naar de wortel toestromen. In deze bewegende bodemoplossing worden tevens de opgeloste bestanddelen meegenomen. Dit proces noemt men *massastroming* (eigenlijk zou een beter woord zijn: mediumtransport). De hoeveelheid meegevoerde mineralen wordt bepaald door de samenstelling van de bodemoplossing en niet door de behoefte van de plant. Veelal wordt zo onvoldoende fosfaat en een overmaat aan Ca^{2+} meegevoerd.

Als de plant door selectieve absorptie meer ionen opneemt dan er worden meegenomen door de massastroming, wordt de concentratie van het betreffende ion om de wortel uiterst laag. Onafhankelijk van de waterbeweging zal dan *diffusie* van hoge naar lage concentratie op gang komen, dus naar de wortel toe. Het ionentransport is te vergelijken met een roltrap. Staat men stil op een bewegende roltrap, dan is er alleen massastroming, gaat men lopen dan komt de diffusie erbij. Er zijn ionen die in dezelfde richting lopen als de roltrap (heendiffusie), maar er zijn er ook die er tegenin lopen (terugdiffusie). Dit laatste is het geval bij de ionen die de plant niet nodig heeft of in mindere mate dan aangeboden. Deze kunnen tot op zekere hoogte door de plant worden buitengesloten. Dit leidt tot een ophoping van deze ionen aan de buitenwand van de wortel, waardoor de concentratiegradiënt van de wortel af gericht wordt. Dit proces is ook van belang bij het weren van toxische stoffen.

De toelevering van voedingsstoffen door diffusie is vooral van belang voor ionen die maar in zeer lage concentraties in het bodemvocht voorkomen. Immers, dan is de massastroming ontoereikend. Maar diffusie is een traag proces, vooral als het concentratieverschil klein is. Vandaar dat het van veel belang is de transportafstand te verkorten. Hier blijkt het nut van een dichte doorworteling of het voorkomen van mycorrhizen, die met hun schimmeldraden voor een intensief contact met de bodem zorgen (zie kleine letters aan het eind van deze subparagraaf en figuur 15.39).

Vergeleken met het gemiddelde aanbod in de bodem wordt relatief meer kalium dan calcium opgenomen en meer fosfaat dan sulfaat (figuur 17.24). De regulering van de opname naar behoefte is des te beter naarmate via de zeefvaten een terugvloei van bepaalde ionen vanuit de spruit naar de wortel mogelijk is. De plant is in staat om op deze wijze fosfaat en kalium gelijkmatig over haar organen te verdelen. Deze mogelijkheid ontbreekt voor calcium. Plaatselijk *calciumgebrek* in de plant komt hierdoor vaak voor (neusrot bij tomaat, stip bij appel). Stikstof neemt een tussenpositie in omdat nitraat niet naar de wortel terug kan stromen; het moet eerst omgezet zijn in organische stikstof.

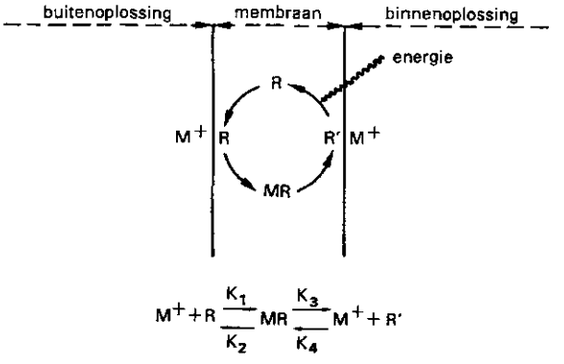
Draagstoftheorie

Hoe slaagt de plant erin ionen selectief op te nemen? Een mogelijke verklaring geeft de *draagstoftheorie*. Het proces van ionenopname via draagstoffen is schematisch weergegeven in figuur 17.25. Ter weerszijden van de levende stof in de cel, het cytoplasma, zitten membranen. Een draagstof R (Eng. carrier) gaat een binding aan met een ion M^+, transporteert dit ion vervolgens door het membraan, waarna aan de binnenzijde ontkoppeling van het complex plaatsvindt. Deze ontkoppeling kost energie. De draagstof moet eerst weer met energie opgeladen worden via ATP (adenosinetrifosfaat), alvorens de nieuwe cyclus doorlopen kan worden.

Er zouden specifieke draagstoffen kunnen zijn die maar voor één ion geschikt zijn en gemeenschappelijke die meer dan één ion kunnen dragen. Het laatste type draagstof zou b.v. kunnen verklaren waarom K^+ en Mg^{2+} elkaar beconcurreren bij de opname door gras. Een overmatig K^+-aanbod kan leiden tot Mg^{2+}-tekort in gras, met *kopziekte* als gevolg, tenzij men het vee Mg^{2+}-houdende bijvoeding geeft (likstenen, krachtvoer).

Invloed op pH

Door de selectieve opname zullen er vaak meer anionen dan kationen worden opgenomen (b.v. bij NO_3^--voeding), of andersom (NH_4^+-voeding). Dit is in strijd met de natuurwet van de elektroneutraliteit. Het blijkt dan ook, dat de plant,



17.25 *Figuur*

Complexvorming van ion M^+ en draagstof R maakt transport van het ion mogelijk door een celmembraan. K_1 t/m K_4 zijn de evenwichtsconstanten van de verschillende reacties.

zowel intern als extern de *elektroneutraliteit* handhaaft (zie bv. De Wit e.a., 1963; Ben Zioni e.a. 1971; Ländchli & Bieleski, 1983). Intern door de produktie of afbraak van organische anionen, zoals oxalaten, citraten en malaten. Extern door uitscheiden van H^+- of OH^--ionen. Sommigen veronderstellen dat ook HCO_3^--ionen kunnen worden uitgescheiden (figuur 17.24). Het verrassende van deze theorie is, dat het erop lijkt dat de *wortel zijn milieu vaker basischer maakt dan zuurder*: nitraatvoeding overheerst namelijk en de plant kan daarvoor zuurbindende ionen teruggeven.

Sommige onderzoekers nemen aan dat alle cellen buiten de endodermis tot actieve ionenopname in staat zijn ook al is de endodermis reeds verkurkt. Als de ionen via de levende verbindingen tussen de cellen, de plasmodesmata, in het xyleem zijn aangekomen, vindt er verder een passief transport plaats met de waterstroom tot aan de bladeren.

Welk deel van het wortelstelsel is nu het meest actief t.a.v. de opname? Zolang de epidermis nog intact is, bestaat de buitenlaag van de wortel uit een goed doorlatend weefsel. Optimaal contact met de bodem is er in de zone met wortelharen. Na het afsterven van wortelharen en epidermis neemt het opnemend vermogen af door verhouting en verkurking. Voor het zover is, kan de wortel al een aanzienlijke lengte bereikt hebben. Volledig ondoorlatend worden de buitenlagen van de wortel nooit, zoals we al constateerden (17.2.1). De opvatting dat alleen de jonge en nog min of meer wit gekleurde wortels tot opname in staat zouden zijn, is dus niet geheel juist. Anderzijds is de periode waarin het opnemend vermogen van een wortelgedeelte groot is, slechts kort: waarschijnlijk enige dagen tot enige weken. *Het wortelstelsel moet dus blijven groeien.* Tabel 17.26 geeft een indruk van de opnamesnelheid van de hoofdvoedingselementen.

Nodige worteldichtheden

In de exponentiële groeifase van de jonge plant lopen blad- en worteloppervlak in sterke mate gelijk op. Omdat tijdelijk vaak grote delen van de bodem voor toelevering uitvallen, moet het wortelstelsel liefst overcapaciteit bezitten. Daarnaast is de verdeling in de bodem van belang. Opeenhoping van wortels in wormgangen en scheuren veroorzaakt nutteloze onderlinge concurrentie. Om de voorraad weinig mobiele stoffen, zoals fosfaat, te benutten zijn worteldichtheden van 1 à 10 cm/cm³ noodzakelijk met een regelmatige verdeling. Voor wateronttrekking kan worden volstaan met een ijlere dichtheid (1 à 5 cm/cm³) en voor stikstof met een nog lagere: 0,1 à 1 cm/cm³ (Van Noordwijk, 1983: 222). Een dichte bewortelingkan wijzen op de aanwezigheid van veel beschikbare stikstof- en/of fosforverbindingen (figuur 17.13).

17.26 *Tabel*

Orde van grootte van opnamesnelheden van water, N, P en K bij een goed groeiend gewas, dat 2 m^2 actieve worteloppervlakte heeft per m^2 veldoppervlakte.

Opnamesnelheid van	water	N	P	K
per ha veldoppervlakte per dag	4 mm	2 kg	0,25 kg	2 kg
per cm^2 actieve worteloppervlakte per dag	0,2 cm^3	10 µg	1 µg	10 µg
per cm actieve wortellengte per dag	5 mm^3	0,25 µg	0,025 µg	0,25 µg

Mycorrhizen

Er zijn weinig aanwijzingen dat bacteriën de beschikbaarheid van b.v. fosfaat voor de hogere plant bevorderen. Gerretsen (1948) vond weliswaar dat bacteriën fosfaat kunnen mobiliseren, maar vermoedelijk komt dit alleen de bacteriën ten goede. Er zijn zelfs gevallen beschreven dat de bacteriën de plant beconcurreren (voor een literatuuroverzicht, zie Russell, 1977: 124-129). Anders ligt het met schimmels. Sommige schimmels leven in symbiose met de hogere plant. Ze gebruiken assimilaten van de waardplant en leveren als tegenprestatie fosfaten, die ze kunnen mobiliseren uit moeilijk oplosbare verbindingen. Deze schimmels worden *mycorrhizen* genoemd (lett. schimmelwortels). Hun effect is vergelijkbaar met dat van wortelharen in die zin dat ze het volume grond vergroten dat in contact met de wortel komt. Ze zijn vooral belangrijk bij een lage fosfaattoestand (voorbeeld: den). De bijdrage aan de voeding van goed bemeste gewassen lijkt gering. Eveneens spelen ze een rol bij de opname van NH_4^+ uit verteerd strooisel en organische stof. Zie ook subparagraaf 15.4.2; in 17.7.2 staan enige literatuurverwijzingen. Het is niet uitgesloten dat het onlangs geconstateerde gunstige effect van mycorrhizen op schade door 'zure regen' te maken heeft met mobilisatie van fosfaat. De overmaat stikstofverbindingen in de zure depositie zou immers de N-P-balans kunnen verstoren.

17.4.3 Kunstmest of organische mest?

Hoewel overtuigend is aangetoond dat een plant voor een goede groei vrijwel geheel is aangewezen op de opname van mineralen in ionvorm en dat de absorptie van organische verbindingen ten enen male ontoereikend is, is de discussie uit de vorige eeuw tussen het voor of tegen van kunstmest weer opgelaaid. In deze discussie wordt vaak geen onderscheid gemaakt tussen de eigenlijke voeding van de plant zelf en de voorziening van de bodem met voedingsstoffen.

De oude *humustheorie van Thaer* luidde, dat planten zich voeden met organische stof. De theorie kwam voort uit de waarneming dat vruchtbaarheid als regel samenging met een hoog humusgehalte. En ook was vroeger nauwelijks iets anders dan organische mest beschikbaar. Toen stelde *Liebig* dat de plant zijn organische stof verkrijgt door assimilatie van koolzuur uit de lucht en uit de bodem alleen mineralen en water opneemt (Snelders, 1980: 230). Men was er immers al in geslaagd planten te telen op oplossingen, dus zonder organische stof in het wortelmilieu te geven (proef 17.23).

Mineralisatie als onderdeel kringloop

Heden ten dage is men meer geneigd het gebeuren in de ongerepte natuur mee in de beschouwing te betrekken. Men heeft vastgesteld, dat in een gesloten plantendek, dat het hele jaar aanwezig is, in sterke mate een kringloop optreedt. In bos b.v. is het grootste deel van de mineralen in de vegetatie opgehoopt. Door uitloging met regen, blad- en takval keert voeding naar de bodem terug. Uit strooisel en humus worden de mineralen dan weer opnieuw opgenomen. De minerale bodem draagt, o.a. door verwering, maar weinig bij, evenals de neerslag. In dit proces is het vrijkomen van ionen als NH_4^+, NO_3^- en SO_4^{2-} in sterke mate gebonden aan de *mineralisatie*. Ze komen dus geleidelijk beschikbaar. De meeste andere voedingsstoffen komen echter *in ionvorm* voor, als zouten of in geadsorbeerde toestand. Ondanks het ingewikkelde gebeuren in de bodem nemen de wortels de mineralen overwegend in ionvorm op, al spelen chelaten, vooral voor spoorelementen, een kleine rol. Wat de voeding van het gewas betreft is er dus weinig reden kunstmest af te wijzen. Dat het uitstekend voldoet zien we in de teelt op substraten (b.v. steenwol) of op stromende voedingsoplossing (voedingsfilm) in de tuinbouw.

Organische stof is bodembemesting

Waarom dan toch de sterke voorkeur voor organische bemesting en soms zelfs het beschouwen van kunstmest als gif? Tot nog toe hebben we een belangrijk feit nog niet besproken. Met organische bemesting voeren we een grote massa voedsel aan voor het bodemleven. Strooisel, compost, stalmest, enz. worden door talloze organismen gegeten of benut, waarbij 'stabiele' humus het eindprodukt is (zie § 8.2). *Organische bemesting intensiveert het bodemleven en levert humus.* Langs deze weg draagt het bij aan verbetering van de bodemstructuur, diversiteit van het bodemleven, toegenomen buffercapaciteit en mineralenvoorziening.

Is dit evidente voordeel, dat ook in de moderne landbouw algemeen erkend wordt, nu een reden om kunstmest af te wijzen? Daar is nauwelijks reden voor, tenzij men zeer bepaalde natuurfilosofische inzichten hanteert. Immers, op geen enkel bedrijf is er een gesloten kringloop. Men zal dus altijd voedingsstoffen van buiten af moeten invoeren. Voor stikstof kan men nog op vastlegging door microben en leguminosen rekenen (zie 15.3.3 en 15.4.2). Maar alle andere elementen moet men van buiten af, b.v. uit de natuur, aanvoeren. Men gebruikt dan strooisel, zeewier, enz., waaruit de voedingsstoffen slechts langzaam vrijkomen. De voorkeur voor natuurlijke meststoffen is een kwestie van *levensbeschouwing*. Het is natuurwetenschappelijk niet te bewijzen dat de planten daardoor beter van kwaliteit zijn.

Bij een evenwichtige bemesting en een goede dosering voldoet de goed oplosbare kunstmest – mede ook dankzij de buffering in de grond – geheel aan de behoeften van de plant. En, zo men wil, bestaat er ook kunstmest in langzaam ter beschikking komende vorm.

Wereldvoedselprobleem

Op wereldschaal is *niet voldoende organische stof beschikbaar* om de onttrekking aan voedingsstoffen te compenseren. Dit komt, omdat de kringloop niet gesloten is. Afschaffing van kunstmest zou dus een sterke produktiedaling veroorzaken en een verergering van het wereldvoedselprobleem.

Veelal ziet men over 't hoofd dat ook bij zuiver minerale bemesting een *indirecte aanvoer van organische stof* aan de bodem optreedt. Hoe meer gewas, des te meer wortel en stoppelresten de bodem ten goede komen. Naarmate een gewas beter groeit zal er ook meer organische stof uit het wortelstels verloren gaan: dit door weglekken uit levende wortels en door afsterving van worteldelen. Een groeiende plant voedt de rhizosfeer (zie 17.1.2). Dus ook kunstmest kan langs indirecte weg de bodem met een paar ton organische stof per jaar voorzien. En op arme grond draagt kunstmest ook direct bij aan de voeding van de microben.

Meststoffenbalans nodig

Ongewenste samenstelling van het oogstprodukt, b.v. een hoog nitraatgehalte, of belasting van het milieu, hangen niet af van de keuze tussen kunstmest en organische mest, maar van de *dosering* en de juiste aanwending in combinatie met de teelt. Een verstandige boer zal streven naar een goed gedoseerde *combinatie* van organische en anorganische bemesting. Dit vereist het opstellen van een *meststoffenbalans* (zie

Rinsema, 1985: 136 en 183; Pelser, 1984: 94-98). We kunnen hier niet verder op het onderwerp van deze subparagraaf ingaan (zie b.v. Schuffelen, 1975; Nauta, 1979; De Wit, 1968). Conclusie: de in de titel van deze subparagraaf gesuggereerde tegenstelling tussen kunstmest en organische mest bestaat landbouwwetenschappelijk gezien niet.

17.4.4 Gevolgen van geremde worteladembaling

De bladeren produceren onder invloed van het zonlicht uit H_2O en CO_2 organische stoffen. Een deel van deze assimilaten wordt via de zeefvaten naar de wortels vervoerd, waar ze kunnen dienen als bouwstoffen voor nieuwe wortels of als leverancier van chemische energie. Ook gaat een deel van de assimilaten verloren door afsterven van worteldelen en misschien door uitscheiding. Voor het omzetten van de assimilaten in energie is zuurstof nodig. Voor de meeste planten geldt dat de zuurstof door de bodem geleverd moet worden. Wat doet de plant met de geproduceerde energie? Zoals we al zagen, zijn belangrijke processen in de wortel de bouw van weefsels en de actieve opname van ionen. Remming van de worteladembaling door *zuurstofgebrek* zal dus betekenen dat zowel de wortelgroei als de ionenopname vertraagd worden.
Worteladembaling en wortelactiviteit zijn sterk gekoppeld aan de *temperatuur*. Bij lage temperatuur is er maar een zeer geringe activiteit. Vandaar dat zuurstofgebrek, b.v. door overstroming, in de winter maar langzaam intreedt en weinig effect heeft.
Er zijn echter meer gevolgen. De doorlatendheid van de wortels voor water kan afnemen, waardoor de paradoxale situatie ontstaat dat de plant verwelkt ondanks een vrijwel verzadigde bodem. Als de wortels niet goed meer functioneren vermindert ook hun hormoonproduktie, waardoor de stengelgroei geremd kan worden. Tenslotte, bij anaërobe omstandigheden neemt de produktie van *ethyleen* (C_2H_4) in en buiten de plant toe, een stof waarvan bewezen is dat ze giftig kan werken. Sommige gewassen, zoals aardappel, zijn hier erg gevoelig voor. Zie voor het onderwerp van deze subparagraaf b.v. Russell, 1977: 193-218.

17.27 *Vraag*
Probeer te verklaren waarom een gewas op een natte grond stikstofgebrek kan krijgen.

17.5 BODEMFACTOREN DIE DE BEWORTELBARE DIEPTE BEÏNVLOEDEN

17.5.1 Inleiding

Binnen de erfelijk bepaalde mogelijkheden past een plant haar wortelontwikkeling aan de in haar milieu voorkomende omstandigheden aan. Daardoor kunnen van een zelfde plantesoort zeer verschillende wortelbeelden voorkomen. Deze verschillen kunnen direct of indirect veroorzaakt worden door een samenspel van de volgende factoren (Houben, 1979: 6):
- pH van de grond;
- aëratie en daarmee de zuurstofvoorziening van het wortelstelsel;
- indringingsweerstand van de grond;
- voedingsstoffen en zoutconcentratie van het bodemvocht;
- vochtgehalte van de grond;
- weersomstandigheden als temperatuur en neerslag;
- cultuurmaatregelen;
- wortelconcurrentie;
- bodempathogenen;
- afscheidingsprodukten;
- verschillen in de beginfase van de groei door b.v. vastheid van de grond of zuurstofvoorziening.

Enkele van deze factoren zijn in het voorgaande aangeroerd. In deze paragraaf gaat het ons om de bodemfactoren die de *ondergrens van het wortelstelsel beïnvloeden*. Deze grens wordt bepaald door de beperkende factor die het ondiepst in het profiel voorkomt. Onder Nederlandse omstandigheden zijn dat vrijwel steeds:
- een te lage pH;
- en/of een te geringe aëratie;
- en/of een te hoge indringingsweerstand.

We zullen ze in deze volgorde behandelen.

17.5.2 Zuurgraad

De zuurgraad van een grondmonster wordt meestal uitgedrukt als *waterstofexponent*, symbool pH. Naarmate de grond zuurder en dus de zuurgraad groter is, wordt de waarde van de pH kleiner. De bepalingsmethode heeft een grote invloed op de uitkomst van een pH-bepaling. We gaan hier uit van pH-waarden die bepaald zijn na schudden van de grond met een oplossing die 1 mol KCl/l bevat. Dit wordt de pH-KCl genoemd.
Het pH-KCl-traject, waarin een wortelstelsel kan groeien, is niet voor alle planten gelijk. Er zijn planten die aan vrij sterke extremen zijn aangepast, b.v. heide en veenmos op zure, voedselarme grond en zoutplanten op basische, natriumrijke grond. Voor onze cultuurgewassen ligt de *tolerantie* ongeveer *tussen pH-KCl 3,5 en 8,0*. Er zijn verschillen tussen gewassen en gronden. Een pH, lager dan 3,5 à 4,0 vormt een beperking voor de groei of maakt deze onmogelijk. De bekendste voorbeelden van te zure grondsoorten in Nederland zijn veenmosveen en katteklei.

Als *kritische ondergrens* voor haver en tarwe vond Wind (1967) een pH-KCl = 3,5 (bepaald bij 0,1 mol KCl) in zand- en veengronden. Dit komt overeen met de resultaten van onderzoek bij bloembollen door Van der Boon (1974). Waarschijnlijk ligt in kleiige gronden de kritische grens bij een iets hogere pH (4,0?).
De precieze *oorzaken* van het feit dat een lage pH schadelijk is, zijn nog niet bekend. Er wordt b.v. gedacht aan veranderingen in de celmembranen door Ca^{2+}-gebrek. Verder kan op kleiige gronden het bij lage pH vrijkomen van Al^{3+} en andere metaalionen vergiftiging veroorzaken. Het zou dus niet zozeer de relatief hoge H^+-concentratie zelf zijn die moeilijkheden geeft, maar het complex van chemische reacties dat zich bij een lage pH voordoet.

17.5.3 Aëratie

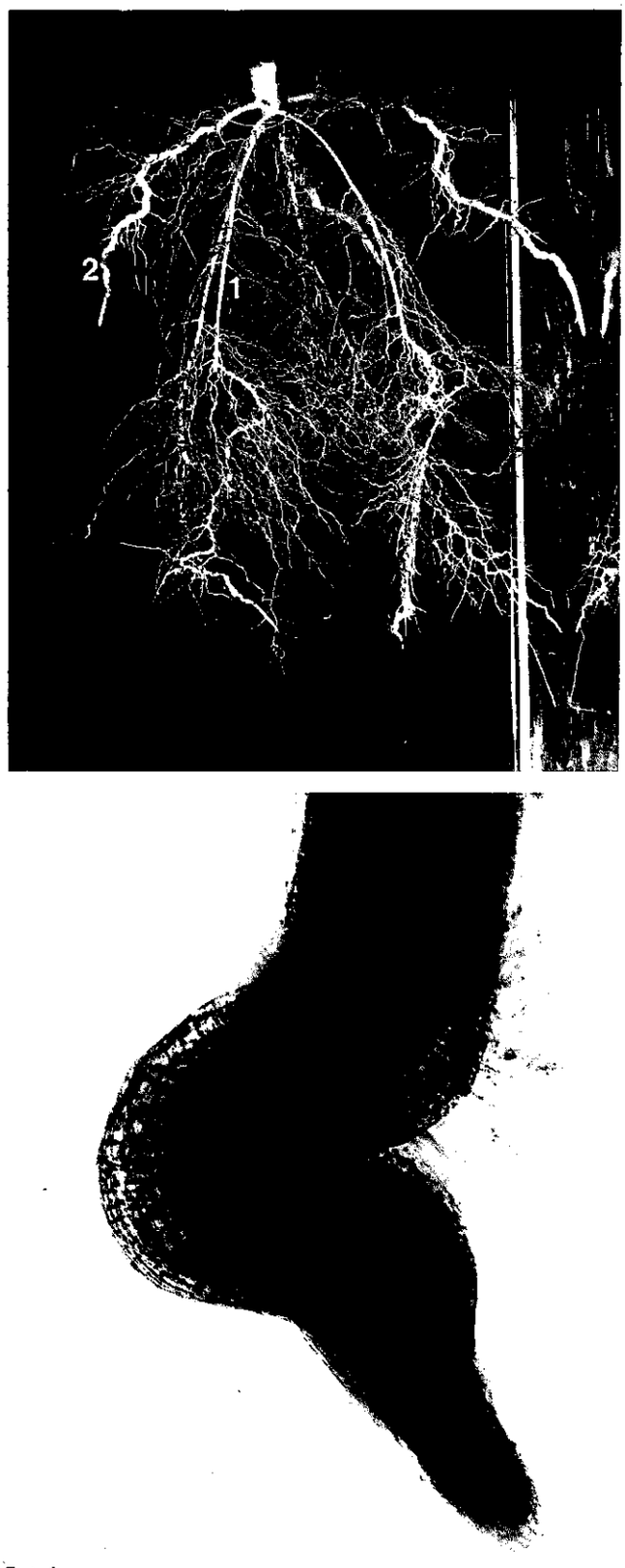
Bij slechte of geen doorluchting kunnen de wortels van de meeste gewassen nauwelijks of niet groeien als gevolg van zuurstofgebrek, koolzuurgasovermaat en/of de toxische werking van stoffen die in een anaëroob milieu ontstaan en niet worden afgevoerd. De bovenste van de lagen met een te slechte aëratie bepaalt de luchtverversing in de diepere lagen en derhalve ook de dieptegroei van de wortels en de bewortelingsdichtheid in en beneden die storende laag. Karakteristiek voor *wortelgroei bij een gebrekkige doorluchting* zijn groeiremming, een heterogene opbouw van het wortelbeeld, geen scherpe begrenzing van het wortelstelsel aan de onderzijde en een geringe vertakking van de wortels. Ook is soms een aantal wortels dikker en van een lichtere kleur. Vaak komen dode wortels voor. Het grondwater en het vocht vlak erboven bevat meestal nauwelijks zuurstof. Beneden de zomergrondwaterstand vormen de meeste gewassen dan ook geen wortels. Boven de grondwaterzone wordt de aëratie bepaald door de bodemstructuur en het vochtgehalte. Treedt anaërobie op een constante diepte in, dan is er vaak een scherpe grens in de beworteling, tenzij we te maken hebben met een vegetatie met

aangepaste planten. Veel planten van regelmatig vochtige standplaatsen hebben de mogelijkheid hun wortels intern van zuurstof te voorzien door het voorkomen van intercellulairen en kanalen (figuur 17.7).
Voor ongestoord groeien en functioneren van de wortel is niet meer nodig dan een *zuurstofspanning* van 1 à 2 kPa, direct aan het worteloppervlak. Toch is meestal een zuurstofgehalte van minder dan 10 volumeprocenten in de bodemlucht (= 10 kPa) al belemmerend voor de groei en activiteit van de wortel. Hoe komt dit? In het hoofdstuk Luchthuishouding wordt behandeld dat aanvulling van zuurstof door *diffusie* plaatsvindt. In de gasfase gebeurt dit vrij snel. In de vloeibare fase is de diffusiecoëfficiënt van zuurstof echter 10 000 maal zo klein. De diffussie zal dus gemakkelijker verlopen naarmate het percentage met gas gevulde poriën groter is. Een fijn vertakt net van middelgrote poriën is te prefereren boven enkele grote gangen of spleten. In het laatste geval blijft het inwendige van de grotere en vaak zeer dichte structuurelementen van aanvoer verstoken.
Behalve van de ruimtelijke opbouw der vaste fase is het percentage met gas gevulde poriën in de bodem ook in sterke mate afhankelijk van het vochtgehalte. Met toenemend watergehalte bestaat een steeds groter wordende kans op plaatselijke waterbarrières in nauwe plekken van het poriënstelsel. De continuïteit van de gasfase wordt dan verstoord en de diffusie zal trager verlopen.
Een waterfilm rondom de wortels vormt de laatste belemmering voor de zuurstofpassage. Naarmate de waterfilm dikker wordt, zal er bij een zelfde verbruik een steeds groter concentratieverval (diffusiegradiënt) moeten zijn om de vereiste minimale zuurstofspanning van 1 à 2 kPa aan het worteloppervlak te handhaven. Hier ligt dus de oorzaak van het feit dat het zuurstofgehalte van de bodemlucht minimaal 10% of nog iets hoger moet zijn.

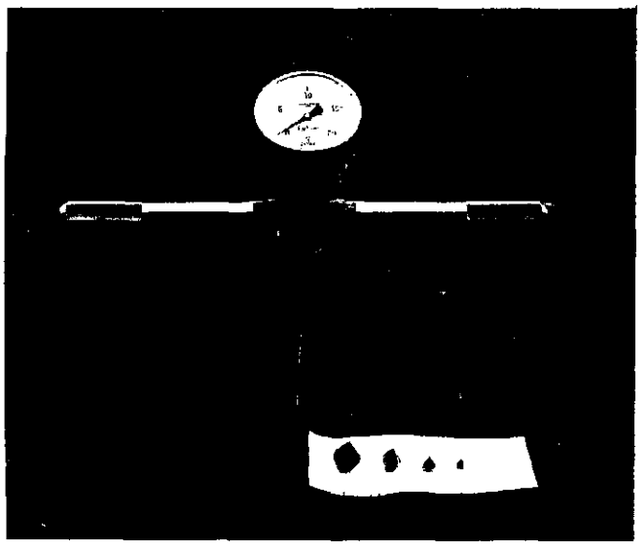
De eisen, aan de doorluchting gesteld, worden ook wel eens uitgedrukt in een minimaal *luchtgehalte van de grond*. Volgens Wesseling (1957: 29-30) is aëratie niet meer mogelijk bij luchtgehalten van minder dan 10 à 15%. Met het voorgaande valt echter in te zien dat dit sterk van de bodemstructuur zal afhangen. Zie verder het hoofdstuk Luchthuishouding.
In ons land treedt in de zomer meestal een neerslagtekort op, zodat de planten de bodem langzaam uitdrogen. Dit betekent dat de aëratie beter wordt. Gevolg kan zijn dat de wortels dieper doordringen. Deze groei naar een diepte waar nog vocht ter beschikking staat, is niet vrij van risico. Plotseling zware regenval kan tot gevolg hebben dat de aëratie sterk afneemt en de minimaal vereiste O_2-voorziening heel wat ondieper komt te liggen. Onder zulke omstandigheden, die o.a. in de fruitteelt onderzocht zijn, blijken de dieper gelegen wortels veelal te zijn afgestorven.
Het tegenovergestelde doet zich voor als de grondwaterspiegel zeer snel zakt. Het milieu van de wortels kan dan zo snel uitdrogen dat groei naar de diepte achterblijft ondanks de voldoende doorluchting.

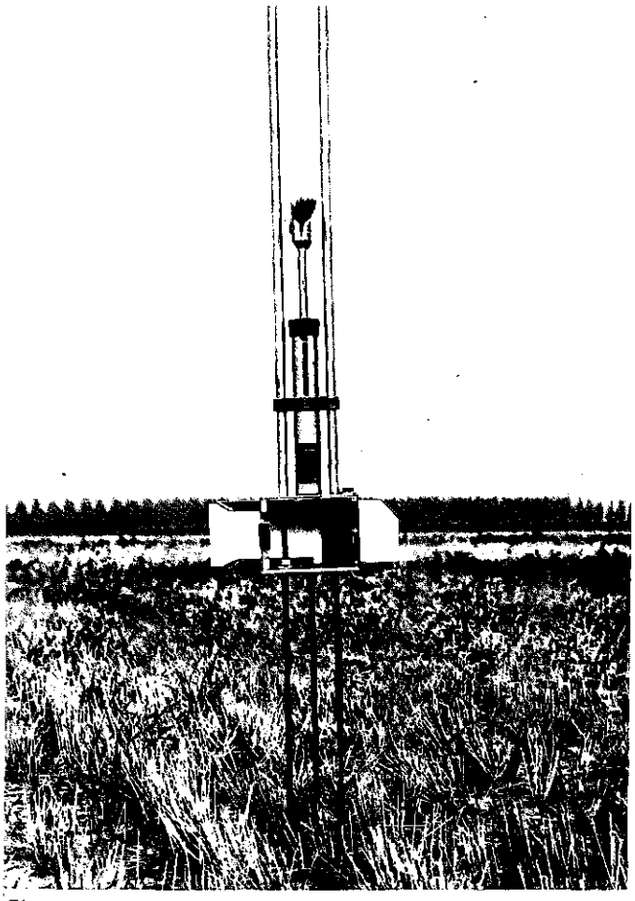
17.5.4 Indringingsweerstand

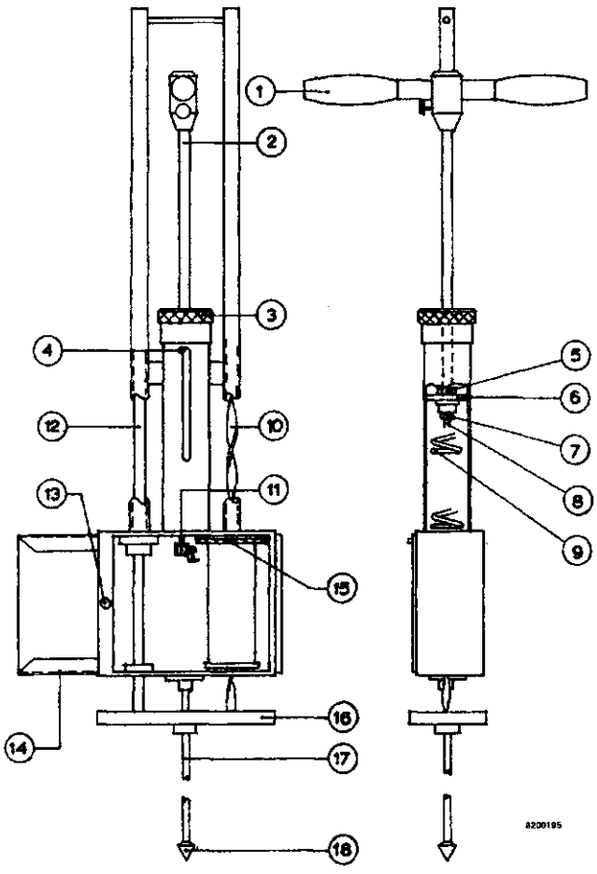
Al groeiende moet de wortel zich een weg banen door de bodem. Voor zover er gangen of spleten aanwezig zijn, zullen vele wortels deze volgen. Maar als regel zal een wortel tussen de bodemdeeltjes door moeten groeien. Zolang de poriëndiameter groter is dan die van de worteltop en het verloop niet al te kronkelig, zal er voorkeur zijn de poriën te volgen. Wel zal mogelijk een deeltje wat opzij gedrukt worden. In andere gevallen zal de worteltop op aggregaten stuiten en proberen erdoorheen te komen. De weerstand, die de wortel ondervindt, bestaat dus eigenlijk uit twee componenten. Eén ervan is de *weerstand* bij penetratie van de afzonderlijke aggregaten en de ander is de verplaatsingsweerstand van de deeltjes bij het wijder maken van de poriën.



17.28 *Foto's*
Vertraagde groei en kromming van wortels als gevolg van moeilijke penetratie.
a. Kroonwortels van mais, gegroeid in een medium van kogeltjes. De wortels zijn dikker en krommer (zie b.v. bij 2) dan een deel van de oudste wortels die eerst vrijuit 5 cm in een voedingsoplossing groeien (zie b.v. bij 1). De kleinere zijwortels konden zich ongestoord ontwikkelen (Veen, 1982: 104).
b. Vergroting van een 'vastgelopen' worteltop. De worteldiameter is ongeveer 1 mm.







1 Demonteerbare handgreep
2 Drukstang
3 Veerhuismoer
4 Verstelbare drukstanggeleider
5 Contramoer
6 Verstelbare veerschotel
7 Contramoer
8 Verstelbare schrijfstang
9 Veer
10 Getordeerde spindel
11 Verstelbare schrijfstifthouder
12 Vierkante geleidestang
13 Magnetische dekselsluiting
14 Kaartgeleiding
15 Naar één richting verstelbare aandrijfrol
16 Grondplaat
17 Sondeerstang
18 Conus

17.29 *Figuren*

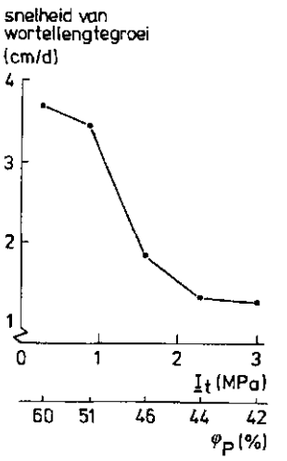
Apparatuur voor het meten van de indringingsweerstand.
a. In de grond gedrukte penetrometer, met verwisselbare conussen. Op de manometer kan de indringingsweerstand worden afgelezen. Foto Stiboka R38-28.
b. Tekening van een penetrograaf. Bron: Eijkelkamp B.V., Giesbeek.
c. Penetrograaf in het veld. Foto Stiboka R41-253.

Bij een geringe weerstand zien we als regel mooie rechte wortels en een vrij regelmatig patroon van in lengte toenemende zijwortels. Bij een grotere weerstand worden de jonge wortels gedwongen de kronkelige baan van aanwezige poriën te volgen en ook de vertakking wordt onregelmatiger. Door de vertraagde groeisnelheid komen de zijwortels soms dicht opeen voor (foto 17.28a). Is de weerstand zo groot dat de wortel niet verder kan dan zien we vaak de plastische worteltop opzwellen (17.28b) en als een stuk stopverf de onregelmatige ruimte geheel opvullen. Door de dan stopgezette lengtegroei schuift de zone van zijwortelvorming steeds verder op, zodat soms korte en stompe zijworteltjes tot vlak achter de top voorkomen. Wil de wortel bij zo'n grote weerstand verder komen, dan is een *(bio)porie nodig met een diameter van minimaal 200* µm (vgl. ook tabel 3.33).

Hoewel we dus de weerstand opgebouwd kunnen denken uit een longitudinale en een dwarse component, gaan we bij de praktische meting van één grootheid uit en noemen deze de *indringingsweerstand* (in de literatuur wordt ook vaak de term *mechanische* weerstand gebruikt). Voor deze meting gebruikt men een *penetrometer*, resp. een *penetrograaf* (figuur 17.29). Geen enkele penetrometer is gelijkwaardig aan een wortel, noch qua vorm, noch qua glijweerstand. Daarom is men genoodzaakt geweest een bepaalde meetmethode af te spreken. Voor bodemkundig veldwerk gebruikt men meestal een pene-

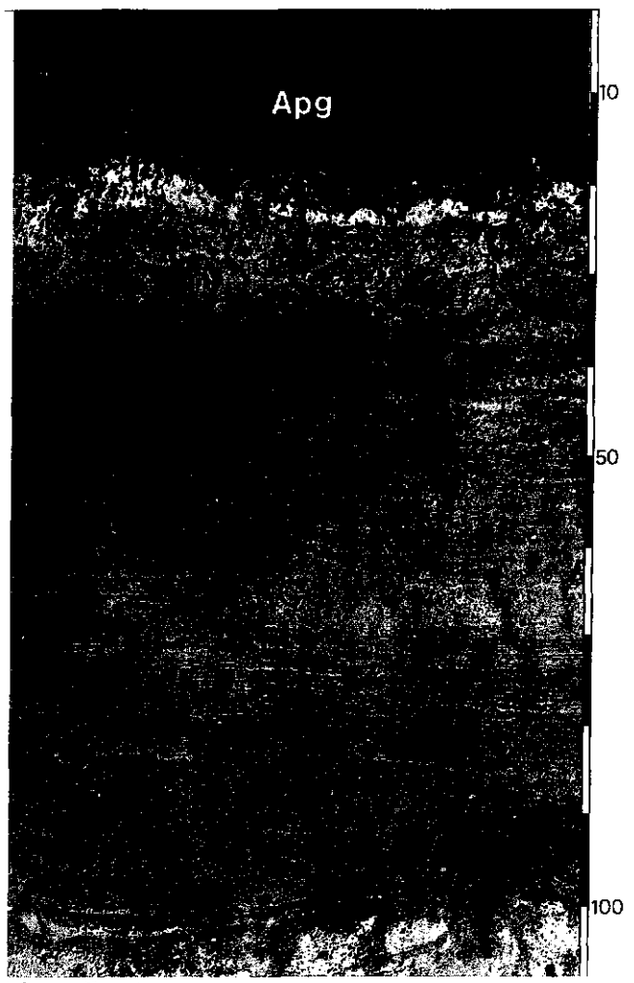
trometer of een penetrograaf met een conus van 1 cm² (oppervlakte van het grondvlak) en een tophoek van 60°. Op basis van de in vele waarnemingen geconstateerde relaties is men een penetrometerweerstand van *ongeveer 3 MPa als grenswaarde* gaan beschouwen (figuur 17.30a). Een wortel kan weliswaar geen hogere druk uitoefenen dan ongeveer 1 MPa, maar de conus van de penetrometer is veel groter en ondervindt dus een hogere weerstand dan de wortel (Russell, 1977: 173).

Dit duidt tevens op een beperking van de penetrometermethode. De wortel kan gemakkelijk in poriën dringen waar de conus van de penetrometer niet in past. Als er een stelsel van verticale poriën aanwezig is die voldoende groot zijn voor wortelgroei, kan een met de penetrometer gevonden hoge weerstand misleidend zijn (figuren 17.30b, c en d). Het is dus verstandig *ook de structuur van het bodemprofiel* te beschrijven. In het algemeen is gebleken dat vooral zandlagen met weinig fijn materiaal, zoals leemdeel of humus, een hoge indringingsweerstand hebben (zie paragraaf 17.6).

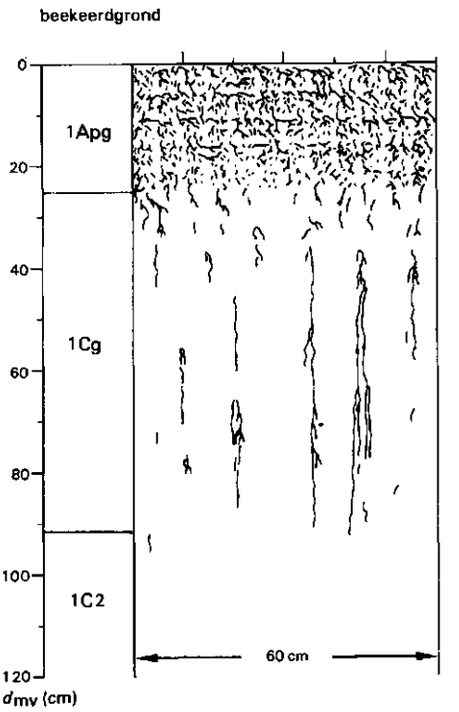


17.30a *Figuur*
Verband tussen snelheid van wortellengtegroei van maïs en indringingsweerstand resp. poriënfractie van zeer lichte zavel (zee-afzetting) (Boone & Veen, 1982: 183).

Met een penetrometer kan men bij elke drukgang maar één waarde meten. De *penetrograaf* schrijft echter de indringingsweerstand over de gehele diepte uit. Het registratiesysteem bestaat o.a. uit een aandrijfrol, die tijdens het in de grond duwen van de sondeerstang in beweging wordt gebracht door twee spindels (figuur 17.29b). De rol transporteert een kaart langs een schrijfstift, waarvan de uitslag rechtstreeks wordt beïnvloed door de mate van indrukking van de veer en indirect door de weerstand die de conus in de grond ondervindt. De schrijfstift tekent het verloop van de indringingsweerstand op een kaart van een speciale papiersoort. Op één kaart kunnen meer metingen worden geregistreerd (figuur 17.30d).



17.30b *Foto*
Beekeerdgrond (pZg23-III). Door de wortelgangen van een vroegere boombegroeiing (zie donkere, verticale strepen) is ook de Cg-horizont bewortelbaar. Foto Stiboka nr. R29-23.

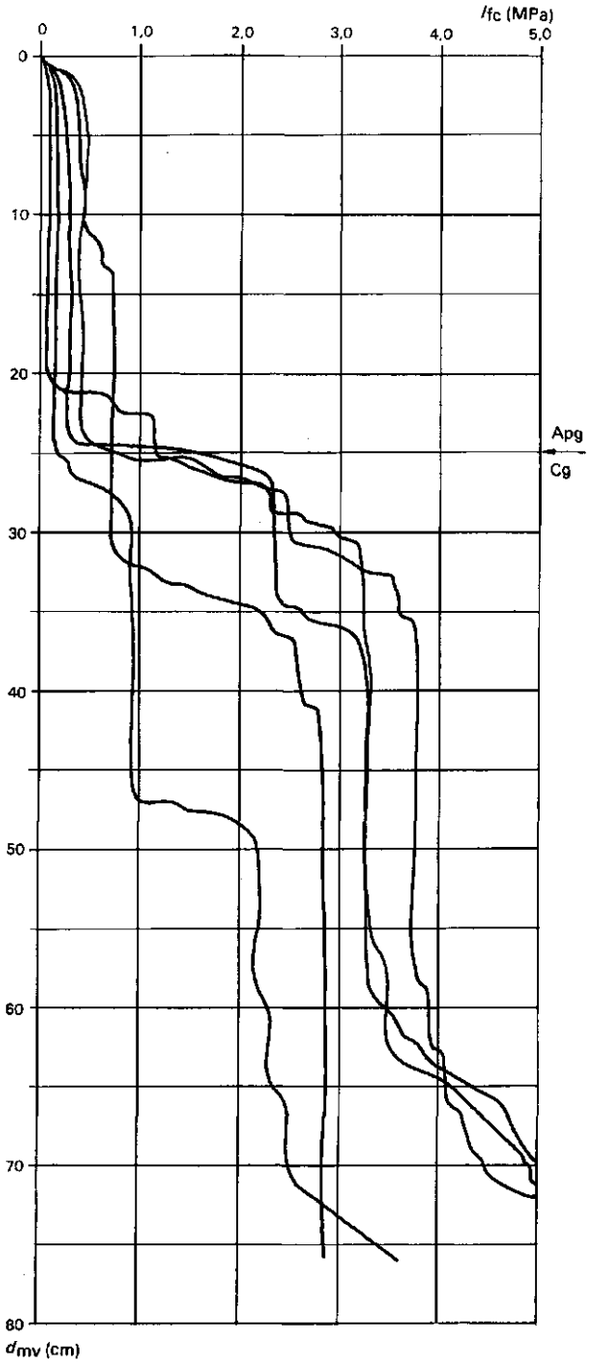


17.30c *Figuur*
Wortelbeeld van gras op een beekeerdgrond. De wortels in de Cg-horizont bevinden zich in fossiele poriën (Van der Sluijs & Houben, 1978: 343).

Indringingsweerstand als grootheid

De waarde van de indringingsweerstand hangt vooral in kleiige en organische-stofrijke gronden van het vochtgehalte af. Droge grond kan steenhard worden. Meting geschiedt daarom bij veldcapaciteit als we de bewortelbaarheid willen karakteriseren. Overigens is dit probleem in Nederlandse omstandigheden niet groot: dieptegroei gaat immers aan vochtonttrekking van enige omvang vooraf.

Voor de indringingsweerstand hebben we de eerste letter als



17.30d *Figuur*

Vijf penetrograafmetingen in een kaartvlak van een beekeerdgrond bij Laren (Gld.). De indringingsweerstand (I_{fc}) is gemeten bij veldcapaciteit met een conus met een oppervlakte van het grondvlak van 1 cm². De hoge weerstanden in de Cg-horizont suggereren een slechte bewortelbaarheid (behalve de linkercurve), wat niet klopt (zie 17.30b en c).

symbool gekozen: *I*. Met een index kan worden aangegeven om welk vochtgehalte het gaat: voor veldcapaciteit wordt het symbool dan I_{fc}. In de literatuur is niet altijd duidelijk wat het vochtgehalte bij de meting was. In ons symbolensysteem geeft I_t dit aan: de meting geschiedde 'veldvochtig', d.w.z. bij het vochtgehalte van dat moment.

Uit veel onderzoek is duidelijk geworden dat de groeisnelheid van de wortels al afneemt bij toenemende weerstand voordat de grenswaarde bereikt is. Dit betekent dat in wat dichtere gronden de wortelgroei er lang over doet om grotere diepten te bereiken. Bij kort levende cultuurgewassen kan dit van belang zijn.

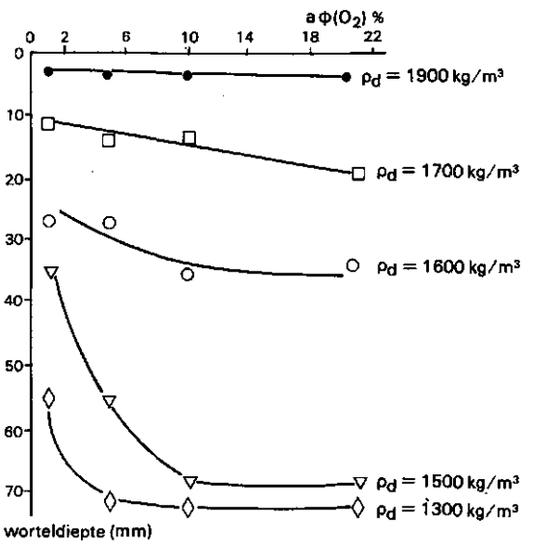
17.5.5 Interacties tussen groeifactoren

De drie belangrijkste bodemfactoren zijn hierboven apart beschreven en hun kritische grenzen voor wortelgroei vermeld. Groeifactoren kunnen elkaar ook beïnvloeden. Zo laten Tackett & Pearson (1964) zien dat de tolerantie voor een lage zuurstofconcentratie toeneemt naarmate de volumieke massa van de grond afneemt (figuur 17.31). Eavis (1972) toonde aan dat bij een bepaalde dichtheid, dus bij een bepaalde indringingsweerstand, een betere vochtvoorziening ook een betere wortelgroei opleverde. Brouwer (1960) vond dat de nadelige invloed van een gebrekkige aëratie groter werd bij het toenemen van de lichtintensiteit. Bij het zoeken naar een verklaring voor het ontstaan van een bepaald wortelbeeld moeten we dus niet alleen rekening houden met de afzonderlijke groeifactoren maar ook met de gevolgen van interacties tussen die factoren.

17.6 BEWORTELINGSMOGELIJKHEDEN VAN NEDERLANDSE GRONDEN

De gegevens in deze paragraaf zijn voor een belangrijk deel ontleend aan hoofdstuk 4 van het rapport 'Bodemgesteldheid en diepte van beworteling' (Houben, 1979). Voor meer informatie en literatuur, zie dit rapport. Bij deze paragraaf gaan we ervan uit dat de lezer bekend is met de legenda van de bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000 (zie achterkant Fragmentenkaart). De gronden worden besproken in de volgorde van de hoofdklassen van deze legenda, uitgezonderd enige samenvoegingen.

De uitspraken gelden voor gronden die geen diepe grondbewerking hebben ondergaan en dus onder de bouwvoor een min of meer natuurlijke structuurtoestand hebben. Verder wordt uitgegaan van het wortelstelsel van een volgroeid gewas. Verschillen tussen gewassen komen soms wel, maar meestal niet ter sprake. De bewortelbare diepte is geschat voor normale omstandigheden. Aan wortelgroei in Ap-horizonten of daarmee gelijk te stellen lagen wordt geen aandacht besteed. Er wordt ook geen rekening gehouden met de snelheid van de wortelgroei of met nadelige gevolgen van verdichtingen die bij de huidige mechanisatie of veebezetting in bepaalde gronden gemakkelijk kunnen ontstaan. We beginnen met een samenvatting.



17.31 *Figuur*

Het gecombineerde effect van het zuurstofgehalte van de bodemlucht $^a\varphi(O)_2$ en de volumieke massa van droge grond ρ_d op de worteldiepte bij een potproef met kiemplantjes van katoen (Tackett & Pearson, 1964: 603).

17.6.1 Samenvatting

Naast de chemische bodemvruchtbaarheid is vooral het vochtleverend vermogen van de grond produktiebepalend. De grootte van dit vochtleverend vermogen wordt in hoge mate beïnvloed door de diepte waarop en de intensiteit waarmee de plantewortels in de bodem kunnen doordringen. In de voorgaande paragraaf hebben we al een aantal bodemeigenschappen leren kennen die de wortelgroei beperken. De ondergrens van de wortelgroei wordt bepaald door die beperkende factor die het ondiepst in de grond voorkomt. Onder Nederlandse omstandigheden is dat bij zand-, veen- en leemgronden een indringingsweerstand >3 MPa, een pH-KCl ≦3,5 en een luchtgehalte van de grond <0,10. Bij kleigronden wordt de bewortelingsdichtheid en -diepte in sterke mate bepaald door de bodemstructuur (aëratie).

De *indringingsweerstand* is in het veld gemakkelijk te bepalen. Dankzij uitgebreide veldstudies weten we nu welke bodemhorizonten de grenswaarde overschrijden (tabel 17.32) en wat daarvan de oorzaak is. Voor Cg- en Ce-horizonten in zand is dat een te dichte pakking van zandkorrels. Hierdoor zijn niet alleen geen poriën van voldoende grootte aanwezig, maar ontbreekt voor de wortels ook de mogelijkheid om de benodigde ruimte te maken. In B-horizonten kunnen de poriëngrootte en poriënfractie wel voldoende zijn, maar in Bhs- en Bh-horizonten kunnen de zandkorrels zodanig verkit zijn door sesquioxyden en/of amorfe humus dat eveneens een vast skelet ontstaat waarin de wortels niet meer kunnen doordringen.

17.32 *Tabel*

Indringingsweerstand I_{fc} bij veldcapaciteit in bodemhorizonten beneden de bouwvoor van minerale gronden. Naar Houben, 1979: 9.

horizont	I_{fc} (MPa)
Aa in enkeerdgronden	0,8–2,0
Bh in veldpodzolgronden	2,0–5,0
Cw in zand	>3,0
Cg en Ce in zand	>5,0
Bt in zandige leem	3,5–5,0
Bt- en Cw in siltige leem	1,5–3,5
Cg in lichte zavel	1,5–2,5
Cg in zware zavel en klei	<1,5

Te lage pH-KCl-waarden komen wel voor in de oligotrofe veenmosveengronden in Oost-Nederland doch vrijwel niet in de eutrofe moerasbosveengronden in West-Nederland.

Onvoldoende aëratie is voornamelijk een beperkende factor in klei- en leemgronden. Behalve op laaggelegen gronden komt dit probleem ook voor op gronden met een geringe doorlatendheid en/of een gering bergend vermogen. In jaren met veel neerslag tijdens het groeiseizoen stijgt het grondwater en gaat de beworteling veel minder diep dan in jaren met weinig neerslag.

In tabel 17.42 staat een overzicht van de beperkende bodemeigenschappen en de bewortelbare diepte van gronden in de hoofdklassen van de legenda van de bodemkaart 1:50000.

17.6.2 Veengronden

In veengronden bestaat een vrij duidelijke correlatie tussen worteldiepte en:

- zomergrondwaterstand in bos- en broekveen;
- diepte van de veraarde laag in veenmos-, zegge- en veelal ook rietveen;
- aanwezigheid van spalterveen.

De ondergrens van de wortelzone wordt vooral bepaald door de aëratie, eventueel in combinatie met de pH, of door de pH als factor apart. Mogelijk is in sterk gelaagd veenmosveen, het zgn. spalterveen, ook de indringingsweerstand nog een beperkende factor voor de wortelgroei.

Gronden met bosveen en broekveen hebben worteldiepten die ongeveer op hetzelfde niveau liggen als de zomergrondwaterstand. Dit komt doordat ze uit grove planteresten bestaan. De resten van een boombegroeiing vormen grote holten en dit maakt doorluchting tot aan het grondwater mogelijk. Bij de veel voorkomende grondwatertrap II betekent dit veelal een worteldiepte van 50 à 70 cm.

In *veengronden met weinig houtresten* zal de worteldiepte door de geringe aëratie beperkt blijven tot 30 à 50 cm. Dit geldt ook voor *weide- en waardveengronden* met b.v. zeggeveen.

In veengronden met een veenkoloniaal dek en veenmosveen in de ondergrond (meerveen- en madeveengronden) is de worteldiepte 20 à 30 cm. Hier vormen zowel de pH als de aëratie de beperkende factoren. Wanneer echter moerasbosveen tot aan het veenkoloniale dek voorkomt, is de pH voldoende hoog en de wortelgroei vergelijkbaar met die in bos- of broekveengronden. Tabel 17.33 geeft de gemiddelde waarden van de pH-KCl in enige veenlagen.

Vlietveengronden zijn zeer nat en weinig verweerd. Daardoor is de bodemluchthuishouding slecht en bedragen de worteldiepten veelal niet meer dan 15 à 30 cm. Dit geldt ook voor niet-ontwaterde *vlierveengronden.*

17.33 *Tabel*

Gemiddelde waarden van de pH-KCl in bodemlagen uit veenkoloniale gronden (dalgronden). Naar Booij, Rutten & Wind, 1975: 13.

laag uit dalgrond	pH-KCl (gemiddeld)	% waarnemingen met pH-KCl ≦ 3,5	aantal monsters
bolsterveen (los)	3,2	88	35
oud veenmosveen (vast)	3,2	91	22
gliede	3,1	100	12
moerasbosveen	4,2	0	12
2Ce-horizont (zand)	4,2	0	43

17.34 *Vraag*

Gliede is een moerige laag die ook ingespoelde amorfe humus (doppleriet) bevat. Het lijkt op schoensmeer. Acht u gliede bewortelbaar? Redenen?

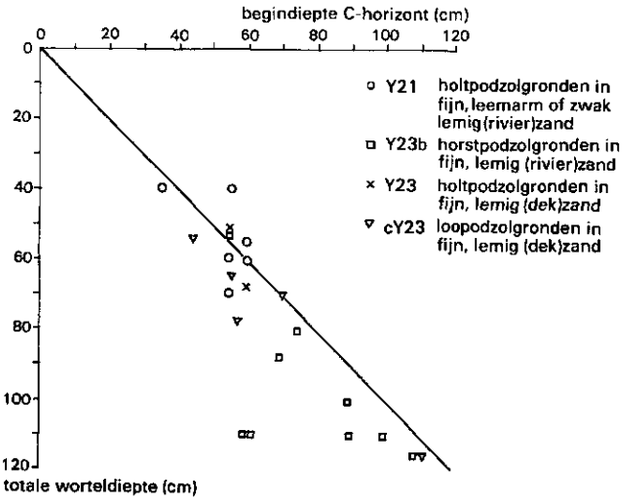
17.6.3 Moerige gronden

Veel moerige gronden hebben een grondwatertrap I, II of III, zodat een ondiepe zomergrondwaterstand de worteldiepte kan beperken. Maar vaak zitten er hoger in het profiel al storende lagen. De bewortelbaarheid van de veenlaag hangt af van de veraarding, de scheurvorming en de veensoort (zie vorige subparagraaf). Indien het moerig materiaal wortelgroei toelaat, bepaalt de aard van de minerale ondergrond de worteldiepte. De humuspodzol-B-horizont van de *moerige podzolgronden* is meestal sterk verkit, zodat de wortels er slechts een 10 cm in doordringen. De ondergrond van *broekeerdgronden* is wat beter bewortelbaar: 10 à 30 cm, soms tot aan het grondwater, maar de effectieve worteldiepte is veelal 30 à 60 cm. In *plaseerdgronden* zit meestal zure katteklei en/of ongerijpt materiaal. Beide lagen zijn slecht bewortelbaar.

In *moerige podzolgronden* in veenkoloniale gebieden die een *mosveenlaag* direct onder de Ap-horizont hebben, mag men worteldieptes van slechts 20 à 30 cm verwachten. Is aansluitend aan de Ap een bewortelbare moerige laag (b.v. *broekveen*) of B-horizont aanwezig, dan zijn worteldieptes van 30 à 60 cm mogelijk.

17.6.4 Podzolgronden

De totale worteldiepte in *moderpodzolgronden* valt samen



17.35 *Figuur*
Totale worteldiepte van graan en gras in relatie tot de begindiepte van de C-horizont in moderpodzolgronden. Ter vergelijking is een lijn onder een hoek van 45° getrokken. Houben, 1979: 14.

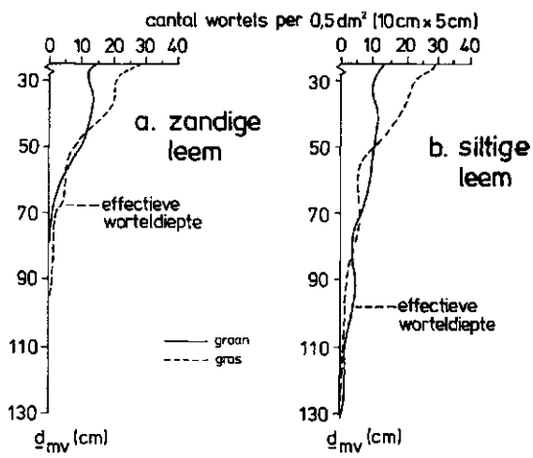
met de bovenste fibers, banden of resten daarvan of met de bovenkant van een ijzer B-horizont (ook vlammenhorizont genoemd), respectievelijk met het niveau waarop witgrijze vlekken voorkomen. Deze lagen hebben een te hoge indringingsweerstand; ze beginnen meestal 10 à 30 cm beneden de moderpodzol-B-horizont. Omdat de wortels slechts ondiep in het C-materiaal doordringen en de bewortelingsdichtheid daar vrij gering is, is het niveau van de onderzijde van de moderpodzol-B-horizont een goed criterium voor de effectieve worteldiepte van graan en gras (figuur 17.35). Deze bedraagt voor *holt- en horstpodzolgronden* 40 à 100 cm. Boomwortels dringen plaatselijk wat dieper in de grond door. *Loopodzolgronden* hebben een dikkere Ah-horizont en daardoor gemiddeld een iets grotere bewortelbare diepte.
In *humuspodzolgronden* is het verband tussen de worteldiepte en de diepte waarop de C-horizont begint echter minder duidelijk dan in de moderpodzolgronden, vooral als de gronden weinig leemdeel bevatten. Dit komt omdat ook de B-horizont of gedeelten ervan niet altijd bewortelbaar zijn. Soms is zelfs de E-horizont slecht bewortelbaar, als deze tenminste 10 cm dik is, nauwelijks organische stof bevat en opvallend grijs van kleur is. Welke B-horizonten kunnen storend zijn? Bij *haarpodzolgronden* zijn de sterk verkitte B-horizonten veelal minder dan 10 cm diep bewortelbaar. Deze horizonten zijn herkenbaar aan de vaste pakking, aan sterk rode kleuren, aan fibers of aan het ontbreken van fossiele wortelgangen. Soms is ook de bovenkant van de Bh niet bewortelbaar. De bewortelbare diepte van haarpodzolgronden varieert zodoende van 30 tot 50 cm.
Eveneens ondiep bewortelbaar zijn de diep doorlopende B-horizonten van *veldpodzolgronden*. De bewortelbare diepte ligt meestal tussen 35 en 75 cm. *Kamp- en laarpodzolgronden* hebben een matig dikke A1 en daardoor gemiddeld een iets grotere bewortelbare diepte dan overeenkomstige haar- en veldpodzolgronden. Boomwortels dringen in alle gevallen plaatselijk, waarschijnlijk via vorstscheuren, wat dieper in de grond door.
De beperkte bewortelingsmogelijkheid van humuspodzolgronden berust bijna altijd op een te hoge indringingsweerstand. Deze is bij boren duidelijk voelbaar.

17.6.5 Brikgronden en leemgronden

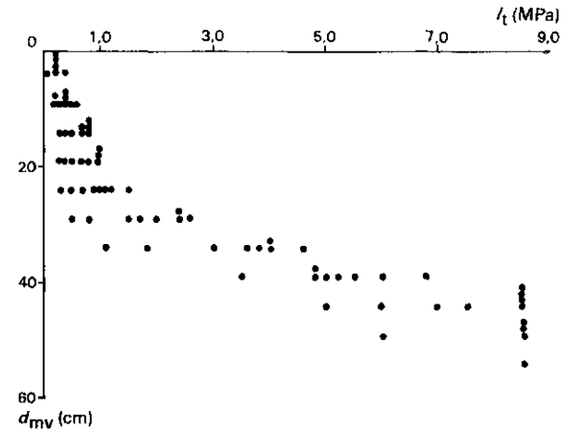
In *brikgronden in zandige leem* dringen wortels door tot de C-horizont. In de Bt-horizont is de bewortelingsdichtheid echter al gauw dermate gering, dat de effectieve worteldiepte veelal ligt op 20 à 30 cm beneden het begin van de Bt-horizont. Dit komt gemiddeld overeen met een diepte van circa 70 cm (figuur 17.36a).
Uit waarnemingen in dikke pakketten niet en wel geërodeerde *brikgronden in siltige leem* is gebleken dat hier geen verband bestaat tussen bodemeigenschappen en de worteldiepte. Dit valt te verklaren doordat in deze gronden bodemfactoren wel remmend werken maar geen absolute barrière vormen voor wortelgroei. De effectieve worteldiepte kan worden gesteld op circa 100 cm (figuur 17.36b), tenzij ondieper een ander en niet bewortelbaar substraat zoals zand, grind of kalksteen voorkomt. Het aantal wortels neemt naar beneden toe geleidelijk af doordat de aëratie afneemt en de indringingsweerstand wat groter is. De wortels in de ondergrond worden meestal gevonden in de relatief veel voorkomende wormgangen. Vooral in kuil- en daalbrikgronden heeft het grondwater invloed op de aëratie, waardoor de effectieve worteldiepte varieert tussen 40 en 100 cm.
In *leemgronden* die geen brikgronden zijn, bestaat geen duidelijke correlatie tussen de bewortelbare diepte en profieleigenschappen. Er is een tendens dat siltige leem iets beter bewortelbaar is dan zandige leem.

17.6.6 Dikke eerdgronden

In *enkeerdgronden* vormt het begin van de C- of Ce- horizont de grens van de worteldiepte vanwege de daar snel toenemende indringingsweerstand. Dit betekent dat de Aa-horizont en meestal een deel van de begraven bodem worden beworteld. Afhankelijk van de aard van de begraven bodem is de worteldiepte 0 tot 80 cm meer dan de dikte van het humeuze dek. Een begraven moderpodzol-B geeft b.v. minder belemmering dan een begraven humuspodzol-B. In het algemeen zal men in *lage enkeerdgronden*, mede als gevolg van een slechte aëratie, effectieve worteldiepten vinden tussen 60 en 90 cm en in hoge enkeerdgronden tussen 70 en 150 cm. Een uitschieter tot 200 cm is mogelijk.
Van *tuineerdgronden* is weinig bekend. Aannemelijk is, dat in het opgebrachte dek de wortelgroei gunstig verloopt en dat



17.36 *Figuur*
Gemiddelde wortelverdeling van graan en gras in de ondergrond van leembrikgronden.
a. Radebrikgronden in zandige leem (BLd5);
b. radebrikgronden en bergbrikgronden in siltige leem (BLd6 en BLb6). Naar Houben, 1979: 20.



17.37 *Figuur*
Verloop van de indringingsweerstand I_t met de diepte d_{mv} in een vlakvaaggrond in kalkrijk, kleiarm zeezand. Houben, 1979: 27.

de bewortelbaarheid van het begraven profiel de effectieve worteldiepte bepaalt. Hiervoor wordt verwezen naar de beschrijving bij de brikgronden of bij de zeekleigronden.

17.6.7 Kalkloze en kalkhoudende zandgronden

In de kalkloze en kalkhoudende zandgronden zonder bodemvorming en zonder ijzerhuidjes hebben de C-horizonten een hoge indringingsweerstand (figuur 17.37). Daardoor ligt de effectieve worteldiepte in *beekeerdgronden, gooreerdgronden en vlakvaaggronden* veelal op 20 à 40 cm. Wel is in laag gelegen gronden soms geringe wortelgroei tot op het niveau van de zomergrondwaterstand mogelijk, vooral in beekeerdgronden als er wortelgangen van een vroegere houtbegroeiing aanwezig zijn.
In gronden met ijzerhuidjes, zoals *akkereerd-, kanteerd- en vorstvaaggronden*, kunnen de wortels vaak wat dieper in de C-horizont doordringen dan in de onder natte omstandigheden ontstane zandgronden. Daarbij zijn gronden met een bruine laag (Bw-horizont) meestal het diepst bewortelbaar; een effectieve worteldiepte van 40 à 80 cm is dan regel. Wortels van graan en gras dringen meestal minder diep door in zandgronden met ijzerhuidjes dan wortels van bomen. Onder bos komen in dik opgestoven *duinvaaggronden* worteldiepten van 150 cm en meer regelmatig voor.

Overigens verschilt binnen de *duinvaaggronden* de indringingsweerstand van het opgestoven materiaal sterk. De meest losse pakking hebben lagen die onder droge omstandigheden opgestoven zijn en waarin wat humus voorkomt. Maar fijn gelaagde, uiterst humusarme zandafzettingen hebben vaak indringingsweerstanden van meer dan 3,0 MPa en zijn dientengevolge nauwelijks of niet bewortelbaar. Is het opgestoven materiaal voldoende los, wat waarschijnlijk minder voorkomt dan men wel eens denkt, dan kunnen boomwortels in de overstoven bodem doordringen zelfs als die op 3 m onder maaiveld ligt. De bewortelbaarheid van het begraven bodemprofiel bepaalt dan de ondergrens van de wortelgroei.

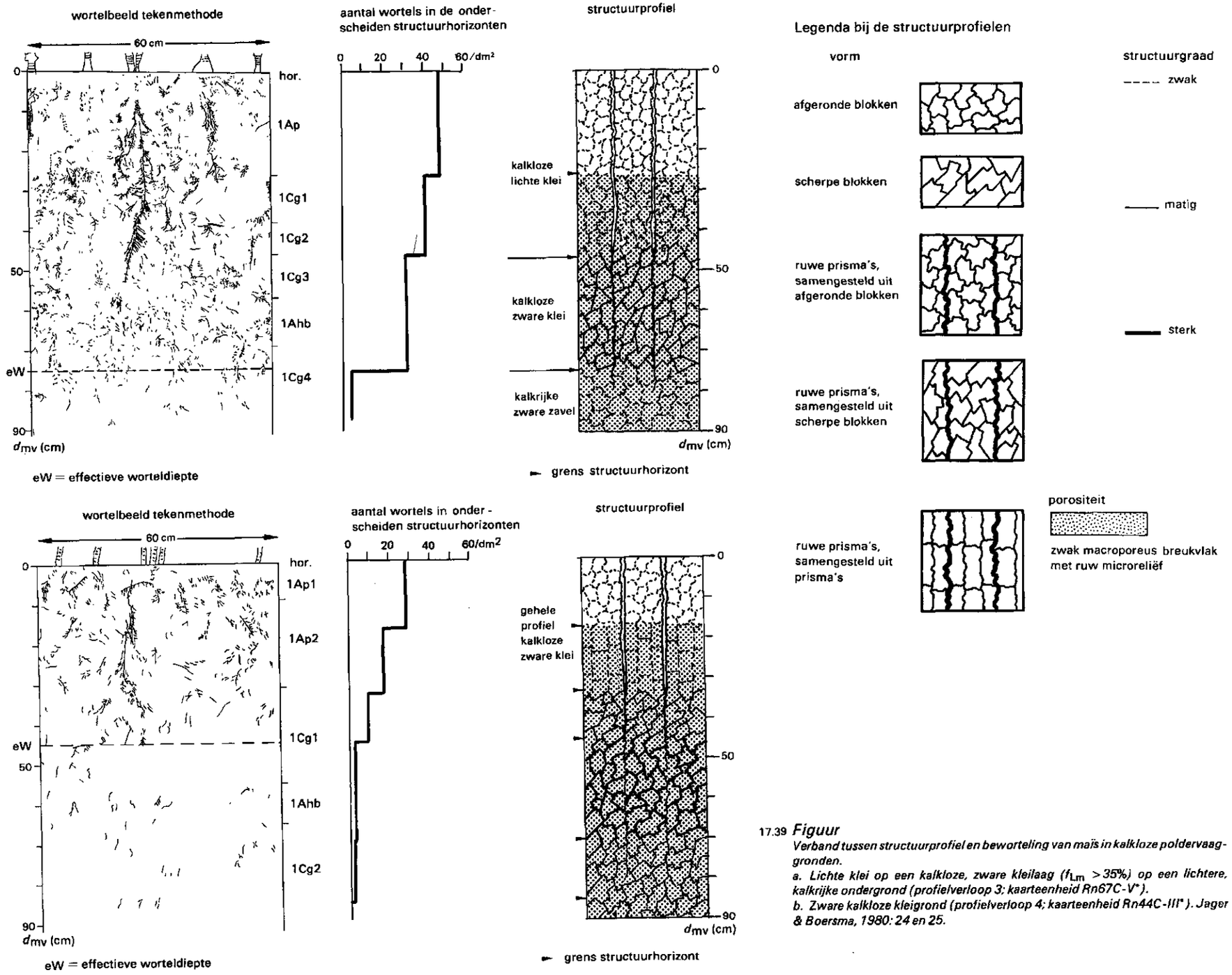
17.6.8 Zeekleigronden en niet-gerijpte minerale gronden

In gronden met meer dan 8% lutumdeel (zavel en klei) is aëratie de meest voorkomende beperkende bodemfactor voor wortelgroei. De pH is niet te laag, behalve soms in katteklei. De indringingsweerstand geeft hooguit in lichte zavel enige beperkingen. De aëratie hangt af van de bodemstructuur (tabel 17.38 en figuur 17.39) en de zomergrondwaterstand.

17.38 *Tabel*
Luchtgehalte ϕ_a bij pF = 2,0 in verschillende structuurtypen van kalkrijke lagen in zeekleigronden. Stichting voor Bodemkartering, 1972: 100.

Structuurtype	aantal waarnemingen	ϕ_a (%)		
		gemiddeld	standaard afwijking	90% betrouwbaarheidstraject
poreuze spons	29	9,5	2,4	5,9–13,6
fijne poreuze spons en gangen	19	6,3	1,2	5,1– 7,5
gestapelde platen (soms prismatisch)	14	8,4	2,7	4,4–12,4
samengestelde prisma's bestaande uit blokkige elementen	11	6,7	1,2	4,9– 8,5
samengestelde prisma's bestaande uit afgerond blokkige elementen	18	8,9	2,9	4,6–13,2
enkelvoudige prisma's	5	7,3	1,5	5,0– 9,6
kleiig uiterst fijn zand, iets gelaagd tot gelaagd	16	11,6	3,6	6,8–16,4

Klei, zware en matig lichte zavel scheuren bij uitdrogen, zodat de totale worteldiepte kan samenvallen met de zomergrondwaterstand. Afhankelijk van de grondwatertrap krijgen we dan worteldieptes van 70 à 200 cm. Als de structuurelementen groot en dicht zijn, zoals bij *knipklei*, is toch een groot deel van de grond niet beworteld, nl. het inwendige van de structuurelementen. De effectieve worteldiepte is dan veel ondieper dan de totale worteldiepte, b.v. 40 tegenover 100 cm.
Zeer lichte zavel scheurt vrijwel niet, waardoor de biogene poriën erg belangrijk voor de beworteling zijn. Zijn er weinig van deze grotere poriën, dan zal het vochtgehalte vaak te hoog zijn voor een goede aëratie. Lichte zavel is namelijk erg opdrachtig, d.w.z. trekt snel vocht aan uit het grondwater. Hierdoor blijft de effectieve worteldiepte vaak beperkt tot 40 à 80 cm afhankelijk van de grondwatertrap.
Andere beperkingen voor de worteldiepte in zavel- en kleigronden vormen afwijkende ondergronden, zoals veen, zand of katteklei.
Katteklei komt voornamelijk voor in *plaseerd-* en *tochteerdgronden*. De fletsgele kattekleivlekken beginnen meestal tussen 25 en 45 cm diepte. Als de pH te laag is, is katteklei niet beworteld. Niet elke katteklei heeft een te lage pH; dan zien we wèl wortels en als gevolg daarvan een meer gerijpte ondergrond.
De meeste onderzoeken wijzen uit dat in *veenlagen onder zavel of klei* vrijwel geen wortels doordringen. Dit geldt vaak ook voor *zandlagen*, die meer dan 3 cm dik zijn. Kleiarm zand is niet bewortelbaar, kleiig zand moeilijk, tenzij er bioporiën aanwezig zijn. Dan kunnen de wortels zich weer normaal vertakken indien ze lutumrijkere lagen bereiken.
Vaak vindt men in klei of zavel op zand een grotere bewortelingsdichtheid dan in overeenkomstige gronden zonder zandondergrond. Sommigen schrijven dit verschil toe aan een compenserend effect van de wortelgroei als gevolg van een kleinere worteldiepte. Een andere verklaring zou kunnen zijn dat de luchthuishouding in de kleiige bovenlaag gunstiger is door een kleinere capillaire aanvoer van water door de zandondergrond.
Tot de *niet-gerijpte* minerale gronden behoren de slikvaaggronden en de gorsvaaggronden. *Slikvaaggronden* bevatten nog zoveel (zee)water dat het luchtgehalte veel te laag is voor wortels zonder luchtkanalen. Bovendien zijn deze gronden zout. *Gorsvaaggronden* zijn ondiep al gerijpt, zodat bovenin beworteling van landbouwgewassen mogelijk is.



17.39 *Figuur*

Verband tussen structuurprofiel en bewortéling van maïs in kalkloze poldervaaggronden.

a. Lichte klei op een kalkloze, zware kleilaag (f_{Lm} >35%) op een lichtere, kalkrijke ondergrond (profielverloop 3: kaarteenheid Rn67C-V).*

b. Zware kalkloze kleigrond (profielverloop 4; kaarteenheid Rn44C-III). Jager & Boersma, 1980: 24 en 25.*

17.42 *Tabel*

Verband tussen bodemeigenschappen en bewortelbare diepte, samengevat voor de hoofdklassen van de legenda van de bodemkaart van Nederland 1:50000 (Houben, 1979: 40, aangevuld en bijgewerkt door G.A. van Soesbergen).

Hoofdklassen van de legenda van de bodemkaart, schaal 1:50000	grens van bewortelbare diepte	beperkende bodemfactoren			Opmerkingen
		pH	aëratie	indringingsweerstand	
Veengronden	– onderzijde van laag met structuurelementen	x	x		
	– in 'grof' veen via o.m. hout of rietresten tot GLG				
Moerige gronden	– voor moerige lagen onder bouwvoor: zie veengronden	x	x		
	– voor zandgronden: zie podzolgronden, resp. kalkloze zandgronden			x	
	voor ondergrond met zavel of klei: zie zeekleigronden	x	x		
Podzolgronden	– begin van de C-horizont behalve bij aanwezigheid van een sterk verkitte B-horizont			x	Vooral in haarpodzolgronden met een 'milde ondergrond' dringen boomwortels veelal dieper door dan wortels van akkerbouwgewassen of gras.
Brikgronden	– voor kuilbrik- en alle zandige leembrikgronden: bewortelbare diepte tot net in de Bt-horizont		x	x	
	– voor siltige radebrikgronden en bergbrikgronden: geen duidelijke correlatie met bodemeigenschappen (bewortelbaar tot ca. 100 cm)		x	x	
	– voor oude kleibrikgronden: tot aan de zandondergrond resp. een voor aëratie te dichte zavel- of kleilaag aansluitend aan B-horizont		x	x	
Dikke eerdgronden	– voor zandgronden: tot aan het begin van de C-horizont			x	
Kalkloze zandgronden	– bewortelbaar tot aan begin C-horizont			x	In sommige beekeerdgronden beperkte mogelijkheden voor wortelgroei tot de GLG via houtige wortelresten.
	– voor opgestoven gronden: wortels van gras en akkerbouwgewassen alleen in zeer los gepakte bodemlagen; voor bos vaak tot in overstoven profiel			x	
Kalkhoudende zandgronden	– als kalkloze zandgronden; doch kleiig zand heeft een grotere bewortelbare diepte			x	
Niet-gerijpte minerale gronden	– tot onderkant van bijna gerijpt materiaal		x		In zeekleigebieden zijn ook beperkingen door zout mogelijk.
Zeekleigronden	– voor gronden met structuurelementen (klei, zware en matig lichte zavel): onderzijde laag met structuurelementen				In of vanaf zwak poreuze lagen (zie tabel 3.34) is geen of slechts een beperkte beworteling mogelijk. Als gevolg daarvan kan de effectieve worteldiepte aanzienlijk minder zijn dan de totale worteldiepte.
	– voor gronden zonder structuurelementen (zeer lichte zavel); ondergrens gehomogeniseerde laag of ondergrens laag met spongstructuur; begin van lagen met overwegend grijze kleuren en weinig of geen poriën; sterke gelaagdheid		x		
	– bij profielverloop 1 en 2: het begin van de veen- resp. zand ondergrond		x	x	
	– katteklei	x			
Rivierkleigronden	– als bij zeekleigronden				
Oude kleigronden	– voor oude rivierkleigronden: zie bij zeeklei- en bij brikgronden				
	– voor overige leemgronden: onderkant bewerkte resp. 'losse' laag		x	x	
Leemgronden	– geen duidelijke correlatie met profieleigenschappen		x	x	Onder overigens dezelfde omstandigheden is siltige leem over het algemeen beter bewortelbaar dan zandige leem.

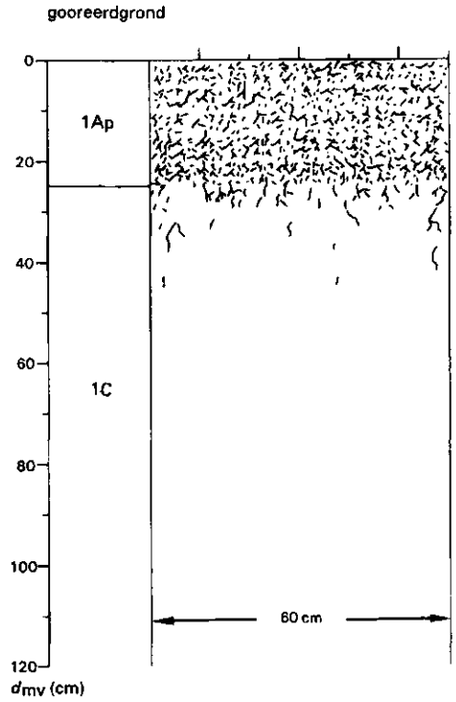
17.6.9 Rivierkleigronden en oude kleigronden

Voor rivierkleigronden gelden grotendeels dezelfde opmerkingen als voor zeeklei. Zo vertonen *komgronden* hetzelfde grote verschil tussen effectieve en totale worteldiepte als knipkleigronden. Een verschil is dat het rivierkleigebied een grotere oppervlakte *ooivaag- en hofeerdgronden* heeft dan het zeekleigebied. Deze gronden hebben een bruine, gehomogeniseerde C-horizont onder de Ah. Hier kan ook in zavel een effectieve worteldiepte van 100 cm of meer bereikt worden. Ondergronden van katteklei komen bij rivierklei niet voor.

In *oude rivierkleigronden* is de structuur in het algemeen voldoende open voor een beworteling tot aan de zandondergrond. De diepte waarop het niet-bewortelbare zand begint bepaalt dan de effectieve worteldiepte: 40 à 130 cm.
In *kleefaarde, glauconietklei, kalksteen, keileem* en andere soorten oude klei kunnen wortels slechts ondiep (<50 cm) doordringen vanwege een te geringe aëratie en/of te hoge indringingsweerstand. Wel kunnen boomwortels plaatselijk dieper komen via scheuren.
Een samenvatting van 17.6.2 t/m 17.6.9 staat in tabel 17.42.

17.40 *Vragen*

a. Gegeven is een gooreerdgrond (figuur 17.41). Hoe verklaart u het bewortelingsbeeld?
b. Gegeven een meerveengrond in de kaarteenheid iVc-III* (= veengronden met een veenkoloniaal dek op zeggeveen, rietzeggeveen of moerasbosveen) in het Odoorner Veen met de volgende profielbeschrijving (Stichting voor Bodemkartering, 1978: 96):
Aap 0-10 cm donkergrijs (10YR4/1), matig humeus, sterk lemig, zeer fijn zand; pH-KCl = = 4,9.
2Cp 10-80 cm donkerroodbruin (5YR3/2) veen (terug gebonkte bolster); sterk sponzige structuur; pH-KCl = 3,1.
2Cr 80-120 cm zeer donkergrijsbruin (10YR3/2) moerasbosveen en zeggeveen met veel houtresten en zaadjes van waterdrieblad; pH-KCl = 3,5.
Wat zal de effectieve worteldiepte zijn voor éénjarige, resp. meerjarige gewassen?
c. In Zuid-Beveland liggen overwegend poldervaaggronden in zee-afzettingen (Mn...; vergelijk kaartfragment 8, Heinkenszand, op de losse bijlage van deel 2). Op welke aspecten van de profielopbouw moet men letten in deze gronden om de bewortelbare diepte goed te kunnen schatten?
d. Probeer te verklaren waarom er verschil kan zijn in de (effectieve) worteldiepte van één- of meerjarige gewassen (denk bij de laatste b.v. aan bomen). Bij welke gronden kan een verschil voorkomen?
e. Vroeger werd de indringingsweerstand opgegeven in kgf/cm². Reken deze eenheid om in N/m² resp. MPa.



	f_h (%)	pH-KCl	Φ_p (%)	f_{L+S} (%)	f_Z (%)	M_Z (µm)
1Ap	7,5	4,5	51	16	84	170
1C	0,4	4,5	37	4	96	170

17.41 *Figuur*

Bewortelingsbeeld van gras in een gooreerdgrond, pZn21-V (Van der Sluijs & Houben, 1978: 343), met enige analysegegevens. Zie vraag 17.40a.

17.43 *Repeteervragen*

a. Noem drie manieren waarop de wortels de bodem beïnvloeden.
b. Teken een schematische dwarsdoorsnede van een jonge wortel, met vermelding van namen en functies van de weefsels.
c. Hoe kunnen moerasplanten hun wortels van zuurstof voorzien?
d. Noem drie soorten wortels.
e. Nuanceer de begrippen vlak- en diepwortelaar.
f. Welke twee elementen kunnen de wortelvertakking sterk beïnvloeden?
g. Welke wortelparameter wordt het meest in het veld gemeten?
h. Beschrijf de tekenmethode op plastic folie.
i. Definieer totale worteldiepte en effectieve worteldiepte.
j. Waarom is een goed ontwikkeld wortelstelsel belangrijk in de volle-grondsteelt?
k. In welke vorm nemen de planten hun voedingsstoffen op?
l. Op welke twee manieren worden ionen naar de wortel getransporteerd?
m. Wat verstaat men onder actieve ionenopname?
n. Welk deel van het wortelstelsel is het meest actief ten aanzien van de opname?
o. Welke voedingsstof vraagt een intensieve beworteling?
p. Waarom zou het mondiaal afschaffen van kunstmest een heilloze zaak zijn?
q. Wat zijn de gevolgen van zuurstofgebrek in de wortels?
r. Welke drie bodemfactoren bepalen de bewortelingsdiepte? Geef voor elk een grenswaarde.
s. Geef voor elk van deze factoren enige voorbeelden van bodemlagen die niet bewortelbaar zijn:
t. Waarom moet de zuurstofconcentratie in de bodem ver van de wortel veel hoger zijn dan aan het worteloppervlak?
u. Is de penetrometermethode voldoende om de weerstand tegen beworteling te meten?

17.7 LITERATUUR

17.7.1 Geraadpleegde literatuur

Ben Zioni, A., Y. Vaadia & S.H. Lips, 1971. Nitrate uptake by roots as regulated by nitrate reduction products of the shoot. Physiol. Plant. 24: 288-290.
Böhm, W., 1976. In situ estimation of soil root length at natural soil profiles. J. Agric. Sci. 87: 365-368.
Böhm, W., 1979. Methods of studying root systems. Springer, Berlin. 188 p.
Böhm, W. & U. Köpke, 1977. Comparative root investigations with two profile wall methods. Zeitschr. Acker- und Pflanzenbau 144: 297-303.
Booij, A.H., G. Rutten & G.P. Wind, 1975. Reconstructiegebied Oost-Groningen en Gronings-Drentse veenkoloniën en streekplangebied Oost-en Zuidoost-Drenthe. Onderzoek naar de grondverbeteringsbehoefte t.b.v. de landbouw bij een optimale ontwateringstoestand van de gronden. Rapport 1198, Stichting voor Bodemkartering en Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 61 p.
Boon, J. van der, 1974. Het trekken van tulpen op veen; de noodzakelijke bekalking. Bedrijfsontwikkeling 5: 913-915.
Boone, F.R. & B.W. Veen, 1982. The influence of mechanical resistance and phosphate supply on morphology and function of maize roots. Neth. J. Agric. Sci. 30: 179-192.
Brouwer, R., 1960. De invloed van de aëratie van het wortelmilieu op de groei van bruine bonen. Jaarboek I.B.S. 1960: 11-21.
Eavis, B.W., 1972. Soil physical conditions effecting seedling root growth. Plant and Soil 36: 613-622.
Gerretsen, F.C., 1948. The influence of microorganisms on the phosphate intake by the plant. Plant and Soil I: 51-81.
Goedewaagen, M.A.J., 1955. De oecologie van het wortelstelsel der gewassen. In: De plantenwortel in de landbouw: 31-68. A-cursus, Ned. Gen. voor Landbouwwet. Min. van Landbouw. Staatsdrukkerij, Den Haag. 204 p.
Hoagland, D.R., 1923. Absorption of ions by plants. Soil Science 16: 225-246.
Houben, J.M.M.Th., 1979. Bodemgesteldheid en diepte van beworteling. Rapport 1459, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 45 p.
Jager, A. & O.H. Boersma, 1980. Structuurprofiel-studiekartering nabij Buren, Rapport 1505, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 31 p.
Köpke, U., 1979. Ein Vergleich von Feldmethoden zur Bestimmung des Wurzelwachtums landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. Diss., Göttingen. 179 p.
Länchli & R.L. Bieleski, 1983. Inorganic plant nutrition. Vol. 15A of the Encyclopedia of Plant Physiology, New Series (ed. by A. Pirsch & M.H. Zimmerman). Springer Verlag, Berlin.
Lichtenegger, E., 1976. Wurzelbild und Lebensraum. Beitr. Biol. Pflanzen 52: 31-56.
Nauta, R.S., 1979. Landbouwkundige productie in Nederland bij natuurlijke stikstofvoorziening. Med. LH 79-18, Wageningen: 58 p.
Noordwijk, M. van, 1983. Functional interpretation of root densities in the field for nutrient and water uptake. In: Wurzelökologie und ihre Nutzanwendung/ Root ecology and its application. Int. symp. Gumpenstein, 1982. Bundesanstalt Gumpenstein, A-8952. Irdering, 1983: 207-226.
Pelser, L. (red.), 1984. Handboek voor de rundveehouderij. Proefstation voor

de rundveehouderij, schapenhouderij en paardenhouderij, Lelystad, en Consulentschappen in algemene dienst. 370 p.
Reinders, E., 1955. 'Morphologie' van het wortelstelsel. In: De plantenwortel in de landbouw: 18-30. Staatsdrukkerij, Den Haag. 204 p.
Reinders, E. (red.), 1957. Leerboek der algemene plantkunde, deel 1. In- en uitwendige morfologie en voortplanting van vaatplanten; afstammingshypothesen; karyologie. Scheltema en Holkema, Amsterdam. 710 p.
Rinsema, W.T., 1985. Bemesting en meststoffen. Educaboek, Culemborg. 14e druk, 191 p.
Rovira, A.D., 1965. Plant root exudates and their influence upon soil microorganisms. In: K.F. Baker & W.C. Snyder. Ecology of soil-borne plant pathogens – Prelude to biological control: 170-186. Univ. California. 571 p.
Russell, R.S., 1977. Plant root systems. Their function and interaction with the soil. McGraw-Hill, London. 298 p.
Schuffelen, A.C., 1975. Oude en nieuwe bemestingsproblemen. Landbouwk. Tijdschr. 87: 79-83.
Sluijs, P. van der & J.M.M.Th. Houben, 1978. Bewortelbaarheid van de grond. Een analyse van bodemfactoren van belang voor beworteling. Landbouwk. Tijdschr. 90: 340-344.
Smirnoff, N. & R.M.M. Crawford, 1983. Variation in the structure and response to flooding of root aerenchyma in some wetland plants. Ann. Bot. 51: 237-249.
Snelders, H.A.M., 1980. Liebig en de landbouwscheikunde in Nederland. Landbouwk. Tijdschr. 92: 230-236.
Stichting voor Bodemkartering, 1972. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Toelichting bij kaartblad 37 Oost (Rotterdam). Pudoc, Wageningen. 189 p.
Stichting voor Bodemkartering, 1978. Bodemkaart van Nederland, schaal 1:50000. Toelichting bij de kaartbladen 17 West en 17 Oost (Emmen). Pudoc, Wageningen. 221 p.
Tackett, J.L. & R.W. Pearson, 1964. Oxygen requirements of cotton seedling roots for penetration of compacted soil cores. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 28: 600-605.
Veen, B.W., 1982. The influence of mechanical impedance on the growth of maize roots. Plant and Soil 66: 101-109.
Wesseling, J., 1957. Enige aspecten van de waterbeheersing in landbouwgronden. Versl. Landbouwk. Onderz. 63.5 Staatsdrukkerij, Den Haag. 90 p.
Wind, G.P., 1967. Root growth and acid soils. Neth. J. Agric. Sci. 15: 259-266.
Wit, C.T. de, W. Dijkshoorn & J.C. Noggle, 1963. Ionic balance and growth of plants. Versl. landb. ond. 69.15. Pudoc, Wageningen. 68 p.
Wit, C.T. de, 1971. Verleden, heden en toekomst. Stikstof 69: 396-408.

17.7.2 Aanbevolen literatuur

Atkinson, D., K.K.S. Bhat, M.P. Coutts, P.A. Mason & D.J. Read (ed.), 1983. Tree root systems and their mycorrhizas. Plant and Soil 71: 1-525.
Böhm, W., L. Kutschera & E. Lichtenegger, 1983. Root ecology and its practical application: a contribution to the investigation of the whole plant. Int. Symp. 27-29 sept. 1982. Bundesanstalt f. alpenländische Landwirtschaft, Gumpenstein 774 p.
Brouwer, R., O. Gasparikova & J. Kolek (ed.), 1981. Structure and function of plant roots. Proceedings of the 2nd International Symposium held in Bratislava. Nijhoff, Den Haag. 415 p.
Brouwer, R. e.a., 1983. Functional equilibrium between shoots and roots. Neth. J. Agric. Sci. 31: 287-356.
Carson, E.W. (ed.), 1974. The plant root and its environment. Univ. Press of Virginia, Charlottesville. 691 p.
Dam, J.G.C. van & J.A. Hulshof, 1967. De penetrometer als instrument voor het onderzoek naar de geschiktheid van de grond voor aspergeteelt. Med. Dir. Tuinb. 30: 186-190.
Goedewaagen, M.A.J., 1942. Het wortelstelsel der landbouwgewassen. Algemene Landsdrukkerij, 's-Gravenhage. 173 p.
Harley, J.L. & R.S. Russell (eds.), 1979. The soil-root interface. Academic Press, London. 448 p.
Hielkema, J.U., 1974. Literatuurstudie en onderzoek naar de indringingsweerstand van klei- en zavelgronden. Rapp. 1200, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 34 p.
International Potash Institute, 1981. Agricultural yield potentials in continental climates. 295 p.
Jonge, P. de (red.), 1986. Themadag 'Organische stof in de akkerbouw'. Themaboekje 7. Proefstation en Consulentschap in Algemene Dienst voor de Akkerbouw en de Groenteteelt in de Vollegrond. 86 p.
Länchli, A. & R.L. Bieleski, 1983. Inorganic Plant Nutrition. Vol. 15A of the Encyclopedia of Plant Physiology, New Series (ed. by A. Pirsch & M.H. Zimmerman. Springer Verlag, Berlin.
Mohr, H.D., 1980. Einfluss der Bodeneigenschaften auf das Wurzelwachstum. Kali-Briefe (Büntehof) 15: 305-316.
Reijmerink, A., 1964. Een verbeterde methode van bewortelingsonderzoek. Med. Dir. Tuinb. 27: 42-49.
Soesbergen, G.A. van & Th. C. Vos, 1972. Een penetrograaf voor toegepast bodemkundig onderzoek. Cultuurt.Tijdschr. 12, 3: 1-6.
Torrey, J.G. & D.T. Clarkson (ed.), 1975. The development and function of roots. Academic Press, London. 618 p.
Treiber, W., 1981. Wechselwirkungen zwischen Pflanze und Boden im Wurzelraum. Liebig Universität, Giessen. 214 p.
Weaver, J.E., 1926. Root development of field crops. McGraw Hill, New York. 291 p.
Whittington, W.J. (ed.), 1968. Root growth. Butterworths, London. 450 p.
Wit, C.T. de, 1971. Verleden, heden en toekomst. Stikstof 69: 396-408.

18

HOOFDSTUK 18: VOCHTLEVERING DOOR DE GROND

door P. van der Sluijs

18.1 INLEIDING

18.1.1 Bedoeling van dit hoofdstuk

Bij het doen van uitspraken over bodemgeschiktheid is het 'vochtleverend vermogen van de grond' een van de belangrijkste beoordelingsfactoren (zie hoofdstuk 38). Hoofdstuk 18 is bedoeld om uit te leggen:

- waarom vochtlevering door de grond in het Nederlandse klimaat belangrijk is;
- hoe een berekening van de vochtlevering verloopt bij constante stroomsnelheid;
- hoe het vochtleverend vermogen geschat kan worden.

De berekening bij niet-constante stroomsnelheid vergt modellen, die alleen met een computer opgelost kunnen worden. Dit wordt niet behandeld, maar alleen aangestipt. Door bestudering van dit hoofdstuk kan de lezer in elk geval zo ver komen, dat hij/zij begrijpt hoe de eenheden van de bodemkaart op schaal 1:50000 (en andere schalen) geïnterpreteerd worden naar vochtleverend vermogen.

Andere vragen waarop dit hoofdstuk een antwoord geeft, zijn bv.:
- Waarom hangt plantenproduktie van de verdamping af? (18.1.2)
- Welke kans bestaat er in De Bilt op een bepaald neerslagtekort? Gelden deze waarden voor heel Nederland? (18.2.2)
- Hoe bereken je een vochtverdeling met de diepte bij een bepaalde capillaire stijgsnelheid? (18.3.2)
- Wat zijn hangwater-, tijdelijke en permanente grondwaterprofielen? (18.4.2)

Vereiste voorkennis: hoofdstuk 9, 10 en 11.

18.1.2 Verdamping en produktie

De groene plant heeft het vermogen in zijn bladeren koolzuurgas en water om te zetten in koolhydraten (suikers, zetmeel, cellulose) en zuurstof:

$$n\ CO_2 + n\ H_2O \xrightarrow{\text{zonne-straling}} (CH_2O)_n + n\ O_2$$

Het koolzuurgas wordt via de huidmondjes uit de atmosfeer opgenomen en het water via het wortelstelsel uit de bodem. Bij dit proces, de *fotosynthese*, wordt lichtenergie omgezet in chemische energie. De door bladgroenkorrels geabsorbeerde zonnestraling levert de energie voor de splitsing van H_2O in H_2 en O_2. De waterstof reduceert het koolzuurgas tot koolhydraten waarin de chemische energie is opgeslagen. De zuurstof ontwijkt naar de atmosfeer.

De fotosynthesesnelheid – en daarmee de snelheid van de produktie van droge stof – is afhankelijk van de factoren licht, CO_2, temperatuur, voedingsstoffen en water. Voor Nederland is de potentiële bruto fotosynthesesnelheid in de zomer berekend op 300 à 375 kg $ha^{-1}\ d^{-1}$. Hiervan gaat ca. 40% tijdens het groeiseizoen verloren omdat een deel van de opgeslagen energie wordt verbruikt voor onderhoud en vorming van nieuwe bindingen als eiwitten en vetten. De energie wordt verkregen uit de ademhaling, waarbij koolhydraten worden geoxydeerd. Het verschil tussen de bruto fotosynthese en ademhaling wordt netto fotosynthese genoemd. De potentiële netto fotosynthesesnelheid, die dus ongeveer 200 kg $ha^{-1}\ d^{-1}$ bedraagt, is in proeven dicht benaderd. Een dergelijke groeisnelheid komt overeen met een produktie van 10 ton tarwe of 100 ton aardappelen per hectare per groeiseizoen.

Het CO_2-transport voor de fotosynthese is een diffusieproces. CO_2 diffundeert van de atmosfeer via de huidmondjes in het bladoppervlak naar de bladgroenkorrels. Door dezelfde huidmondjes verdwijnt bij verdamping waterdamp uit de plant naar de atmosfeer. Voor verdamping is energie nodig die aan het blad wordt onttrokken, hetgeen een te hoog oplopen van de bladtemperatuur voorkomt. De verdamping varieert van dag tot dag en van uur tot uur. Bepalend voor de grootte van de verdamping zijn meteorologische factoren als luchttemperatuur, netto stralingsenergie, windsnelheid en relatieve lucht-

vochtigheid. Daarnaast is de plant in staat de verdamping binnen zekere grenzen te beïnvloeden door openen of sluiten van de huidmondjes. Op een grotere verdamping dan aanvoer van water naar het blad, reageert de plant met een gehele of gedeeltelijke sluiting van de huidmondjes. Maar als met dit reguleringsmechanisme de diffusie van waterdamp wordt beperkt, kan in omgekeerde richting ook minder CO_2 door de huidmondjes diffunderen. Bijgevolg daalt de fotosynthese en vermindert de groeisnelheid. Via de verdamping is er dus een verband tussen watervoorziening en produktie.
Van de door een plant opgenomen hoeveelheid water wordt het grootste deel verdampt. Minder dan 1% is ingebouwd in de organische stof en het water voor het transport van mineralen en assimilaten bedraagt slechts enkele procenten (zie rekenvoorbeeld 18.1)

18.1 *Rekenvoorbeeld*

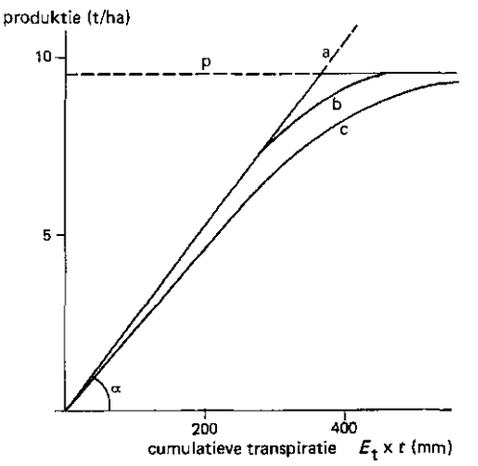
Gegeven: De waarden gelden voor één groeiseizoen. De droge-stofproduktie van de spruiten van gras is 14 t/ha. De wortel-spruitverhouding is 1:2. Het droge-stofgehalte van vers materiaal is 16% (rel. massa). Het waterverbruik is 400 mm.
Gevraagd: Hoeveel % van het waterverbruik dient voor de opbouw van organische stof, resp. voor transport in de plant?
Oplossing: De totale droge-stofproduktie van wortel en spruit is 7 t/ha + 14 t/ha = 21 t/ha. De hoeveelheid chemisch gebonden water in de organische stof is (18/30) × 21 t/ha = 12,6 t/ha (relatieve molecuulmassa van water = 18 en van CH_2O = 30). Dit komt overeen met een waterdikte = 1,26 mm, of (1,26 mm/400 mm) × 100% = 0,3% van het waterverbruik. De hoeveelheid water in vers materiaal is ((100% − 16%)/16%) × 21 t/ha = 110 t/ha, wat overeenkomt met een waterdikte = 11 mm. Dit is (11 mm/400 mm) × 100% = 2,8% van het waterverbruik.

De betrekking tussen produktie en verdamping wordt benaderd met produktiemodellen, d.w.z. benaderingen en schematiseringen van de werkelijkheid.
In het produktie-transpiratiemodel neemt de produktie evenredig toe met de cumulatieve plantverdamping $E_t \times t$ zolang water de limiterende groeifactor is:

18.2 produktie = $n E_t t$ waarin

n = efficiëntie van het waterverbruik;
$E_t t$ = cumulatieve transpiratie of plantverdamping.

De Wit (1958) geeft voor het Nederlandse klimaatsgebied voor haver $n = 26$, voor suikerbieten $n = 61$ en voor erwten $n = 34$ kg ha^{-1} mm^{-1}. Een n van 26 kg ha^{-1} mm^{-1} betekent dat 1 mm plantverdamping overeenkomt met een aanwas van 26 kg droge stof per ha. In figuur 18.3 is dit grafisch weergegeven; het maatgetal van n is 26 = tg α.
Naast de plantverdamping of transpiratie vindt ook rechtstreeks vanaf het bodemoppervlak verdamping plaats. Voorts verdampt er water dat na neerslag op het bladoppervlak achterblijft (interceptie). Samen vormen deze drie grootheden de totale verdamping of *evapotranspiratie*. Bodemverdamping plus verdamping van interceptiewater worden samen *evaporatie* genoemd. Tabel 18.4 geeft een overzicht van de door ons gehanteerde namen en symbolen in verband met verdamping. Elk van deze grootheden is een areïeke verdampingssnelheid, d.w.z. volume verdampt water per oppervlakte per tijd, ofwel lengte per tijd. Alleen de laatste twee grootheden in de tabel hebben een andere dimensie. Bij meting wordt het volume vaak benaderd door de massa te meten ($\rho_w \approx 1$ kg/dm^3).
In bossen kan evaporatie van interceptiewater een belangrijk deel van de neerslag uitmaken. Zo is in een veertigjarige opstand van Pinus nigra austriaca een interceptie van ongeveer de helft van de neerslagsom vastgesteld (Mulder, 1983: 107).



18.3 *Figuur*

Het verband tussen de cumulatieve plantverdamping en de produktie voor haver in Nederland (De Wit, 1958: 59).

De lineaire stijging van de droge-stofproduktie (figuur 18.3, lijn a) zet zich voort tot een andere groeifactor beperkend wordt, bijvoorbeeld de stralingsenergie of het vruchtbaarheidsniveau. De gewasverdamping kan dan nog wel toenemen, maar de produktie stijgt niet verder (lijn p). De overgang van lijn a naar lijn p zal in werkelijkheid vloeiend verlopen (lijn b of c) omdat de produktiefactoren in het overgangsgebied elkaar gaan beïnvloeden. Zo is de opneembaarheid van voedingsstoffen niet alleen afhankelijk van het vruchtbaarheidsniveau, maar eveneens van de beschikbaarheid van water. Gebleken is dat de gewasafhankelijke efficiëntie n mede beïnvloed wordt door verschillen in weersgesteldheid of klimaat. Door E_t te corrigeren kunnen verschillen in opbrengst door meteorologische verschillen gedurende de diverse jaren worden weggewerkt (zie bv. Rijtema, 1969; Rijtema en Endrödi, 1970; De Wit, 1958).

18.4 *Tabel*

Namen en symbolen van grootheden in verband met verdamping (grotendeels naar Gespreksgroep hydrologische terminologie, 1983). Zie ook figuur 10.1.

naam	symbool	geheugensteun	dimensie	formule
verdamping (= areïeke verdampingssnelheid	E	evaporatie	$L^3 L^{-2} T^{-1}$ = $= L T^{-1}$	
open-water-verdamping	E_o	open water	$L T^{-1}$	
transpiratie of plantverdamping	E_t	transpiratie	$L T^{-1}$	
bodemverdamping	E_s	Eng. soil = bodem	$L T^{-1}$	
verdamping van interceptiewater	E_i	interceptie	$L T^{-1}$	
evaporatie	–	–	$L T^{-1}$	$E_s + E_i$
evapotranspiratie of werkelijke verdamping	E_a	actueel	$L T^{-1}$	$E_a = = E_t + E_s + E_i$
potentiële evapotranspiratie of potentiële verdamping	E_p	potentieel	$L T^{-1}$	$E_p = f E_o$
relatieve evapotranspiratie of relatieve verdamping	–	–	1	E_a/E_p
cumulatieve verdamping (= een areïek volume = een waterdikte)	–	–	L	$E \times t$

Om de scheiding tussen transpiratie en evaporatie te ontgaan, wordt de produktie van droge stof, of het geoogste deel daarvan, wel direct gekoppeld aan de evapotranspiratie. Daarmee legt men verband tussen de produktie en het totale waterverbruik. Ervan uitgaande dat de produktie evenredig met de cumulatieve evapotranspiratie $E_a \times t$ toeneemt en de maximale produktie bij de potentiële evapotranspiratie E_p wordt bereikt, is het verband weer te geven met:

18.5 produktie = max. produktie × relatieve verdamping

Vergelijkingen van dit type zijn gebruikt bij het onderzoek naar de waterhuishouding in Gelderland (tabel 18.6). De constante in de produktievergelijking ontstaat doordat in het begin van het groeiseizoen de gewasverdamping nog klein is. De evapotranspiratie bestaat dan hoofdzakelijk uit evaporatie. E_p is de evapotranspiratie van een gewas dat optimaal van water wordt voorzien. Bij een tekort aan water blijft E_a achter bij E_p. Dan is de relatieve verdamping E_a/E_p kleiner dan 1.

18.6 *Tabel*

Produktie-verdamping-relaties, gebruikt bij het onderzoek naar de waterhuishouding in Gelderland (Feddes, 1979, naar gegevens van Rijtema, 1971).

geoogst produkt	produktie (t/ha)	drukhoogte wortelzone
aardappelen	58,1 (E_a/E_p) - 16,0	
granen, korrel	5,1 (E_a/E_p) - 0,6	$h > -$ 600 cm (natter)
	3,7 (E_a/E_p) - 0,4	$h <$ -1600 cm (droger)
granen, stro	8,1 (E_a/E_p) - 1,8	$h > -$ 600 cm (natter)
	9,5 (E_a/E_p) - 2,0	$h <$ -1600 cm (droger)
gras	13,5 $(E_a/E_p)^2$	

Voor granen zijn in tabel 18.6 twee vergelijkingen gegeven. Uit veldproeven is gebleken dat de verdeling van de drogestofproduktie over de korrels en het stro afhankelijk is van de vochttoestand in de wortelzone op het moment dat het gewas van het vegetatieve in het generatieve stadium overgaat. Een vochtige wortelzone geeft een hogere korrel-stroverhouding dan een droge.

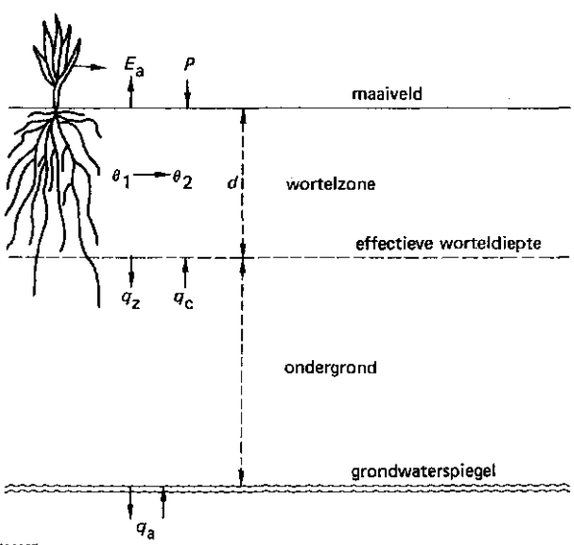
18.7 *Vragen*

a. Hoeveel water (mm; m³ per ha) is nodig voor een grasproduktie van 15 ton per ha als de efficiëntie van het watergebruik $n = 30$ kg ha^{-1} mm^{-1} is?

b. Bepaal met de produktie-verdamping-relatie van tabel 18.6 de produktie van aardappelen, als E_a resp. 400, 380 en 360 mm per groeiseizoen is. $E_p = 400$ mm/groeiseizoen.

18.1.3 Vochtbalans van de wortelzone

Om na te gaan welke grootheden de vochtvoorraad in de wortelzone beïnvloeden, zullen we een vochtbalans opstellen. Onder *wortelzone* verstaan we hier 'effectieve wortelzone', dat is de zone waarin de wortels al het beschikbare hangwater kunnen opnemen en de capillaire aanvoer kunnen benutten (zie 17.3.4). De dikte van deze wortelzone noemen we d. Als het gewas begint te groeien, bevindt zich een zekere hoeveelheid vocht in de wortelzone. De volumefractie water op dit tijdstip noemen we θ_1, een gemiddelde waarde over de wortelzone. Tijdens het groeiseizoen kan er water bijkomen door de neerslag P en de capillaire aanvoer q_c. Water kan verdwijnen door de evapotranspiratie E_a en percolatie naar de ondergrond q_z (figuur 18.8). Dit leidt tot een volumefractie vocht θ_2 aan het eind van het groeiseizoen.



18.8 *Figuur*

Vochtbalans van de wortelzone in het groeiseizoen. Verklaring in de tekst; q_a wordt besproken in 18.3.3.

In formule wordt de vochtbalans van de wortelzone:
$\theta_1 d + P t + q_c t - E_a t + q_z t = \theta_2 d$
Om voor elke term de dimensie lengte (bv. eenheid mm) te krijgen, moeten de grootheden P, q en E, die als snelheden gedefinieerd zijn, met de tijd t vermenigvuldigd worden. De term $q_z t$ heeft een plusteken omdat bij afspraak voor neerwaartse stroming negatieve waarden worden ingevuld. In het model, dat we in dit hoofdstuk gebruiken, stellen we de percolatie q_z in het groeiseizoen nul; q_z wordt daarom hieronder weggelaten. Omwerken van de vergelijking en aan beide zijden de potentiële verdamping E_p erbij optellen geeft:

18.9 $\underset{\text{vochttekort gewas}}{(E_p - E_a)\,t} = \underset{\text{neerslagtekort}}{(E_p - P)\,t} - \min \underset{\text{vochtlevering door wortelzone + ondergrond}}{(\theta_1 d - \theta_2 d + q_c t)}$

Als $\theta_1 d - \theta_2 d + q_c t = (E_p - P)\,t$, is $E_a = E_p$.

De vochtonttrekking aan de grond is dan voldoende om het neerslagtekort te compenseren; de produktie is gelijk aan de potentiëel mogelijke.
Bij $(E_p - P)\,t > d\,(\theta_1 - \theta_2) + q_c\,t$ is het neerslagtekort groter dan de som van de vochtonttrekking aan de bewortelbare zone en de capillaire aanvoer uit de ondergrond. In dat geval is $E_a < E_p$ en wordt door vochttekort de potentiële produktie niet bereikt. Een remedie is beregening.
Samenvattend: uit vergelijking 18.9 volgt, dat het optreden van een vochttekort afhangt van het neerslagtekort in het groeiseizoen en de mate waarin dat neerslagtekort gecompenseerd kan worden door vochtlevering door de grond. Gegeven een bepaalde grond wordt het vochttekort dus door het weer bepaald. Vandaar dat we eerst nader op klimatologische aspecten ingaan.

18.10 *Vraag*

Hoort de neerslag die in het groeiseizoen valt bij de 'vochtlevering door de grond'?

18.2 VERDAMPING EN NEERSLAG

18.2.1 Verdeling over het jaar

De potentiële evapotranspiratie E_p wordt gewoonlijk afgeleid uit de open-waterverdamping E_o met:

18.11 $E_p = f E_o$

waarin f een correctiefactor is. E_o is te meten in verdampingsbakken, te bepalen uit waterbalansen of te berekenen. Veelal wordt E_o met de Penmanformule berekend uit de netto stralingsenergie, windsnelheid, relatieve luchtvochtigheid en luchttemperatuur (De Bruin, 1979). In het 'Maandelijks overzicht der weersgesteldheid' van het KNMI is voor een vijftiental weerstations de volgens Penman berekende E_o per decade opgenomen. De correctiefactor f is afhankelijk van gewas, groeistadium en bedekkingsgraad. Van voorjaar naar zomer en najaar kan f bv. variëren van 0,3 naar 0,9 en terug naar 0,5.

Bij pit- en steenvruchten komen waarden groter dan één voor. Een uitvoerige tabel is te vinden in het rapport Landbouwwatervoorziening zuidwest Nederland (Projectgroep Grevelingen zout/zoet, 1982: 23). Veel gebruikt als benadering voor alle gewassen en over het gehele seizoen is de waarde $f = 0{,}8$, waarmee de potentiële evapotranspiratie gelijkgesteld wordt aan 80% van de verdamping van een open-wateroppervlak.

De decadesommen van E_o zijn op het tijdstip van publiceren van de maandelijkse overzichten niet meer actueel. Om in de behoefte van actuele verdampingsgegevens te voorzien, heeft het KNMI een versnelde berekeningswijze van E_o ingevoerd. Ter onderscheiding van de E_o in het maandelijkse overzicht wordt deze als *referentieverdamping* aangeduid. Gedurende het groeiseizoen verstrekt het KNMI dagelijks via de radio in sommige weerberichten de referentieverdamping van de er aan voorafgaande dag van enige waarnemingsstations. Daar voor de versnelde berekeningswijze niet dezelfde invoergegevens (kunnen) worden gebruikt (De Bruin & Lablans, 1980), is de referentieverdamping niet exact gelijk aan de E_o die in het maandelijks overzicht wordt opgegeven. De referentieverdamping is meestal groter; voor het station De Bilt over de periode april t/m september in 1981 6% en in 1982 12%.

De gemiddelde potentiële evapotranspiratie E_p bedraagt in Nederland ruim 500 mm per jaar. Zij vertoont een uitgesproken seizoenverloop. In de winter zijn de waarden niet meer dan enkele mm per maand, terwijl een maximum van bijna 100 mm per maand aan het begin van de zomer optreedt (figuur 11.1 en tabel 18.13). Regelmatiger over het jaar is de neerslag P verdeeld. Gemiddeld valt in Nederland 750 mm/a. Er is dus een neerslagoverschot van ca. 250 mm/a. In figuur 11.1 is echter te zien dat gedurende het groeiseizoen de potentiële evapotranspiratie normaliter groter is dan de neerslag en dat een neerslagtekort optreedt.
Nu weet ieder uit ervaring dat natte, droge en meer normale jaren elkaar afwisselen en het neerslagtekort niet constant is. Bijgevolg zijn de aan de vochtlevering van de grond te stellen eisen niet elk jaar gelijk. In droge jaren moet de vochtlevering van een grond groter zijn dan in natte. Voor de beoordeling van de vochtlevering van de grond is het dan ook belangrijker te weten hoe vaak een bepaald neerslagtekort optreedt dan de grootte van het gemiddelde neerslagtekort te kennen.

18.12 *Vraag*
Het is algemeen gebruikelijk de gegevens uit tabel 18.13 grafisch weer te geven zoals in figuur 11.1 is gedaan. Maar hoe zou het mathematisch zuiverder kunnen gebeuren?

18.2.2 De kans op een bepaald neerslagtekort

De verschillen in neerslagtekorten worden overwegend veroorzaakt door variatie in de neerslag. Een maat voor de variatie is de standaardafwijking s. De standaardafwijking van de maandsommen van P is aanmerkelijk groter dan die van de maandsommen van E_o (tabel 18.13). Voor juli ligt ca. 2/3 van de maandsommen van P tussen 116 en 36 mm (76 + 40 en 76 – 40). Eenzelfde gedeelte van de maandsommen van E_o ligt tussen 131 en 101 mm (116 + 15 en 116 – 15).

De kans op een gegeven neerslagtekort is te berekenen door een statistische bewerking van neerslagtekorten. Eerst worden de neerslagtekorten gerangschikt naar afdalende grootte en vindt men het rangnummer van het gegeven neerslagtekort. De kans, dat een neerslagtekort groter of gelijk is aan het neerslagtekort met rangnummer i (uit de reeks van n neerslagtekorten), noemen we de (rechtse) overschrijdingskans $p_R(E_p-P)_i$:

18.14 $$p_R(E_p-P)_i = p((E_p-P) \geq (E_p-P)_i) = \frac{i}{n+1} \times 100\%$$

In tabel 18.15 zijn de overschrijdingskansen van een aantal neerslagtekorten gegeven. Zo vinden we voor De Bilt over de periode 1 april tot 1 juli bij een neerslagtekort van 139 mm een overschrijdingskans van 10%. Dit betekent dat er 10% kans is op een tekort dat gelijk of hoger is dan 139 mm. Anders gezegd: over die periode mag gemiddeld één keer per 10 jaar gerekend worden op een neerslagtekort van minstens 139 mm. Van 1 april tot 1 september heeft een neerslagtekort van 155 mm een overschrijdingskans van 20% en kan dus één keer per 5 jaar op een tekort van minstens 155 mm worden gerekend. Evenzo valt eens per twee jaar (50% overschrijdingskans) van 1 april tot 1 augustus op minstens 96 mm te rekenen. Een jaar met een neerslagtekort in het groeiseizoen waarop 10% kans is, zullen we een *10% droog jaar* noemen.

Nog enige opmerkingen bij tabel 18.15:
– de tabel is gebaseerd op maandsommen van het neerslagtekort;
– E_p is voor de gegeven maanden gelijkgesteld aan $0{,}8\ E_o$;
– de definitie van het neerslagtekort is als in formule 18.9. Dat wil zeggen dat met afvoer door overschrijding van het vochthoudend vermogen van de grond geen rekening is gehouden, noch met neerslag die door scheuren tot afvoer komt voordat in de onverzadigde zone het evenwichtsvochtgehalte is bereikt; deze zouden in de grootheid q_z tot uitdrukking moeten worden gebracht (figuur 18.8);
– negatieve waarden in de tabel hebben betrekking op neerslagoverschotten;
– rekenvoorbeeld 18.16 geeft een indruk hoe tabellen als deze tot stand komen.

Tabel 18.15 laat zien dat in droge jaren het neerslagtekort blijft stijgen tot het eind van het groeiseizoen. Voor minder droge jaren vertonen de cijfers een maximum dat vroeger valt naarmate het groeiseizoen natter is. We moeten bedenken dat dit statistische uitspraken zijn. De in de tabel aangegeven neer-

18.13 *Tabel*
Maandwaarden van neerslag P, open-waterverdamping E_o, potentiële verdamping E_p, neerslagtekort E_p-P en hun standaardafwijking s. Voor f zie formule 18.11. Gemiddelde waarden van het KNMI-station De Bilt over de periode 1911 t/m 1975. Naar gegevens van De Bruin, 1979. Vergelijk figuur 11.1.

(mm/mnd)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	totaal (mm/a)
P	64	49	47	51	54	65	76	88	71	72	73	74	784
$s(P)$	27	30	25	23	28	32	40	47	40	44	37	38	135
E_o	4	17	41	75	108	122	116	95	60	27	9	3	676
$s(E_o)$	2	4	5	11	12	14	15	13	7	4	3	3	45
f	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	
E_p	2	10	29	60	86	98	93	76	48	19	5	2	528
E_p-P				9	32	32	16	–13					
$s(E_p$-$P)$				28	34	38	48	53					

18.15 *Tabel*

Overschrijdingskans p_R van het neerslagtekort $E_p - P$ voor delen van het groeiseizoen. KNMI-station De Bilt, periode 1911 t/m 1975. Naar De Bruin, 1979.

$p_R(E_p-P)_i$ (%)	neerslagtekort (mm) vanaf 1 april tot 1 mei	1 juni	1 juli	1 aug.	1 sept.	1 okt.
1,5	62	124	168	262	317	360
3	59	120	165	244	295	351
5	53	114	161	220	255	274
10	43	96	139	171	200	195
20	36	76	123	147	155	141
30	32	68	110	134	128	101
40	18	61	95	113	96	71
50	9	43	82	96	89	48
60	0	34	63	75	41	30
70	− 6	23	49	58	27	6
80	−15	6	31	37	4	− 26
90	−27	−19	− 9	− 3	− 38	− 93
95	−43	−43	−28	− 30	− 77	−141
97	−47	−49	−78	−124	−139	−148
98,5	−60	−86	−95	−161	−203	−241

slagtekorten hebben steeds betrekking op de ervóór vermelde overschrijdingskans. In werkelijkheid zal de opbouw van het neerslagtekort tijdens het groeiseizoen vrijwel nooit volgens de in tabel 18.15 berekende waarden verlopen. Er doen zich achtereenvolgens neerslagtekorten voor die bij verschillende kansen horen (tabel 18.17).

18.16 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Uit een reeks van 65 groeiseizoenen is hieronder een viertal neerslagtekorten vermeld met hun rangnummer:

rangnummer i	$E_p - P$ (mm/groeiseizoen)
2	350
7	194
13	140
19	111

Gevraagd: Bepaal van elk de overschrijdingskans en door lineaire interpolatie het neerslagtekort dat gemiddeld eens per vier jaar mag worden verwacht.

Oplossing: We korten $p_R(E_p - P)_i$ af tot p_i.

$$p_i = \frac{i}{n+1} \times 100\% = \frac{100}{65+1} \times i\% = 1{,}51\ i\%$$

$p_2 = 1{,}51 \times 2\% = 3{,}0\%$

$p_7 = 1{,}51 \times 7\% = 10{,}6\%$

$p_{13} = 1{,}51 \times 13\% = 19{,}7\%$

$p_{19} = 1{,}51 \times 19\% = 28{,}8\%$

Noem het neerslagtekort, dat gemiddeld eens per vier jaar optreedt, y.

$p((E_p - P) \geqslant y) = 25\%$.

In dit geval moet y tussen 140 en 111 mm per groeiseizoen liggen. Lineair interpoleren geeft:

$$\frac{y - 140\text{ mm}}{0{,}25 - 0{,}197} = \frac{111\text{ mm} - 140\text{ mm}}{0{,}288 - 0{,}197}$$

$y = 123$ mm per groeiseizoen.

18.17 *Tabel*

Overschrijdingskansen van neerslagtekorten tijdens het groeiseizoen 1975. KNMI-station De Bilt. Naar gegevens van De Bruin, 1979.

periode vanaf 1-4-1975 tot	neerslagtekort (mm)	overschrijdingskans (%)
1 mei	−5	70
1 juni	43	50
1 juli	61	65
1 augustus	139	25
1 september	202	10
1 oktober	189	10

18.2.3 Regionale verschillen in het neerslagtekort

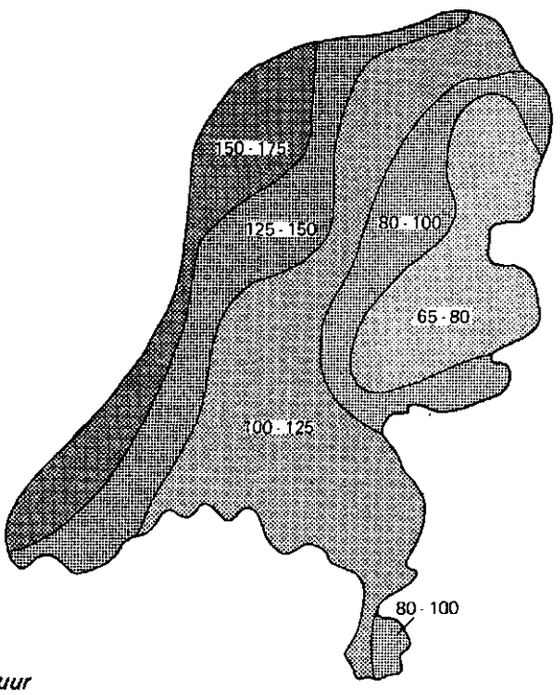
In het neerslagtekort zijn regionale verschillen aan te wijzen (tabel 18.18 en figuur 18.19).

18.18 *Tabel*

Regionale verschillen in neerslagtekort vanaf 1 april tot 1 september (150 dagen). 1911 t/m 1975. Ontleend aan De Bruin, 1979.

station	neerslagtekort (mm) bij overschrijdingskans 5%	10%	20%	50%
Den Helder	339	276	241	180
Oudenbosch	284	218	173	113
Gemert	290	236	156	110
De Bilt	255	200	155	89
Winterswijk	260	174	131	74
Dedemsvaart	223	144	118	57

De grootste neerslagtekorten zijn in een smalle strook langs de westkust te vinden. Naar het oosten toe nemen de tekorten af en bereiken in Drenthe en Salland de laagste waarden. Bij het beoordelen van het vochtleverend vermogen van de grond moet men met deze regionale verschillen rekening houden, maar dit gebeurt slechts ten dele (situatie 1984).



18.19 *Figuur*

Regionale verdeling van gemiddelde neerslagtekorten (mm per groeiseizoen). Samengesteld naar gegevens uit de klimaatatlas van Nederland.

18.20 *Vragen*

a. Hoeveel mm bedraagt het neerslagtekort van april t/m augustus in De Bilt, gemiddeld over 1911 t/m 1975?

b. Hoeveel bedraagt het neerslagtekort van 1 april tot 1 september in een 10% droog jaar in De Bilt?

c. Hoe groot is de kans dat er in de periode van 1 april tot 1 september een neerslagtekort van 76 mm of groter optreedt in De Bilt?

d. Hoe groot is de kans dat er in De Bilt géén neerslagtekort optreedt tussen 1 april en 1 september? Is deze vraag ook te beantwoorden voor een groeiseizoen van 15 april tot 15 september of voor 1 mei tot 1 oktober?

e. Mogen we stellen, dat een 5% droog jaar altijd het volgende verloop van het neerslagtekort vertoont?

van 1 april tot					
1 mei	1 juni	1 juli	1 aug.	1 sept.	1 okt.
53 mm	114 mm	161 mm	220 mm	255 mm	274 mm

f. Acht u het verantwoord om bij de beoordeling van het vochtleverend vermogen van de grond overal in Nederland de klimaatcijfers van station De Bilt te gebruiken?

18.3 BEREKENING VAN DE VOCHTLEVERING

In § 18.1 en 18.2 is de hoeveelheid vocht, die een grond moet kunnen leveren, benaderd vanuit de eisen die het gewas stelt om potentieel te kunnen verdampen. We zullen nu het bodemprofiel centraal stellen en nagaan hoeveel vocht onttrokken kan worden, of anders gezegd hoe groot de vochtlevering van de grond kan zijn. Onze berekening beperkt zich tot een eenvoudig model, dat het principe goed laat zien. Voor meer ingewikkelde, meer realistische berekeningen zal naar de literatuur worden verwezen.

18.3.1 Onttrekkingssysteem

De vochtlevering van de grond is schematisch weer te geven in *twee delen*. Het eerste deel bestaat uit de hoeveelheid vocht die aanwezig is in de wortelzone en daar direct door de wortels is op te nemen. Het tweede deel is het vocht dat via capillair vochttransport vanuit de ondergrond naar de wortelzone wordt aangevoerd en eerst dan voor opname beschikbaar komt. Beide delen vormen een interactief systeem. In formule 18.9 zijn ze aangeduid met resp. $(\theta_1 d - \theta_2 d)$ en $q_c t$.

Vochtonttrekking in de wortelzone leidt tot verlaging van de drukhoogte (deze wordt meer negatief). Ten opzichte van de ondergrond ontstaat een stijghoogtegradiënt die de drijvende kracht vormt voor een opwaarts gericht vochttransport (zie par. 10.6). Door capillaire aanvoer wordt de vochtonttrekking, die aanvankelijk alleen in de wortelzone plaatsvindt, over wortelzone en ondergrond verdeeld. Het effect hiervan is dat met capillaire aanvoer de wortelzone minder snel uitdroogt dan zonder aanvoer het geval zou zijn. De capillaire aanvoersnelheid zal steeds een zo hoog mogelijke waarde aannemen. Zij zal echter de onttrekkingssnelheid niet kunnen overtreffen, althans zolang deze niet daalt. Stel dat de capillaire stijgsnelheid bij de onttrekkingssnelheid zou achterblijven. Dan daalt het vochtgehalte in de wortelzone en neemt de drijvende kracht toe. De capillaire stijgsnelheid moet dan toenemen. Omgekeerd daalt de drijvende kracht als de aanvoer de onttrekking overtreft. Dit resulteert in een vermindering van de capillaire stijgsnelheid. Tussen vochtonttrekking in en capillaire aanvoer naar de wortelzone zal dus steeds een wisselwerking bestaan in een (tijdelijk) grondwaterprofiel. Door de capillaire opstijging gaat de grondwaterspiegel dalen.

Bij de behandeling van de vochtlevering gaan we er vanuit dat het capillair aangevoerde vocht aan de *onderzijde* van de wortelzone door de wortels wordt opgenomen. In de wortelzone wordt alleen een zijdelingse vochtverplaatsing in een horizontaal vlak naar de wortels toe verondersteld. Dit is weliswaar niet geheel juist, maar het vereenvoudigt de berekening.

Voor de berekening van de vochtlevering zijn de volgende gegevens nodig:

van de *wortelzone* de dikte, de vochtkarakteristiek en de grondwaterstand aan het begin van het groeiseizoen;

van de *ondergrond* de vochtkarakteristiek, de doorlaatkarakteristiek, de grondwaterstand aan het begin en eind van het groeiseizoen en de grootte van wegzijging of kwel.

Daarnaast moeten gegevens over de grootte van het neerslagtekort bekend zijn.

18.3.2 Vochtlevering bij een gegeven capillaire stijgsnelheid (wegzijging nul)

Als eenvoudigste benadering voor het vaststellen van de vochtlevering van de grond beschouwen we een periode, waarin aan het begin het bodemvocht in een statische evenwichtssituatie verkeert ($q_c = 0$), en aan het eind in een dynamische ($q_c > 0$ en constant). Tevens nemen we aan dat er geen wegzijging of kwel optreedt. Onder deze voorwaarden is de vochtlevering gelijk aan de verandering in vochtinhoud van wortelzone plus ondergrond, ten opzichte van een referentievlak, dieper dan de laagste grondwaterstand. Voor de begrippen wortelzone en ondergrond zie figuur 18.8.

We zullen de berekening van de maximale vochtlevering uitvoeren aan de hand van een *uitgebreid voorbeeld*. Het betreft een gooreerdgrond (pZn21 op de 1:50000 bodemkaart), bestaande uit een A1-horizont van 30 cm met daaronder een C1-horizont. Beide lagen bestaan uit zwak lemig, matig fijn zand. De A1 is matig humeus, de C1 uiterst humusarm. Alleen de A1-horizont is beworteld. De grondwaterstandsdiepte aan het begin van het groeiseizoen is 70 cm. De vochtkarakteristieken van de A- en C-horizont zijn in tabel 18.21 weergegeven. Figuur 18.23 geeft de doorlaatkarakteristiek van de ondergrond. De berekening wordt uitgevoerd voor een capillaire stijgsnelheid $q_c = 2$ mm/d aan het eind van de in beschouwing genomen periode.

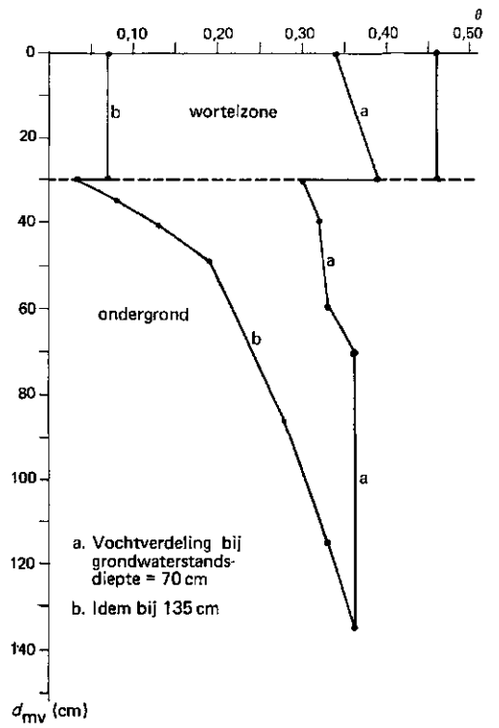
Aan het begin van het groeiseizoen veronderstellen we een statische evenwichtstoestand in het profiel, waardoor op elke diepte de absolute waarde van de drukhoogte h gelijk is aan de hoogte z (boven de grondwaterspiegel). Het verloop van h met de diepte, het *drukhoogteprofiel*, is dan rechtlijnig en de vochtverdeling is met behulp van de vochtkarakteristiek van de A- en C-horizont vast te stellen (vergelijk rekenvoorbeeld 9.62).

Op het niveau van de grondwaterspiegel ($z = -h = 0$) zijn alle

18.21 *Tabel*

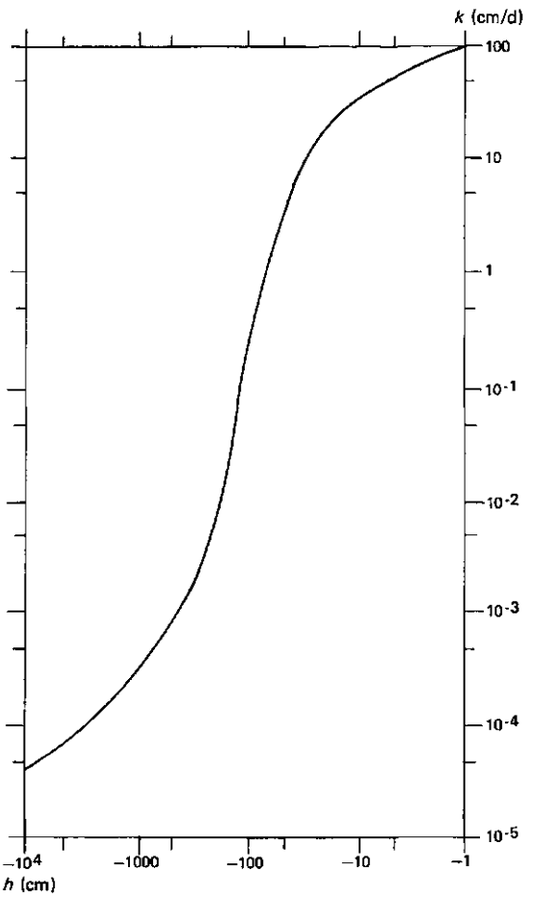
Verband tussen drukhoogte h (cm) en volumefractie vocht θ voor de A1- en C1-horizont van een gooreerdgrond.

hori-	volumefractie vocht θ bij een drukhoogte h (cm) van									
zont	0	−10	−30	−50	−100	−200	−500	−1000	−2500	−16000
A1	0,46	0,43	0,41	0,37	0,30	0,24	0,18	0,14	0,11	0,07
C1	0,36	0,33	0,32	0,28	0,19	0,14	0,10	0,08	0,04	0,03



18.22 *Figuur*

Vochtverdeling in een gooreerdgrond bij een capillaire stijgsnelheid $q_c = 0$ aan het begin van het groeiseizoen (a) en bij de maximale grondwaterstandsdiepte waarop $q_c = 2$ mm/d kan zijn (b).



18.23 *Figuur*

Doorlaatkarakteristiek van uiterst humusarm, matig fijn, zwak lemig zand.

poriën met water gevuld en is $\theta = 0{,}36$. Bij een grondwaterstandsdiepte van 70 cm is op de overgang naar de wortelzone $z = -h = 70$ cm $- 30$ cm $= 40$ cm. Bij $h = -40$ cm vinden we via lineaire interpolatie $\theta = 0{,}30$ voor de ondergrond (tabel 18.21). Op de horizontgrens is in de wortelzone h eveneens -40 cm en $\theta = 0{,}39$. Op 30 cm diepte treedt dus een sprong in het vochtgehalte op.
Voor het maaiveld geldt $z = -h = 70$ cm en $\theta = 0{,}34$.
Op deze wijze is de vochtverdeling aan het begin van het groeiseizoen vast te leggen (lijn a in figuur 18.22); zo'n lijn kunnen we een *vochtprofiel* noemen.

Aan de wortelzone is vocht te onttrekken tot het verwelkingspunt is bereikt ($h = -16\,000$ cm $= -10^{4,2}$ cm). Vocht dat sterker dan verwelkingspunt aan de grond gebonden is kan niet meer door wortels worden opgenomen. Een $h = -16\,000$ cm correspondeert in de wortelzone met een $\theta = 0{,}07$ (lijn b in figuur 18.22). De door de lijnen a en b begrensde oppervlakte in de wortelzone geeft de maximale hoeveelheid vocht d_{hw} aan die hieraan bij een begingrondwaterstandsdiepte van 70 cm kan worden onttrokken.

Voor de ondergrond bepaalt de capillaire stijgsnelheid q_c in de eindtoestand het dan aanwezige verloop van het vochtgehalte. Uit de doorlaatkarakteristiek (figuur 18.23) is voor elke q_c de hoogte boven de grondwaterspiegel z als functie van de drukhoogte h vast te stellen met formule 10.26 (zie rekenvoorbeeld 10.27, figuur 10.47 en het antwoord op vraag 10.48d). In combinatie met de vochtkarakteristiek is daarmee de vochtverdeling bekend. Tabel 18.24 geeft de resultaten van zo'n berekening voor de ondergrond van de gooreerdgrond. Voor ons voorbeeld, met een $q_c = 2$ mm/d, vinden we onder 2 in tabel 18.24 de waarden van z die bij de aangegeven drukhoogtes horen. Zo zien we dat bij $h = -16\,000$ cm de waarde van $z = 105{,}0$ cm. Dat wil zeggen dat in deze grondsoort tot maximaal 105 cm boven de grondwaterspiegel een aanvoer van 2 mm/d kan plaatsvinden, mits de grond daar is uitgedroogd tot ongeveer verwelkingspunt. De grondwaterspiegel zal dus niet verder dan 105 cm + 30 cm = 135 cm onder maaiveld mogen dalen om de aanvoer van 2 mm/d te kunnen verzorgen.
Het principe van de berekening verandert niet als voor de eindtoestand in plaats van een gegeven q_c wordt uitgegaan van een gegeven grondwaterstandsdiepte. In dat geval bepaalt de grootst mogelijke capillaire stijgsnelheid het verloop van het vochtgehalte in de ondergrond. Zo volgt voor een grondwa-

18.24 *Tabel*

Verband tussen drukhoogte h (en daarbij horende volumefractie vocht θ) en de hoogte boven de grondwaterspiegel z voor een aantal capillaire stijgsnelheden q_c in een C1-horizont, bestaande uit uiterst humusarm, matig fijn, zwak lemig zand.

h (cm)	θ	z (cm) bij een q_c (mm/d) van 5	4	3	2	1,5	1	0,5	0,1
–20	0,33	19,8	19,8	19,9	19,9	19,9	20,0	20,0	20,0
–50	0,28	48,1	48,5	48,9	49,2	49,4	49,6	49,8	50,0
–100	0,19	76,6	79,2	82,3	86,3	88,7	91,6	95,2	98,9
–250	0,13	80,2	83,6	87,9	94,0	98,4	104,5	115,0	139,3
–500	0,10	81,5	85,2	90,1	97,3	102,7	110,9	127,4	190,7
–1000	0,08	82,5	86,5	91,7	99,8	106,0	115,8	137,2	235,7
–2500	0,04	83,5	87,7	93,4	102,2	109,2	120,6	146,7	282,2
–5000	0,04	84,0	88,3	94,2	103,5	110,9	123,2	151,9	308,0
–10000	0,03	84,4	88,8	94,9	104,5	112,2	125,2	155,9	327,7
–16000	0,03	84,6	89,1	95,2	105,0	112,9	126,3	158,0	338,3

terstandsdiepte van 188 cm ($z = 158$ cm) uit tabel 18.24 een maximale $q_c = 0{,}5$ mm/d.
In tabel 18.24 afgelezen waarden van θ en z zijn gebruikt om curve b in de ondergrond te tekenen (figuur 18.22). De in de ondergrond door de lijnen a en b begrensde oppervlakte geeft de maximale hoeveelheid vocht aan die hieraan kan worden onttrokken als $q_c = 2$ mm/d.

18.25 *Vragen*

a. Teken figuur 18.22 flink groot over op mm-papier. Schat de vochtlevering = de oppervlakte tussen de lijnen a en b, door tellen en meten van hokjes. Bewaar deze tekening voor de vragen d en e.
b. Wat stellen de verticale lijnen in figuur 18.22 voor bij $\theta = 0{,}46$ en 0,36?
c. Bij de begintoestand is $z = -h$ (of $z + h$ = constant, als het referentievlak anders genomen zou worden). Waarom geldt deze betrekking niet tijdens de vochtlevering en waarom hebben we dan een ingewikkelder formule nodig om het vochtverloop te berekenen?
d. Teken de vochtverdeling in de gooreerdgrond als tijdens het groeiseizoen de grondwaterspiegel is gedaald tot $d_{mv} = 110$ cm. $q_c = 2$ mm/d.
e. Bepaal de vochtlevering van wortelzone en ondergrond van het voorbeeldprofiel, als aan het begin de grondwaterstandsdiepte 50 cm is en aan het eind in de wortelzone een drukhoogte $h = -2500$ cm heerst, terwijl dan de capillaire stijgsnelheid 1 mm/d bedraagt. Tot welk niveau is in de eindtoestand de grondwaterspiegel gedaald?

18.3.3 Vochtlevering bij een gegeven capillaire stijgsnelheid en snelheid van wegzijging

Onder *wegzijging* verstaan we het wegstromen van grondwater naar een lager gelegen plek. Als naast capillaire opstijging ook wegzijging optreedt, dragen beide processen bij tot de daling van de grondwaterstand. Dan zal de verandering in vochtinhoud van de ondergrond niet meer uitsluitend door de capillaire opstijging q_c worden veroorzaakt. Daarom moet voor het bepalen van de vochtlevering van de ondergrond de verdeling van de vochtverandering over opstijging en wegzijging worden vastgesteld. In figuur 18.8 hebben we de wegzijging aangegeven met een neerwaartse pijl en het symbool q_a. Er is ook een opwaartse pijl getekend, omdat er ook *kwel* kan zijn. Bij het subscript a in q_a kunnen we dus zowel aan afvoer als aanvoer denken. De waarde van q_a wordt bij wegzijging negatief genomen en bij kwel positief. Door deze conventie ontstaat een minteken in de formule voor de *vochtonttrekking aan de ondergrond*: in een periode t, waarin q_c en q_a constant zijn, is de vochtonttrekking $(q_c - q_a) \times t$ en de vochtlevering $q_c \times t$. Dan geldt voor de ondergrond:

$$\frac{\text{vochtlevering}}{\text{vochtonttrekking}} = \frac{q_c t}{(q_c - q_a)\, t} = \frac{1}{1 - (q_a/q_c)} \text{ of}$$

18.26 $$\text{vochtlevering van ondergrond} = \frac{q_c}{q_c - q_a} \times \text{vochtonttrekking aan ondergrond}$$

Hieruit blijkt dat de vochtlevering afhankelijk is van de verhouding van capillaire stijgsnelheid en snelheid van wegzijging.

18.27 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven is de gooreerdgrond uit 18.3.2 met een vochtonttrekking aan de wortelzone van 88,5 mm en aan de ondergrond van 94 mm. Deze vochtonttrekking wordt nu niet alleen veroorzaakt door een constante $q_c = 2$ mm/d maar ook door een constante wegzijging $q_a = -0{,}5$ mm/d.
Gevraagd: Bereken de vochtlevering door de ondergrond. Hoeveel tijd kost deze levering, hoeveel is dit bij $q_a = 0$ en hoe groot is in beide gevallen de actuele evapotranspiratie in mm/d?
Oplossing: (18.26) De vochtlevering =

$$= \frac{2 \text{ mm/d}}{2{,}0 \text{ mm/d} - (-0{,}5 \text{ mm/d})} \times 94 \text{ mm} = \frac{2}{2{,}5} \times 94 \text{ mm} = 75{,}2 \text{ mm}.$$

$$t = \text{vochtlevering}/q_c = \frac{75{,}2 \text{ mm}}{2 \text{ mm/d}} = 38 \text{ dagen};$$

zonder wegzijging was dit 94 mm/(2 mm/d) = 47 d.

Voor $q_a = -0{,}5$ mm/d is de vochtlevering van het profiel 88,5 mm + 75,2 mm = 163,7 mm in 38 dagen.

De actuele evapotranspiratie is dan $\frac{163{,}7 \text{ mm}}{38 \text{ d}} = 4{,}3$ mm/d.

Voor $q_a = 0$ zou deze $\frac{88{,}5 \text{ mm} + 94 \text{ mm}}{47 \text{ d}} = 3{,}9$ mm/d zijn.

N.B.: In werkelijkheid zal door wegzijging E_a nooit groter zijn dan E_a in het geval dat $q_a = 0$. De hier gevonden hogere waarde wordt veroorzaakt door zowel met als zonder wegzijging over de gehele periode een gelijke en constante q_c aan te houden.

18.28 *Vragen*

a. Bepaal de vochtlevering van de ondergrond voor het geval uit vraag 18.25e als behalve een constante $q_c = 1$ mm/d ook een constante wegzijging $q_a = -0{,}6$ mm/d optreedt. Hoe lang duurt deze vochtlevering?
b. Zelfde vragen bij een kwel van 0,2 mm/d.

18.3.4 Vochtlevering bij pseudo-stationaire opstijging met wegzijging

In de vorige subparagraaf zijn constante filtersnelheden q aangehouden. In werkelijkheid zal q_c noch q_a constant blijven. Hoe groot q_c aan het begin van het groeiseizoen zal zijn, hangt af van de snelheid waarmee het neerslagtekort wordt opgebouwd. Aan het begin van het groeiseizoen kan de vochtlevering gelijk worden gesteld aan het neerslagtekort. Zelfs de meest droogtegevoelige gronden zijn dan in staat aan de atmosferische verdampingsvraag te voldoen. Bij een snelle toename van het neerslagtekort zal q_c groter zijn dan wanneer eenzelfde neerslagtekort eerst na een langere periode wordt bereikt.
Een tweede reden waarom q_c niet constant blijft is de daling van de grondwaterspiegel, die door capillaire opstijging en wegzijging plaatsvindt. De daling van de grondwaterspiegel verbreekt het dynamisch evenwicht tussen h, z en q_c. Als z toeneemt kan q_c alleen constant blijven als h meer negatief wordt. Als de drukhoogte in de wortelzone eenmaal de minimale waarde heeft bereikt ($h = -16000$ cm), moet bij verdere daling van de grondwaterspiegel ook q_c afnemen. Volgens tabel 18.24 kan in de zwaklemige ondergrond een $q_c = 2$ mm/d gehandhaafd blijven tot $z = 105{,}0$ cm. Zakt de grondwaterspiegel verder, dan is tot $z = 112{,}9$ cm een $q_c = 1{,}5$ mm/d mogelijk en bij $z = 126{,}3$ cm kan q_c niet groter zijn dan 1 mm/d. Een consequentie van de afnemende capillaire stijgsnelheid is op een gegeven moment een achterblijven van de vochtlevering bij de atmosferische verdampingsvraag. De vochtlevering kan het neerslagtekort niet meer volledig dekken en de werkelijke evapotranspiratie blijft achter bij de potentiële.

Evenmin als de capillaire stijgsnelheid blijft tijdens het groeiseizoen de snelheid van wegzijging q_a constant. Met het dalen van de grondwaterspiegel neemt de (positieve) stijghoogtegradiënt van het grondwater af en vermindert de snelheid van wegzijging. Deze vermindering is met een afvoerfunctie in rekening te brengen, bv. door de snelheid van wegzijging evenredig met de grondwaterspiegel te laten dalen.
De voortdurende veranderingen in stromingsomstandigheden zijn in berekeningen (modellen) te benaderen met een opeenvolging van tijdstappen waarin q_c en q_a constant zijn. De niet-stationaire stroming wordt daarbij dus vervangen door een successie van stationaire stromingsomstandigheden; vandaar de benaming *pseudo-stationaire stroming*. De tijdstappen kunnen in tijdsduur variëren en behoeven onderling niet even groot te zijn. Voor elke tijdstap wordt een over die tijdstap geldende gemiddelde waarde van q_c en q_a genomen. Voor elke nieuwe tijdstap worden de nieuwe q_c en q_a afgeleid uit de waarden die voor de eraan voorafgaande tijdstap gelden en uit het neerslagtekort over de nieuwe tijdstap.
Het vele rekenwerk verbonden aan de bepaling van de vochtlevering bij pseudo-stationaire stroming sluit een berekening in handkracht uit. De invoering van de computer heeft dergelijke berekeningen echter mogelijk gemaakt. Ook voor profielen met een uit meer lagen bestaande wortelzone en ondergrond, elk met een eigen vocht- en doorlaatkarakteristiek, is met aanvaardbare computerkosten de vochtlevering te berekenen. We zullen er hier niet verder op ingaan. In 18.5.2 zijn enige literatuurverwijzingen opgenomen.

18.29 *Vragen*

Doorstrepen wat niet van toepassing is.

a. Door kwel kan de vochtlevering van kortere/even lange/langere duur zijn dan zonder kwel.

b. De grondwaterspiegel kan dalen door capillaire opstijging/wegzijging/neerslagtekort.

c. De snelheid van wegzijging vermindert door kwel/daling van de grondwaterspiegel/toeneming van de capillaire stijgsnelheid.

d. Als de grondwaterspiegel daalt kan de capillaire stijgsnelheid alleen constant blijven als de bewortelingsdiepte toeneemt/het gaat regenen/de drukhoogte in de wortelzone daalt (meer negatief wordt).

18.4 GLOBALE SCHATTING VAN HET VOCHTLEVEREND VERMOGEN

Bij het vaststellen van de vochtlevering van een grond kan vaak niet van berekeningen worden uitgegaan en moet men zijn toevlucht tot een schatting nemen. De hier weergegeven schattingsprocedure wordt bij de Stichting voor Bodemkartering gebruikt bij de interpretatie van bodemkaarten (zie hoofdstuk 38). In de schatting van de vochtlevering zijn de voor de berekening gebruikte elementen (18.3.2) weer terug te vinden, nl. de wortelzone en de ondergrond. Wegens de samenhang van de vochtlevering met de van jaar tot jaar optredende verschillen in neerslagtekort, wordt bij de schatting uitgegaan van een gestandaardiseerd neerslagtekort, en wel het tekort gedurende een groeiseizoen van 150 dagen in een 10% droog jaar. De vochtlevering onder die omstandigheden door een denkbeeldig gewas wordt beschouwd als potentiële vochtlevering en aangeduid als het *vochtleverend vermogen van de grond.*

In deze paragraaf zullen we eerst de werkwijze bij de schatting weergeven en vervolgens de daarbij gebruikte begrippen nader toelichten. Tenslotte wordt de schatting in gelaagde profielen behandeld.

18.4.1 Indeling in gradaties

De schatting van het vochtleverend vermogen is semi-kwantitatief. Volstaan wordt met een schatting in vijf gradaties, die een rangschikking geven van de gronden naar afnemend vochtleverend vermogen in een groeiseizoen van een 10% droog jaar (tabel 18.30). De indeling en omschrijving berusten op de in tabel 18.15 opgenomen overschrijdingskansen van het neerslagtekort. Met regionale verschillen in neerslagtekorten (figuur 18.19) is geen rekening gehouden.

18.30 *Tabel*

Gradaties in vochtleverend vermogen.

Gradatie	Vochtleverend vermogen (mm)	Omschrijving	Aantal jaren met vochttekort per 10 jaar
1	>200	zeer groot	<1
2	150-200	vrij groot	1 à 2
3	100-150	matig	2 à 5
4	50-100	vrij gering	5 à 7
5	<50	zeer gering	>7

Tot gradatie 1 zijn gronden te rekenen waarop de gewassen in een 10% droog jaar nog over voldoende vocht beschikken om potentieel te kunnen verdampen. Op de tot gradatie 2 behorende gronden zullen gewassen hoogstens één keer per 5 jaar met een vochttekort te kampen hebben. Het vochtleverend vermogen van gronden in klasse 3 is hooguit in de helft van het aantal jaren onvoldoende. Bij de in klasse 4 in te delen gronden moet minstens eens in de 2 jaar met verdroging worden gerekend; in droge jaren is het vochtleverend vermogen verre van voldoende. Gronden waaraan klasse 5 wordt toegekend zijn zonder een vrijwel jaarlijkse beregening als cultuurgrond nauwelijks bruikbaar: het vochtleverend vermogen is in 3 van de 4 jaar onvoldoende.

Een schatting van het vochtleverend vermogen in klassen met intervallen van 50 mm doet in eerste instantie vrij grof aan. Men moet echter bedenken dat de schatting:

- berust op een eenvoudig model van een gecompliceerde werkelijkheid;
- behept is met nogal wat aannamen ten aanzien van het neerslagtekort ($E_p - P$);
- vaak gebaseerd moet worden op onvoldoende bodemfysische gegevens en dat dan van schattingen moet worden uitgegaan;
- wordt toegepast op kaartvlakken die bodemkundig wel tot eenzelfde eenheid behoren, maar dat in bodemfysisch opzicht bepaald niet zijn.

18.4.2 Grote lijn van de schatting door indeling in hangwater-, permanente grondwater- en tijdelijke grondwaterprofielen

De schatting van het vochtleverend vermogen berust op een indeling van de gronden in hangwaterprofielen, permanente grondwaterprofielen en tijdelijke grondwaterprofielen (vroeger wel contactprofielen genoemd).

Tot welke categorie een grond wordt ingedeeld is afhankelijk van:

- de dikte van de bewortelbare zone;
- het verloop van de grondwaterstand tijdens het groeiseizoen;
- de capillaire eigenschappen van de ondergrond.

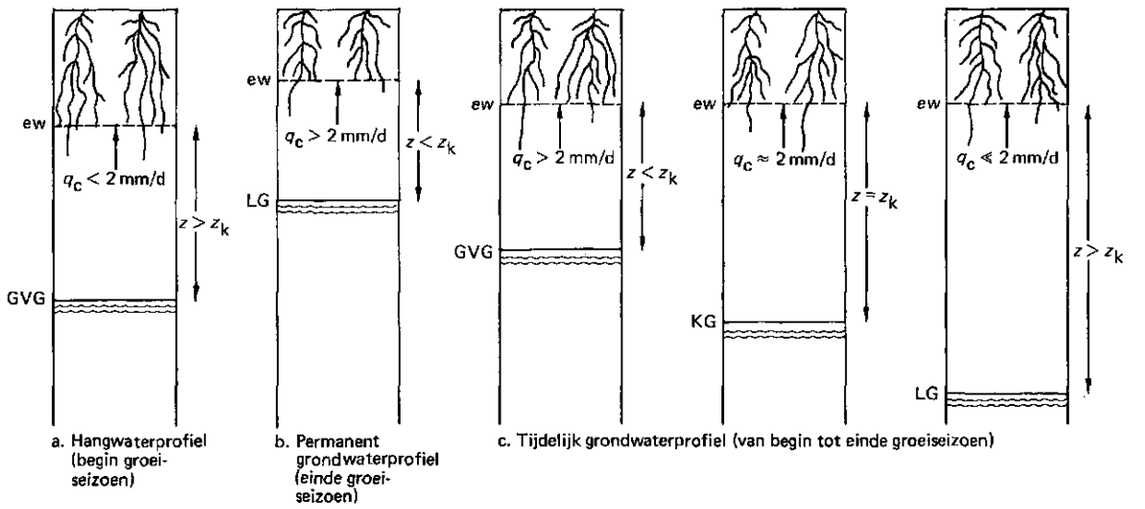
Figuur 18.31 geeft hiervan een illustratie.

Als *hangwaterprofielen* worden gronden beschouwd, waarvan het vochtleverend vermogen overwegend wordt bepaald door de hoeveelheid beschikbaar vocht in de bewortelbare zone. Reeds in het voorjaar is de afstand van de grondwaterspiegel tot de bewortelbare zone te groot voor een capillair vochttransport van enige betekenis. De verticale afstand tussen grondwaterspiegel en onderkant van de wortelzone, waarover net nog zoveel capillaire opstijging kan plaatsvinden dat het gewas niet verdroogt, zullen we *kritieke stijgafstand* noemen (symbool z_k).

Voor deze afstand is geen voor alle gronden geldende vaste waarde te geven. Ze is afhankelijk van de capillaire eigenschappen van de ondergrond (zie 10.6.3) en kan variëren van enige dm in kleiarm zeezand tot meer dan 15 dm in sterk lemig dekzand (zie 18.4.6). De tot de hangwaterprofielen te rekenen gronden zijn in Nederland overwegend zandgronden, veelal met grondwatertrap VII. Als de wortelzone dun is, hebben ze ook wel grondwatertrap VI en in bepaalde gevallen een nog lagere grondwatertrap.

Het vochtleverend vermogen van hangwaterprofielen is vast te stellen door vermenigvuldiging van de volumefractie beschikbaar hangwater met de dikte van de bewortelbare laag of lagen (zie 18.4.3 en 18.4.4). Hangwaterprofielen met een dunne wortelzone behoren gewoonlijk tot gradatie 4 of 5; die met een dikke wortelzone tot gradatie 2 of 3 en slechts zelden tot gradatie 1.

Is voor de hangwaterprofielen de voorjaarsgrondwaterstand van belang, voor *permanente grondwaterprofielen* is de grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen in een 10% droog jaar bepalend. Gronden waarin tot het eind van het groeiseizoen de afstand van de grondwaterspiegel tot de wortelzone een voldoend capillair vochttransport toelaat, worden tot de permanente grondwaterprofielen gerekend. Een capillaire stijgsnelheid van 1,5 à 2 mm/d wordt in dit verband als voldoende beschouwd. Voor de maximale hoogte boven de grondwaterspiegel tot waar een dergelijk vochttransport mo-



a. Hangwaterprofiel (begin groeiseizoen)

b. Permanent grondwaterprofiel (einde groeiseizoen)

c. Tijdelijk grondwaterprofiel (van begin tot einde groeiseizoen)

legenda

z	verticale afstand t.o.v. de grondwaterspiegel	GVG	gemiddelde voorjaarsgrondwaterstandsdiepte
z_k	kritieke stijgafstand	KG	kritieke grondwaterstand (op tijdstip x in het groeiseizoen)
q_c	capillaire stijgsnelheid	LG	laagste grondwaterstandsdiepte in een 10% droog jaar
ew	effectieve worteldiepte		

18.31 *Figuur*

Illustratie van de begrippen hangwaterprofiel, permanent grondwaterprofiel en tijdelijk grondwaterprofiel.

gelijk is, de kritieke stijgafstand, zie tabel 18.40.

Daar permanente grondwaterprofielen gedurende het gehele groeiseizoen van een voldoend vochttransport zijn verzekerd, hebben zij een zeer groot vochtleverend vermogen (gradatie 1). De meeste zavel-, klei- en veengronden zijn tot de permanente grondwaterprofielen te rekenen. Factoren, die daartoe bijdragen zijn:

– een ondiepe grondwaterstand (veengronden);
– een grote kritieke stijgafstand (zavelgronden en kleigronden met een aflopend profiel);
– een diep doorgaande beworteling bij diepe ontwatering (kleigronden).

Zware-kleigronden als kom- en knipkleigronden behoren *niet* tot de permanente grondwaterprofielen.

Tot de *tijdelijke grondwaterprofielen* worden de gronden gerekend, waarin de capillaire stijgsnelheid gedurende slechts een deel van het groeiseizoen voldoende is voor een wezenlijke bijdrage tot het vochtleverend vermogen. Naarmate het tijdstip waarop de kritieke stijgafstand wordt overschreden later in het groeiseizoen valt, komt het vochtleverend vermogen van tijdelijke grondwaterprofielen meer met dat van permanente grondwaterprofielen overeen. Voor het schatten van de voorjaars- en najaarsgrondwaterstand zie 18.4.5.

Van tijdelijke grondwaterprofielen behoort het vochtleverend vermogen gewoonlijk tot gradatie 2, 3 of 4. Het vochtleverend vermogen is minimaal gelijk aan de hoeveelheid beschikbaar hangwater in de wortelzone (18.4.3). De daarmee bepaalde gradatie kan men, afhankelijk van de periode waarover voldoende capillaire aanvoer naar de wortelzone plaatsvindt, handhaven of één of twee gradaties opschuiven. Behulpzaam bij het vaststellen kunnen de gemiddelde neerslagtekorten zijn over perioden van verschillende lengte in het als referentie gekozen 10% droog jaar (tabel 18.32).

Zo zal een tijdelijk grondwaterprofiel, met in de bewortelbare zone 80 mm beschikbaar vocht, gradatie 4 houden als de kritieke stijgafstand al in mei wordt overschreden. Vindt de overschrijding echter pas in augustus plaats ($E_p - P$ = 165 à 200 mm, tabel 18.32), dan wordt aan dit profiel gradatie 2 toegekend.

18.32 *Tabel*

Gemiddeld neerslagtekort vanaf 1 april in een groeiseizoen van 150 dagen met een 10% droogtekans. Naar Buishand, 1982.

periode	neerslagtekort (mm)
1 april – 1 mei	20
1 april – 1 juni	65
1 april – 1 juli	115
1 april – 1 augustus	165
1 april – 1 september	200

Als we tabel 18.32 vergelijken met tabel 18.15, dan valt op dat de verdeling van het neerslagtekort anders is, al komen ze voor het gehele groeiseizoen op *dezelfde waarde uit. Het verschil zit vooral in het begin. De Bruin geeft voor* de periode van 1 april tot 1 mei aan, dat er een kans van 10% is dat een tekort van 43 mm wordt overschreden. Buishand berekent een gemiddeld neerslagtekort van slechts 20 mm. Dit verschil heeft de volgende oorzaak. De neerslagtekorten van de *onderdelen* van een 10% droog groeiseizoen hebben niet alle een overschrijdingskans van 10% (vergelijk tabel 18.17). Tabel 18.15 (naar De Bruin) is gemaakt door alle neerslagtekorten, bv. in april, van 1911-1975 op volgorde te zetten van groot naar laag tekort. Dit waren 65 getallen van 65 jaar, waarbij het neerslagtekort met 10% overschrijdingskans bleek te liggen tussen de 6e en 7e waarde van boven. De hoge waarde 43 mm blijkt echter voor april erg onwaarschijnlijk te zijn in een reëel 10% droog jaar. In de beschouwde periode komen 3 jaren voor met een neerslagtekort tussen 191 en 210 mm van 1 april tot 1 september: 1929, 1933 en 1949. Buishand heeft op basis van het reële verloop in die 10% droge jaren een gemiddeld neerslagtekort berekend via een aantal technieken uit de waarschijnlijkheidsrekening, uitgaande van een veronderstelde normale verdeling. Daaruit blijkt dat het neerslagtekort in het begin lang niet zo snel oploopt als tabel 18.15 doet vermoeden. Hier zien we het verschil tussen theoretische en reële 10% droge jaren. Het is voor de praktijk dus beter om uit te gaan van de gegevens in tabel 18.32. Deze zijn echter nog niet voor andere droogtekansen dan 10% beschikbaar.

18.33 *Vragen*

a. In welk geval zijn de vochtlevering en het vochtleverend vermogen aan elkaar gelijk? Kan de feitelijke vochtlevering groter zijn dan het vochtleverend vermogen?

b. Kunt u kort definiëren wat hangwater-, tijdelijke grondwater- en permanente grondwaterprofielen zijn? (in termen van formule 18.9).
c. Bereken de vochtlevering door de grond als in het groeiseizoen: $P = 200$ mm/150 d; $E_a = 400$ mm/150 d; $q_c = 0$ resp. gemiddeld 0,3 mm/d.
Welke factor zal naar uw mening het meeste bij dragen aan de vochtlevering in het laatste geval: q_c of $(\theta_1 - \theta_2)\,d$?

18.4.3 Beschikbaar hangwater in de wortelzone

De volumefractie beschikbaar hangwater is uit de vochtkarakteristiek(en) van de wortelzone af te leiden (vergelijk voorbeeld 9.53). Beschikbaar is het verschil tussen de volumefractie vocht aan het begin van het groeiseizoen en die bij een drukhoogte $h = -16000$ cm (verwelkingspunt). Aan het begin van het groeiseizoen correspondeert de volumefractie vocht met de drukhoogte, die – afgezien van het teken – gelijk genomen wordt aan de afstand van de grondwaterspiegel tot de halve hoogte van de wortelzone.

Bij het ontbreken van vochtkarakteristieken van de wortelzone kan men uitgaan van globale normen voor de volumefractie beschikbaar vocht (zie tabel 18.34; tabel 9.60 geeft nog meer waarden). Daarbij kan als drukhoogte aan het begin van het groeiseizoen, afhankelijk van de grondwaterstand, worden genomen:
– voor hangwaterprofielen $h = -100$, soms $h = -200$ cm;
– voor permanente grondwaterprofielen meestal $h = -50$, soms voor zandgronden $h = -100$ cm;
– voor tijdelijke grondwaterprofielen $h = -50$ cm voor kleigronden; voor zandgronden $h = -100$ of $h = -50$ cm.

18.34 *Tabel*

Volumefractie beschikbaar hangwater in diverse grondsoorten, uitgaande van verschillende drukhoogten bij veldcapaciteit.

	volumefractie beschikbaar hangwater θ_{hw} bij een h (cm) van		
	–50 tot –16000	–100 tot –16000	–200 tot –16000
lichte zavel	0,22	0,20	
zware zavel	0,20	0,18	
lichte klei	0,17	0,15	
matig zware klei	0,13	0,12	
zeer zware klei	0,11	0,11	
humeus, zwak lemig, matig fijn zand (A1-horizont)		0,20	0,15
idem, matig humusarm (B2-horizont)		0,15	0,10
siltige leem (löss)			0,25
A1-horizonten in veen of veenkoloniale grond	0,40	0,35	

Op de voor (dek)zand gegeven normen zijn eventueel correcties aan te brengen. De correctie voor een leemklasse hoger of lager is + of –0,02. Verder valt de volumefractie beschikbaar vocht bij de hydropodzol-, gooreerd-, beekeerd- en zwarte enkeerdgronden in dekzand te corrigeren met + of –0,01 voor elk procent organische stof meer of minder dan 4% in de A1- en 3% in de B2-horizont. Bij het corrigeren moet worden bedacht dat een afwijking tussen norm en de werkelijkheid veelal van ondergeschikte betekenis is voor de grootte van de hoeveelheid beschikbaar vocht. Een verschil bijvoorbeeld van 0,03 op een volumefractie van 0,20 geeft bij een bewortelbare zone van 45 cm een afwijking van 45 cm × 0,03 = 13,5 mm t.o.v. de werkelijkheid. Een fout van 10 cm in de schatting van de dikte van de bewortelbare zone zou al een afwijking van 10 cm × 0,20 = 20 mm hebben veroorzaakt.

18.35 *Vragen*

a. Schat de gradatie van het vochtleverend vermogen van bodemkaarteenheid Hd21 VII*, dwz. van haarpodzolgronden in leemarm of zwak lemig, fijn (dek)-zand met een GHG >140 cm. Ga uit van een A1-dikte van 20 cm en een B2-dikte van 25 cm. Diepere horizonten zijn niet bewortelbaar.
b. Zelfde vraag voor een eenheid *g*Hd30 VII* in zwak grindig, grof, leemarm zand.
c. Gegeven is een lössgrond op de Zuid-Veluwe in de bodemkaarteenheid Ld5 VII* (schaal 1:50 000), d.w.z. ooivaaggronden in zandige leem (met voor de wortels onbereikbaar grondwater). Er staan beuken en hier en daar wat varens en framboos. Er wordt 2,0 m leem aangetroffen die volledig bewortelt is. Daaronder begint preglaciaal zand dat niet bewortelt is. Neem aan dat de leem over de gehele diepte de volgende vochtkarakteristiek heeft:

h (cm)	–1	–10	–100	–200	–1000	–16000
θ	0,47	0,42	0,34	0,30	0,28	0,09

Schat de gradatie van het vochtleverend vermogen van deze grond.
d. Zelfde vraag als op deze grond aardappelen staan, die door de aanwezigheid van een ploegzool niet dieper wortelen dan 30 cm.

18.4.4 Dikte wortelzone

Voor het vaststellen van het vochtleverend vermogen wordt als effectieve wortelzone de laag beschouwd, waarin nog net voldoende wortels aanwezig (kunnen) zijn om het aanwezige vocht tot verwelkingspunt te kunnen onttrekken. Als onderzijde wordt dus niet de diepte beschouwd waarop nog een laatste levende wortel wordt aangetroffen. Het aantal wortels dient minimaal twee te zijn, in een aan de wand gemeten vlakje van 10 cm breedte bij 5 cm hoogte. Soms komt de effectieve wortelzone overeen met het profielgedeelte waarin zich 80 à 90% van het aantal wortels bevindt (vergelijk 17.3.4).
De beperkende factoren voor de bewortelbaarheid zijn in § 17.5 uitvoerig behandeld. Limiterend zijn vooral een te hoge indringingsweerstand (voornamelijk in de C-horizont van zandgronden), een te lage pH (in sommige klei- en veengronden), of een te geringe aëratie (in gronden met een ondiepe grondwaterstand). In veel gronden, vooral in zandgronden, is de onderkant van de wortelzone vrij scherp begrensd en houdt de beworteling over een kort traject abrupt op. Het vaststellen van de effectieve worteldiepte levert dan weinig moeilijkheden op. In kleigronden, die een gelijkmatiger afnemen van het aantal wortels met de diepte vertonen, geeft het vaststellen van de effectieve worteldiepte meer problemen. Omdat echter veel kleigronden tot de grondwaterprofielen behoren, waaraan gradatie 1 van het vochtleverend vermogen wordt toegekend, is daar een nauwkeuriger schatting van de dikte van de effectieve wortelzone minder belangrijk. Normen voor de dikte van de effectieve wortelzone zijn opgenomen in het hoofdstuk Beworteling (tabel 17.42).

18.4.5 Grondwaterstand aan het begin en eind van het groeiseizoen

Een bruikbaar uitgangspunt voor het vaststellen van de grondwaterstandsdiepte aan het begin en eind van het groeiseizoen, verschaffen de *gemiddeld hoogste grondwaterstandsdiepte* (GHG) en de *gemiddeld laagste grondwaterstandsdiepte* (GLG). Op punten waar gedurende vele jaren regelmatig grondwaterstanden zijn gemeten, is de relatie vast te stellen tussen de uit metingen berekende GHG en GLG met profiel- en veldkenmerken. Met behulp van deze kenmerken, aangevuld met een beperkt aantal gerichte metingen van de grondwaterstand, is het mogelijk de GHG en GLG in het veld te schatten. De fluctuatie van de grondwaterstandsdiepte wordt op bodemkaarten aangegeven met *grondwatertrappen of Gt's* (zie hoofdstuk 11). Een grondwatertrap is een op een combinatie van een zeker GHG- en GLG-traject gebaseerde klasse van de fluctuatie van de grondwaterstand.
Als grondwaterstand aan het begin van het groeiseizoen wordt

de *voorjaarsgrondwaterstandsdiepte* (GVG) genomen. In § 11.5 zijn de twee volgende formules afgeleid, resp. voor Gt I, II en IV, en voor Gt III, V, VI en VII:

18.36 GVG = GHG + 15 cm

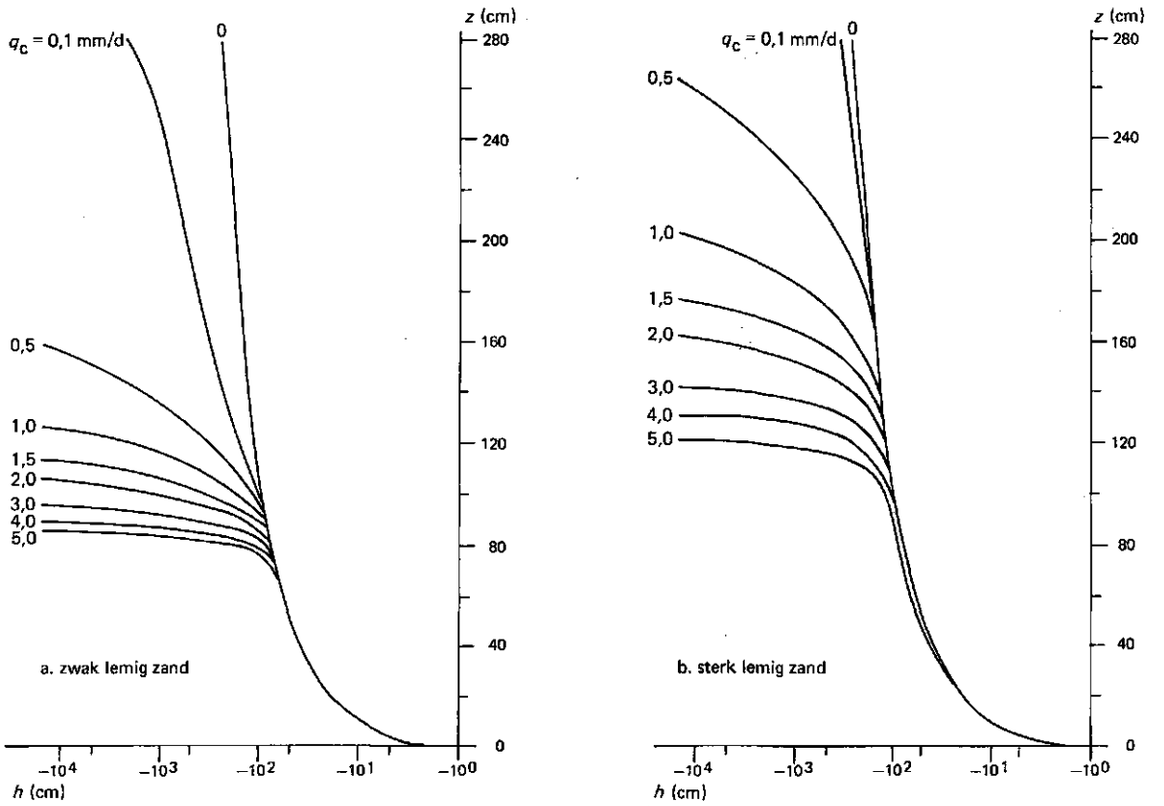
18.37 GVG = GHG + 25 cm

Voorbeeld: als de Gt = VI en de GHG = 60 cm, wordt de GVG = 60 cm + 25 cm = 85 cm.
De grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen kan in een gemiddeld jaar worden gelijkgesteld aan de GLG. In een 10% droog jaar, waarvan we voor de schatting van het vochtleverend vermogen uitgaan, zal de grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen beneden het GLG-niveau liggen. Voor veel gronden is de verlaging 20 à 40 cm; 20 cm kan als norm worden genomen voor in polders gelegen gronden, 40 cm voor gronden in stroomgebieden die van jaar tot jaar gewoonlijk een grotere fluctuatie in zomergrondwaterstand vertonen. Voor gronden met grondwatertrap I en II kan met 10 cm worden volstaan.

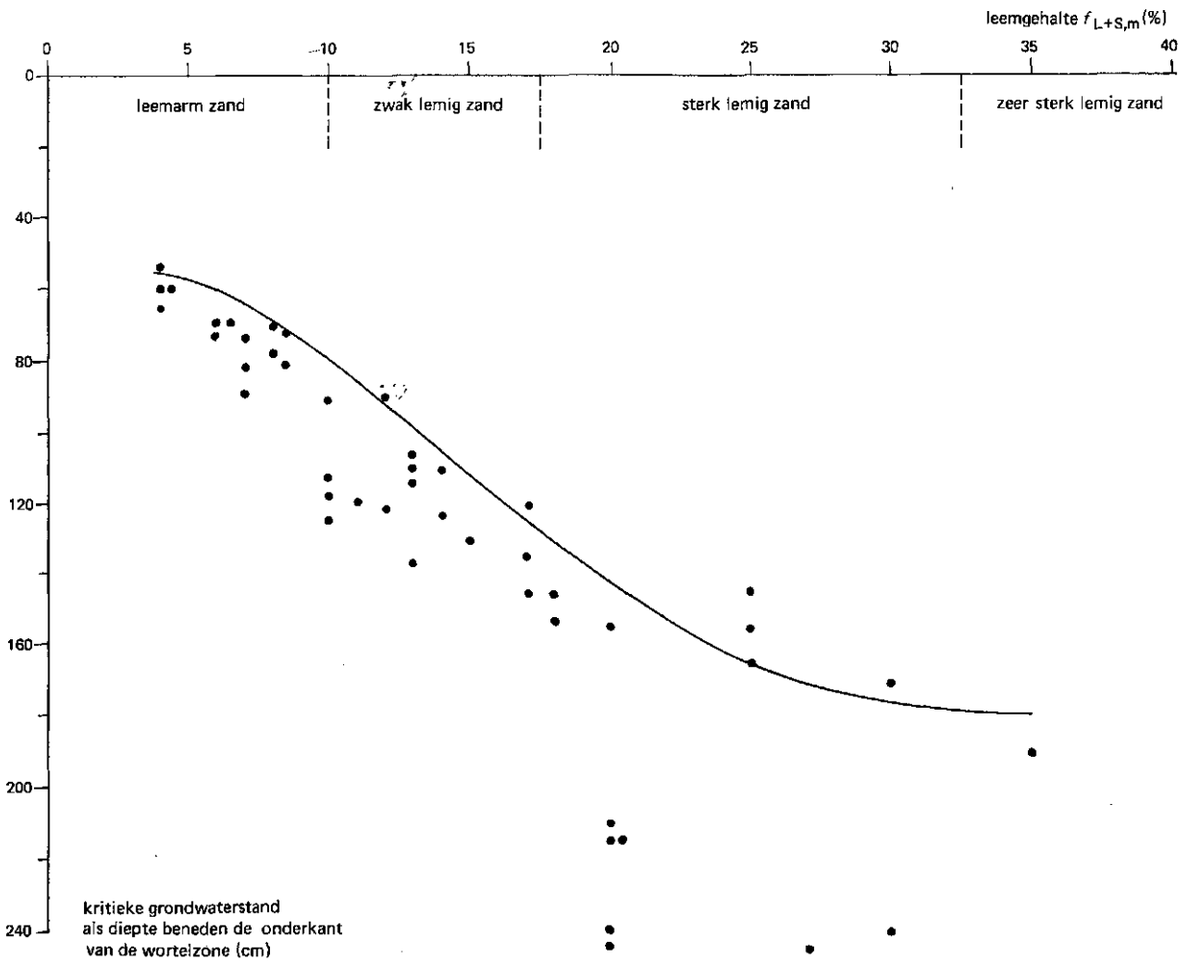
18.4.6 Kritieke stijgafstand

In 18.4.2 definieerden we de kritieke stijgafstand z_k als de maximale afstand waarover nog een voor het gewas voldoende capillaire aanvoer naar de wortelzone kan worden gerealiseerd (q_c = 1,5 à 2,0 mm/d). Overschrijding van de kritieke z leidt tot (blijvende) verdrogingsverschijnselen in het gewas. Voor de schatting van het vochtleverend vermogen wordt de hoeveelheid vocht verwaarloosd, die over een grotere afstand dan z_k wordt aangevoerd. Bij gronden met een beperkte kritieke stijgafstand, zoals leemarme en zwak lemige zandgronden, is de hierdoor veroorzaakte fout in de schatting van het vochtleverend vermogen niet groot. In dergelijke gronden neemt de capillaire stijgsnelheid namelijk snel af met toenemende z (figuur 18.38a). Een veel geringere daling in capillaire stijgsnelheid treedt op in sterk lemig en zavelig materiaal, waarin de kritieke stijgafstand groter is (figuur 18.38b). Een grote waarde van z_k wordt echter niet gauw overschreden. De gronden worden dan tot de grondwaterprofielen gerekend, waarvan het vochtleverend vermogen via het neerslagtekort wordt vastgesteld. Om die reden blijft het aantal gevallen met grove fouten in de schatting beperkt.

De grootte van z_k is te benaderen door in droge perioden op de grens van plekken met in het gewasverdrogingsverschijnselen de afstand van de grondwaterspiegel tot het in de grond aanwezige droogtefront te meten. Als dit droogtefront beneden de wortelzone ligt, vertoont het gewas duidelijke verschijnselen van verdroging. Figuur 18.39 geeft een verband tussen de kritieke grondwaterstand ten opzichte van de onderkant van de wortelzone en het leemgehalte van ondergronden in dekzand. De gegevens hebben betrekking op in mais- en enkele bietenpercelen verrichte waarnemingen aan het eind van het zeer droge groeiseizoen 1976. Er werden hellende en golvende percelen bekeken met een beperkte hoeveelheid beschikbaar vocht door een dunne of matig dikke wortelzone. Op de hogere delen van de percelen had het gewas in verschillen de groeistadia in ernstige mate met droogte te kampen gekregen. Door meting van de grondwaterstand binnen, op de grens van en buiten de plekken met verdrogingsverschijnselen kon de relatie tussen kritieke grondwaterstand en textuur van



18.38 *Figuur*
Stijgcurven bij verschillende capillaire stijgsnelheid q_c in zwak lemig (a) en sterk lemig (b) dekzand (C1-horizonten).



18.39 *Figuur*

Kritieke grondwaterstand als diepte beneden de onderkant van de wortelzone in dekzandondergronden met verschillend leemgehalte. Naar intern gepubliceerde gegevens van Houben (1977).

de ondergrond worden vastgesteld. De *kritieke grondwaterstand* is hier als een diepte beneden de onderkant van de wortelzone aangegeven; de term houdt hetzelfde in als kritieke stijgafstand, alleen wordt de afstand gemeten van boven naar beneden. De kritieke grondwaterstand kan ook ten opzichte van maaiveld worden aangegeven; dan zullen wij spreken van 'kritieke grondwaterstands*diepte*'. In figuur 18.39 is niet de gemiddelde lijn getekend, maar een curve die de puntenzwerm grotendeels aan de bovenzijde begrenst. Het motief hiervoor is dat de punten niet het optimale produktieniveau vertegenwoordigen: de maximale produktie wordt bij iets minder diepe grondwaterstanden bereikt. Praktijkervaring leert dat een opbrengstderving van ca. 10% al optreedt voordat de groeistagnatie zichtbaar wordt.

De figuur laat een toename zien van de kritieke grondwaterstand met stijgend leemgehalte.
In sterk lemige ondergronden is deze ruim 150 cm en groter dan veelal wordt aangenomen. De hoge capillaire opstijging in sterk lemige gronden wordt als oorzaak gezien van de overschatting van de invloed van leem op de hoeveelheid beschikbaar hangwater in de wortelzone. Het in geringere mate optreden van verdrogingsverschijnselen in sterk lemig zand is meer een gevolg van de grote kritieke stijgafstand, dan van de in de wortelzone aanwezige hoeveelheid beschikbaar vocht.

18.40 *Tabel*

Uit veldwaarnemingen afgeleide waarden van de kritieke stijgafstand z_k in een aantal typen ondergrond.

aard van de ondergrond	z_k (cm) gemiddeld	spreiding
kleiarm zeezand	40	30- 50
kleiig zeezand	70	50-100
kleiarm, matig grof rivierzand	40	30- 70
leemarm dekzand	70	50- 90
zwak lemig dekzand	110	90-140
sterk lemig dekzand	160	140-250
lichte zavel	130	100-180
zware zavel	90	70-120
lichte klei	70	60-100
matig zware klei	60	50- 80
zeer zware klei	40	30- 60
oud veenmosveen	30	10- 40
zeggeveen	40	30- 60

Er is een grote spreiding in de waarden van z_k bij de sterk lemige ondergronden (tabel 18.40). Sterk lemige ondergronden in dekzandgebieden zijn namelijk zelden homogeen van samenstelling. Zij vertonen, mede door kryoturbatie, een grote verscheidenheid in gelaagdheid; de dikte van de leem- en zandlagen en de grofheid van het zand variëren op korte afstand, zowel in verticale als horizontale richting. Tot ongeveer

50 cm boven de grondwaterspiegel is de invloed van zandlaagjes op de capillaire stijgsnelheid – en daarmee op de kritieke stijgafstand – gering. Op grotere hoogte, waar lage drukhoogten kunnen optreden, kan een zandlaagje van minder dan 1 cm dikte de kritieke stijgafstand al aanmerkelijk reduceren (vergelijk vraag 18.45b).

18.41 *Vragen*

a. Een vlakvaaggrond in fijn, kleiarm zeezand (Zn20A) heeft een bewortelbare zone van 40 cm en een grondwatertrap II. Is de gradatie van het vochtleverend vermogen met deze gegevens te schatten?

b. Een poldervaaggrond in de Betuwe bestaat uit een laag van 50 cm zware zavel op een laag van 100 cm lichte zavel (Rn25A). De GLG = 150 cm. De onderste helft van de lichte zavel is (geologisch) gelaagd. Kunt u de gradatie van het vochtleverend vermogen schatten?

c. Gegeven is een veldpodzolgrond bij De Bilt met in alle horizonten fijn, zwak lemig zand (Hn21 VII). De profielopbouw is:

0- 25 cm	A1p zwart, matig humeus zand
25- 50 cm	B2 donkerroodbruin, matig humusarm zand
50-100 cm	B3 roodbruin, zeer humusarm zand
100-200 cm	C1 geelgrijs, uiterst humusarm zand.

De effectieve worteldiepte is 50 cm. Het verloop van de grondwaterstandsdiepte *in een 10% droog jaar is:* 1 april 120 cm; 1 mei 140 cm; 1 juni 160 cm; 1 juli 185 cm; 1 augustus 195 cm; 1 september 210 cm. Schat het vochtleverend vermogen van deze grond.

d. Bent u de gegevens in figuur 18.38a in een andere vorm al tegengekomen in dit hoofdstuk?

18.4.7 Vochtlevering door gelaagde ondergronden

Voor het beoordelen van een ondergrond, of het een hangwaterprofiel of een (tijdelijk) grondwaterprofiel betreft, is het voldoende als er gegevens zijn over het verloop van de grondwaterstand en over de kritieke stijgafstand. De waarde van z_k in een uniforme ondergrond is goed te schatten (tabel 18.40). Voor gelaagde ondergronden bestaan geen tabellen. In 10.6.2 is behandeld dat er stijgcurven van de afzonderlijke lagen moeten zijn om de hoogte te kunnen aflezen waarop een bepaalde capillaire aanvoer kan plaatsvinden. We zullen deze theorie hier toepassen in een voorbeeld en een vraag.

18.42 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Een viertal bodemprofielen (figuur 18.43) met resp. een ondergrond van zand, zavel, zavel op zand en zand op zavel. De stijgcurven van beide grondsoorten staan eveneens in de figuur. De beschikbare hangwaterdikte is voor alle profielen gelijk en bedraagt 140 mm. Grondwaterstandsdieptes in een 10% droog jaar zijn: 120 cm op 1 april; 140 cm op 15 mei; 200 cm op 1 september.

Gevraagd: Schat het vochtleverend vermogen van de vier profielen.

Oplossing: We moeten te weten komen of er in het begin van het groeiseizoen voldoende capillaire aanvoer uit de ondergrond kan plaatsvinden, en zo ja, of dit nog steeds geldt aan het eind van het groeiseizoen.

Profiel 1: De kritieke stijghoogte van matig grof, kleiarm zand is 40 cm (figuur 18.43b). Aan het begin van het groeiseizoen is de grondwaterstand 120 cm – 70 cm = 50 cm onder de effectieve worteldiepte. Profiel 1 is dus een hangwaterprofiel.

Profiel 2: Voor dit profiel is de kritieke stijghoogte 130 cm (figuur 18.43b). De grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen is 200 cm – 70 cm = 130 cm onder de wortelzone. Profiel 2 kan dus nog net tot de permanente grondwaterprofielen worden gerekend.

Profiel 3: Tot $z = 35$ cm vallen de stijgcurven voor $q_c = 2$ mm/d van het zand en de zavel samen. De overgang tussen de twee lagen ligt per 1 april 20 cm boven de grondwaterspiegel. Op dat tijdstip geldt daarom de stijgcurve van de lichte zavel. Dit is niet meer het geval als de grondwaterspiegel tot 200 cm gedaald is. De stijgcurve voor die situatie wordt alleen door het zand bepaald (figuur 18.43b); de kritieke stijgafstand is slechts 40 cm. Dit is 90 cm te weinig voor aanvoer naar de wortelzone. Profiel 3 is dus een tijdelijk grondwaterprofiel. Bij welke grondwaterstand wordt het contact verbroken? Figuur 18.44a toont de stijgcurve, waaruit deze kritieke grondwaterstandsdiepte (= 140 cm) kan worden afgelezen. Deze curve is getekend door op transparant papier eerst de stijgcurve van de lichte zavel over te nemen, beginnend linksboven bij $h = 10^{-4}$. De zavellaag is 30 cm dik; hierna wordt de zandcurve overgetekend, vanaf dezelfde drukhoogte waar de zavelcurve eindigt. Dit bereiken we door het transparant papier evenwijdig aan de y-as te verschuiven (zie § 10.6).

Profiel 4: Op dezelfde manier tekenend vinden we een kritieke grondwaterstandsdiepte van 110 cm (figuur 18.44b). Op 1 april is de grondwaterstand 120 cm, dus al te laag voor capillaire aanvoer van betekenis. Profiel 4 is een hangwaterprofiel. In figuur 18.44b zijn tevens de stijgcurven getekend bij grondwaterstandsdieptes van 120, 140 en 200 cm. Hieruit blijkt dat de wortelzone slechts 20 cm dieper zou hoeven te zijn om het profiel een grondwaterprofiel te laten worden. Oorzaak hiervan is de opdrachtige zavelondergrond. We kunnen hier dus zeggen dat het zand een storende tussenlaag vormt.

De gradaties voor het vochtleverend vermogen zijn: gradatie 3 voor profielen 1 en 4 (140 mm beschikbaar hangwater); gradatie 1 voor profiel 2 (permanent grondwaterprofiel); gradatie 2 voor profiel 3 (140 mm plus enige capillaire nalevering).

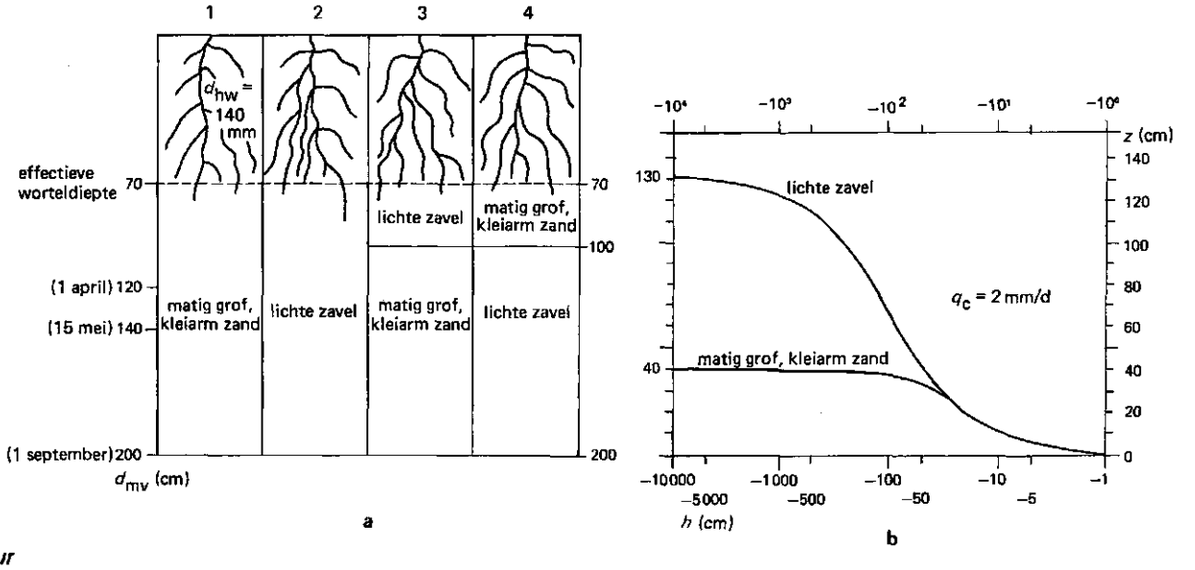
18.45 *Vragen*

a. Leid met transparant papier figuur 18.44 af uit figuur 18.43.

b. Schat het vochtleverend vermogen van profiel 2 (figuur 18.43) als zich een laagje zou bevinden tussen $d_{mv} = 90$ en 95 cm, bestaande uit matig grof, kleiarm zand.

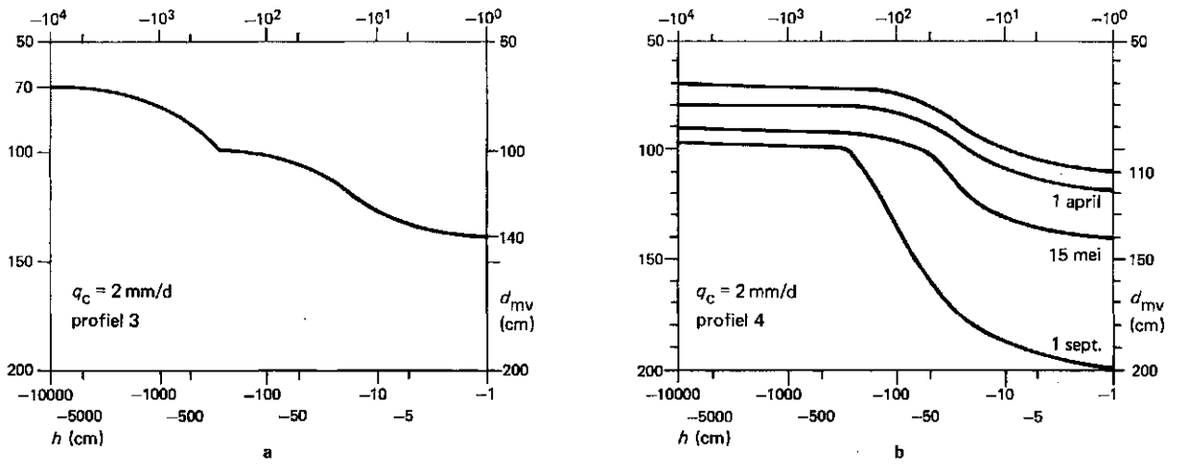
18.46 *Vragen* (over het gehele hoofdstuk)

De vragen a t/m i gaan over een gooreerdgrond met een A1-horizont van 20 cm dikte, die tevens de wortelzone is. Het materiaal van A1- en C1-horizont



18.43 *Figuur*

Vier bodemprofielen met ongelaagde en gelaagde ondergrond (a) en stijgcurven van de lagen (b). De data geven het verloop van de grondwaterstandsdiepte aan. Zie rekenvoorbeeld 18.42.



18.44 *Figuur*

Zie rekenvoorbeeld 18.42. a. Curve die de kritieke grondwaterstandsdiepte = 140 cm aangeeft in profiel 3. b. Kritieke grondwaterstandsdiepte = 110 cm in profiel 4 en de stijgcurven op 1 april, 15 mei en 1 september.

is hetzelfde als beschreven in 18.3.2. Er gelden dus de vochtkarakteristieken uit tabel 18.21 en de *z*-waarden uit tabel 18.24. De grondwaterstandsdiepte op 1 april is 50 cm en op 1 september 180 cm.

a. Tot welke categorie behoort het gegeven profiel: permanente grondwaterprofielen, tijdelijke grondwaterprofielen of hangwaterprofielen? Motiveer uw antwoord.

b. Hoe groot is de hoeveelheid beschikbaar hangwater aan het begin van het groeiseizoen, als van een hydrostatische evenwichtstoestand mag worden uitgegaan?

c. Wat is de drukhoogte op de overgang van de A1- naar de C1-horizont als de grondwaterstandsdiep te 126 cm geworden is en er een capillaire stijgsnelheid van 1,5 mm/d optreedt?

d. Op welke diepte t.o.v. maaiveld is de volumefractie water = 0,10 bij de in vraag c geschetste omstandigheden?

e. Wat kan bij benadering de maximale capillaire stijgsnelheid aan het eind van het groeiseizoen zijn?

f. Bereken de vochtlevering in het groeiseizoen van 1 april tot 1 september als $q_a = 0$.

g. Wat is de vochtlevering als een gemiddelde wegzijging $q_a = -0{,}6$ mm/d plaatsvindt bij een daling van de grondwaterspiegel als aangegeven?

h. Welke vochtlevering acht u het meest waarschijnlijk in een jaar, waarvan het neerslagtekort overeenkomt met dat in een 10% droog jaar: die van vraag f of vraag g (De Bilt)? Welke kans bestaat er op het andere neerslagtekort? Wat is de gradatie van het vochtleverend vermogen?

i. Is de vochtlevering, zoals in vraag g berekend, optimaal of zou er toch verdroging van het gewas kunnen plaatsvinden?

Voor de vragen j t/m n gelden de volgende gegevens:
Tijdens een groeiseizoen van 1 april tot 1 september is de verdamping van een open-wateroppervlak 575 mm en de neerslag 205 mm. Voor het in dat groeiseizoen geteelde gewas geldt de relatie:
produktie = 60 t ha^{-1} × $E_a E_p^{-1}$ − 20 t ha^{-1}.
De correctiefactor voor het afleiden van de potentiële evapotranspiratie uit de verdamping van een open-wateroppervlak is 0,8.

j. Bereken het neerslagtekort.

k. Hoe vaak mag statistisch in De Bilt op een neerslagtekort van minstens die grootte worden gerekend?

l. Hoe groot moet in het gegeven groeiseizoen de vochtlevering van de grond zijn om het gewas potentieel te kunnen laten verdampen?

m. Bereken de produktie als de grond in het bewuste jaar tot de permanente grondwaterprofielen kan worden gerekend.

n. Bereken de produktie voor het genoemde groeiseizoen bij een vochtlevering zoals in vraag g bepaald (gemiddelde $q_a = -0{,}6$ mm/d).

18.48 *Repeteervragen*

a. Wat is de fysiologische oorzaak dat watertekort de groei van de plant beïnvloedt?

b. Welk verband is er tussen produktie en verdamping?

c. Geef definities en symbolen van de open-waterverdamping, transpiratie, werkelijke verdamping, potentiële verdamping en neerslag(intensiteit).

d. Wat verstaan we onder: vochtlevering; vochttekort van het gewas; percolatiesnelheid; neerslagtekort? Wat is de relatie tussen deze grootheden?

e. Hoe zijn neerslag en verdamping ongeveer over het jaar verdeeld?

f. Waarom is in Nederland vochtlevering door de grond belangrijk?

g. Welk minimaal neerslagtekort (ongeveer) treedt gemiddeld eens in de twee jaar op in het groeiseizoen?

h. Is een '10% droog jaar' een realiteit of een statistisch begrip?

i. Welke regionale verschillen bestaan er in het neerslagtekort in Nederland?

j. Hoe verloopt in grote trekken de berekening van de vochtlevering van: een

18.47 *Tabel*

Belangrijkste van de in dit hoofdstuk geïntroduceerde grootheden.

nummer	naam grootheid in dit boek	sym-	geheugensteun	SI-	andere literatuur	
		bool		eenh.	namen	symbolen
18.4	verdamping (areïeke verdampingssnelheid)	E	evaporatie	m/s		
18.4	open-waterverdamping	E_o	open water	m/s	verdamping van vrij wateropp.	
18.4	transpiratie (plantverdamping)	E_t	transpiratie	m/s		T
18.4	evapotranspiratie (werkelijke verdamping)	E_a	actueel	m/s		ET
18.4	potentiële evapotranspiratie (potentiële verdamping)	E_p	potentieel	m/s		ET_p
18.9	(bruto) neerslag(intensiteit)	P	precipitatie	m/s		N
18.9	percolatiesnelheid	q_z	z-coördinaat	m/s		
18.14	overschrijdingskans neerslagtekort (droogtekans)	$p_i = p_R\,(E_p - P)_i$	Eng.probability; rechts	1		P_i
18.26	wegzijging resp. kwel	q_a	af- en aanvoer	m/s		
18.40	kritieke stijgafstand	z_k	kritiek	m	(kritieke) z-afstand	z
18.36 + 18.37	gemiddelde voorjaarsgrondwaterstandsdiepte	GVG	(afkorting)	m		

hangwaterprofiel; een tijdelijk grondwaterprofiel; een permanent grondwaterprofiel?
l. Waarop berusten de meeste computermodellen van de vochtlevering?
m. Wat verstaat men bij de Stichting voor Bodemkartering onder het vochtleverend vermogen van een grond?
n. In welke klassen is het vochtleverend vermogen ingedeeld?
o. Definieer het begrip kritieke stijgafstand.
p. Hoe schatten we het vochtleverend vermogen bij: hangwaterprofielen; permanente grondwaterprofielen; tijdelijke grondwaterprofielen?
q. Wat verstaan we onder bewortelbare zone?
r. Wat zijn de belangrijkste grondwaterstanden bij het bepalen van het vochtleverend vermogen en hoe zijn ze te schatten?
s. Hoe kunnen we de kritieke grondwaterstand van een gelaagde ondergrond te weten komen?

18.5 LITERATUUR

18.5.1 Geraadpleegde literatuur

Bruin, H.A.R. de, 1979. Neerslag, open-waterverdamping en potentieel neerslagoverschot in Nederland. Frequentieverdelingen in het groeiseizoen. Wetenschappelijk rapport 79-4, KNMI, De Bilt.

Bruin, H.A.R. de & W.N. Lablans, 1980. Een test van een nieuwe berekeningswijze van de open-waterverdamping volgens Penman ten behoeve van een snelle voorlichting omtrent de verdamping. Verslagen KNMI V-357, De Bilt. 7 p.

Buishand, T.A., 1982. Het verloop van het potentiële neerslagoverschot in een zomerhalfjaar van een bepaalde droogtegraad. Cultuurt. Tijdschr. 22: 11-19.

Cogrowa, 1984. Landbouwkundige aspecten van Grondwateronttrekking. Comm. Grondwaterwet Waterleidingbedrijven. 154 p.

Feddes, R.A., 1979. Gewasproduktie en waterverbruik. Nota 1118, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 39 p.

Gespreksgroep hydrologische terminologie, 1983. Verklarende hydrologische woordenlijst. III. Atmosferisch water. Rapport 8b, Commissie voor hydrologisch onderzoek TNO, Den Haag.

Haans, J.C.F.M. (red.), 1979. De interpretatie van bodemkaarten. Rapport 1463, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 221 p.

Houben, J.M.M.Th., 1979. Bodemgesteldheid en diepte van bewerteling. Rapport 1459, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 45 p.

KNMI, 1972. Klimaatatlas van Nederland. Staatsuitgeverij, Den Haag.

Laat, P.J.M. de, 1980. Model for unsaturated flow above a shallow watertable, applied to a regional sub-surface flow problem. Pudoc, Wageningen. 126 p.

Mulder, J.P.M., 1983. A simulation of rainfall interception in a pine forest. Proefschrift. Rijksuniversiteit, Groningen. 109 p.

Poelman, J.N.B. & Th. van Egmond, 1979. Uit eenvoudige grootheden af te leiden pF-waarden voor zee- en rivierkleigronden. Rapport 1492, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 17 p. 16 tabellen, 48 grafieken.

Projectgroep Grevelingen zout/zoet, werkgroep landbouw, 1982. Keuze zoet of zout Grevelingenmeer. De landbouwwatervoorziening in Zuidwest Nederland. Rijkswaterstaat, directie Zeeland. 107 p.

Rijtema, P.E., 1969a. On the relation between transpiration, soil physical properties and crop production as a basis for water supply plans. Versl. Med. Cie. Hydr. Onderz. TNO 15: 28-58. 's-Gravenhage.

Rijtema, P.E., 1969b. Soil moisture forecasting. Nota 513, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 28 p.

Rijtema, P.E. & G. Endrödi, 1970. Calculation of production of potatoes. Neth. J. agric. Sci. 18: 26-36.

Rijtema, P.E., 1971. Een berekeningsmethode voor de benadering van de landbouwschade ten gevolge van grondwateronttrekking. Nota 587, Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen. 46 p.

Wit, C.T. de, 1958. Transpiration and crop yields. Versl. Landbouwk. Onderz. 64.6. Staatsdrukkerij, 's-Gravenhage. 88 p.

Wit, C.T. de, 1971. Voedselproduktie, verleden, heden en toekomst. Stikstof 6: 396-408.

Wit, C.T. de, z.j. Grondslagen plantaardige produktie. Algemene Plantteeltkunde 1, Collegedictaat, Landbouwhogeschool, Wageningen.

18.5.2 Aanbevolen literatuur

Deze lijst is hoofdzakelijk ontleend aan de literatuurlijst van het rapport 'Landbouwkundige aspecten van grondwateronttrekking' (Cogrowa, 1984). Dit rapport geeft voor alle onderwerpen uit hoofdstuk 18 vele verwijzingen. Onze keus is vooral gericht op modelberekeningen. De lijst is bijgewerkt tot en met 1983 (de ontwikkeling in dit vakgebied gaat snel). Voor de overige onderwerpen, zie 9.5.2, 10.8.2 en 11.7.

Awater, R.H.C.M. & P.J.M. de Laat, 1980. Groundwater flow and evapotranspiration. A simulation model. Part 2: Applications. Basisrapport ten behoeve van Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland. Provinciale Waterstaat, Arnhem. 53 p. + bijl. (Gelgam = Gelderland groundwater analysis model; onverzadigde plus verzadigde stroming).

Belmans, C., J.G. Wesseling & R.A. Feddes, 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. Journal of Hydrology 63: 271-286 (niet-stationaire stroming in de onverzadigde zone; SWATRE = Soil Water Actual TRanspiration Extended).

Bouma, J., 1977. Soil survey and the study of water in unsaturated soil. Soil survey papers 13, Soil survey institute, Wageningen, 107 p. (vereenvoudigde theorie van de onverzadigde stroming met enige uitgewerkte voorbeelden).

Bouma, J. & P.J.M. de Laat, 1981. Estimation of the moisture supply capacity of some swelling clay soils in the Netherlands. Journal of Hydrology 49: 247-259 (model voor de vochtlevering in scheurende gronden, zoals komkleigronden).

Kovar, K., 1981. Model description. Model for saturated groundwater flow. In: Model study Overbetuwe, Volume 2. Basisrapport ten behoeve van Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland. Provinciale Waterstaat, Arnhem. 53 p. ('Gelgam', verzadigde stroming).

Krabbenborg, A. J., J.N.B. Poelman & E.J. van Zuilen, 1983. Standaard-vochtkarakteristieken van zandgronden en veenkoloniale gronden. Rapport 1680, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. Deel I, 149 p. Deel II, Aanhangsel.

Laat, P.J.M. de & R.H.C.M. Awater, 1978. Groundwater flow and evapotranspiration. A simulation model, part 1. Theory. Basisrapport ten behoeve van de Commissie Bestudering Waterhuishouding Gelderland. Provinciale Waterstaat, Arnhem. 64 p.

Laat, P.J.M. de, 1982. Must, a simulation model for unsaturated flow. Int. Inst. for Hydr. and Env. Eng., Delft.

Laat, P.J.M. de, 1980. Model for unsaturated flow above a shallow watertable. Agr. res.rep. 895. Pudoc, Wageningen.

Lanen, H.A.J. van, 1981. Enige ervaringen opgedaan met een niet-stationair model voor grondwaterstroming en verdamping (SUM-2) in de Gelderse Vallei. Rapport Hy.h. 82-18, Rijksinstituut voor drinkwatervoorziening (RID), 182 p.

Lanen, H.A.J. van, 1983. Aanvullend onderzoek met het model GELGAM in het studiegebied Sleen (Drenthe). Deel I: Aanpassingen en resultaten voor een 10% droog zomerhalfjaar. Rapport Hy.h. 83-10, RID.

Deel II: Bepaling van de hydrologische effecten van permanente grondwaterwinning met verschillende rekenmethoden. Rapport Hy.h. 83-12. RID.

Deel III: Hydrologische effecten van intensieve beregening uit het grondwater en het eerder of later opzetten van stuwen. Rapport Hy.h. 83-13, RID (GELGAM = Gelderland groundwater analysis model).

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A. 193: 120-146 (de oorspronkelijke 'Penmanmethode').

Penman, H.L., 1956. Evaporation: an introductory survey. Neth. J. agric. Sci. 4: 9-29 (inleiding op congresverslag).

Reuling, Th. H.M., 1983. Gebruikershandleiding voor het model LAMOS. Landinrichtingsdienst Utrecht (LAMOS = LAndinrichtingsdienst Model voor Onverzadigde Stroming).

Wind, G.P., 1979. Analog modeling of transient moisture flow in unsaturated soil. Pudoc, Wageningen. 123 p (elektrisch model voor onverzadigde stroming).

Wösten, J.H.M., G.H. Stoffelsen, J.W.M. Jeurissen, A.F. van Holst & J. Bouma, 1983. Proefgebied Hupselse Beek. Regionaal bodemkundig en bodemfysisch onderzoek. Rapport 1706, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 101 p. + aanhangsels + kaarten.

20

HOOFDSTUK 20: ZAKKING VAN GROND
door C.J. Schothorst en J. Broekhuizen

20.1 INLEIDING

Bij uitvoering van een cultuurtechnisch werk kan een druk op de grond worden uitgeoefend waardoor het maaiveld zakt, bv. bij ophoging van een terrein met grond, of bij verlaging van het grondwaterniveau. Het verlagen van het grondwaterpeil, bv. als gevolg van waterwinning, heeft vermindering van de opwaartse druk tot gevolg, m.a.w. de druk van de bovengrond op de ondergrond neemt toe. Al naar gelang de samenstelling van de grond kan deze druktoename een zekere *zakking* tot gevolg hebben.
In de praktijk moet men met een dergelijke zakking rekening houden. Op een slappe klei- of veengrond kan niet zomaar een bouwwerk gezet worden. Heipalen die weer steunen op een laag, die geen of nauwelijks zakking vertoont, bieden wel voldoende steun voor de fundamenten van zo'n bouwwerk.
Toch zijn er wel voorbeelden te zien, waarbij de zakking niet goed is onderkend of waarbij de zakking op de koop toegenomen is, bv. scheefgezakte boerderijen in een veengebied, of spoorvorming door snelverkeer. In figuur 20.1 is een mooi voorbeeld te zien van zakking. De fundamenten van de boerderij rusten op heipalen; aangezien het erf echter in de loop van de tijd gezakt is, moest de drempel voor de voordeur verhoogd worden.

In de navolgende paragrafen zullen de factoren, die zakking van het maaiveld kunnen veroorzaken, behandeld worden. Tevens zullen enkele berekeningsmethoden worden behandeld met het doel de mate van zakking te voorspellen of de oorspronkelijke hoogte te schatten. In de paragrafen 20.2, 20.4.4 en 20.5 komen enkele algemene begrippen uit de *grondmechanica* aan de orde, die betrekking hebben op het maken van zakkingsberekeningen. De inhoud van hoofdstuk 4 en paragraaf 9.3 wordt bekend verondersteld.

20.2 GROND-, WATER- EN KORRELSPANNING

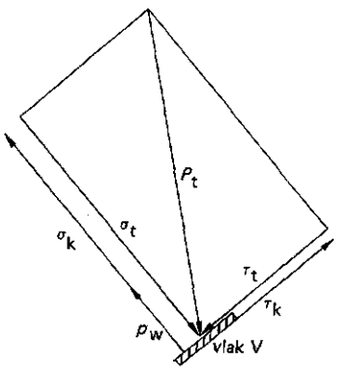
Bij het oplossen van grondmechanische problemen, zoals het voorspellen van zakking, spelen drie basisgrootheden een belangrijke rol, namelijk de grondspanning, de waterspanning en de korrelspanning. We zullen ze achtereenvolgens behandelen.

20.2.1 Grondspanning

In de grondmechanica wordt de grond vooral als een drie-fasensysteem bekeken, als een samenstel van korrels, water en lucht. Onder korrels worden alle deeltjes in de vaste fase verstaan, bv. kwarts, kleimineralen, schelpen, veenbrokjes en humus. Door hun gewicht drukken de bodembestanddelen op elkaar en ontstaat een spanning in de grond. Vroeger probeerde men wel grondmechanische problemen op te lossen door grond als één materiaal te beschouwen en van één spanning uit te gaan. Diverse verschijnselen waren hiermee niet goed te verklaren. Er ontstond het inzicht dat korrels, water en lucht elk een eigen spanning hebben, wat een grote vooruitgang betekende (Huizinga, 1959: 4).
In het laaggelegen Nederland wordt grondmechanica vaak toegepast op verzadigde grond. Daarom nemen we nu een tweefasige grond zonder lucht als voorbeeld. Op een willekeurig vlak V in zo'n grond werkt de spanning p_t (figuur 20.2).



20.1 *Figuur*
Onderheide boerderij op bosveen ten noorden van de Woerdensche Verlaat, waarvan het erf gezakt is. Foto Stiboka R49-187.



20.2 *Figuur*
De spanning p_t kan ontbonden worden in een normale spanning σ_t en een schuifspanning τ_t, die reactiespanningen opwekken. De grond is verzadigd verondersteld. Naar Huizinga, 1959: 4.

Deze kunnen we ontbinden in een normale spanning σ_t en een schuifspanning τ_t. De *normale spanning* is de component loodrecht op het vlak (normaal = loodlijn). Een normale spanning zullen we steeds met het symbool σ aangegeven. De *schuifspanning*, steeds met τ aangegeven, werkt *in* het vlak.

Wanneer er statisch evenwicht in de bodem heerst, wekken deze spanningen even grote reactiespanningen op. De schuifspanning wordt volledig opgevangen door de korrels: $\tau_t = \tau_k$. De normale grondspanning wordt zowel door de korrels als het water opgenomen. In formule (verzadigde grond):

20.3 $\sigma_t = \sigma_k + p_w$ waarin

σ_t = *normale totaal- of grondspanning*, kortweg grondspanning genoemd;
σ_k = *korrelspanning*;
p_w = *waterspanning*; bij negatieve waarden ook vochtspanning genoemd (zie 9.3.1).
Deze drie grootheden zijn effectieve spanningen, d.w.z. ze geven het verschil aan met de omgevingsdruk p_{amb}.

Formule 20.3 wordt in grondmechanische literatuur geschreven als: $\sigma_g = \sigma_k + \sigma_w$ of als: $\sigma = \sigma' + u$. Door p_w in plaats van σ_w te schrijven wordt aangegeven dat de normale waterspanning gelijk is aan de waterspanning in alle andere richtingen. Hierin onderscheiden water en lucht zich van grond. Op de wanden van een duikboot staat onder water overal een waterdruk die evenredig is met de diepte onder de waterspiegel. Een voorwerp dat in grond begraven is, ondervindt niet op elke plek van zijn oppervlak dezelfde druk. Als de druk zich in grond ook in alle richtingen zou kunnen voortplanten, zou een hoop grond niet kunnen bestaan, maar vervloeien.

De *grondspanning* is te berekenen met:

20.4 $\sigma_t = \rho_t g d_{mv}$ waarin

ρ_t = volumieke massa van veldvochtige grond;
g = versnelling van de zwaartekracht;
d_{mv} = diepte onder maaiveld.
Als er verschillende lagen zijn, gaat deze formule over in:

20.5 $\sigma_t = \rho_{t1} g d_1 + \rho_{t2} g d_2 + \ldots + \rho_{tn} g d_n$ waarin
ρ_{t1} = volumieke massa van de eerste laag, enz.;
d_1 = dikte van de eerste laag, enz.

Om ρ_t te kunnen berekenen hebben we soms één van de volgende formules nodig:

20.6 $\rho_t = \rho_d + \theta \rho_w$

20.7 $\rho_{sat} = \rho_d + \phi_p \rho_w$ waarin

ρ_d = dichtheid van stoofdroge grond;
θ = volumefractie water;
ρ_w = dichtheid van het water;
ρ_{sat} = dichtheid van verzadigde grond;
ϕ_p = poriënfractie.

De afleiding van formule 20.6 gaat als volgt.
Achtereenvolgens worden de formules 4.30, 4.31, 4.29 en 4.16 toegepast:

$$\rho_t = \frac{m_{m+h} + m_w}{V_t} = \frac{m_{m+h}}{V_t} + \frac{m_w}{V_t} = \rho_d + \frac{V_w \rho_w}{V_t} = \rho_d + \theta \rho_w.$$

De afleiding van 20.7 verloop analoog: in verzadigde grond is $\theta = \phi_p$.
Formule 20.4 is als volgt af te leiden. Beschouw een grondkolom waarvan de doorsnede een oppervlakte A heeft. Tot een diepte d bedraagt het volume van de kolom $V_t = A \times d$. De massa ervan is het volume maal de dichtheid van veldvochtige grond:

$m_t = V_t \times \rho_t = A \times d \times \rho_t$

Spanning is een gewicht per oppervlakte. Gewicht is een kracht, dus massa maal versnelling.

$$\sigma_t = \frac{m_t \times g}{A} = \frac{A \times d \times \rho_t \times g}{A} = \rho_t \times g \times d$$

σ_t is een effectieve spanning. Wil men de absolute spanning verkrijgen, dan moet de heersende luchtdruk bij σ_t opgeteld worden.

20.8 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: de grond in figuur 20.12.
Gevraagd: wat is σ_t resp. op diepte d = 1,5 m en 3,5 m?
Oplossing: Invullen van d = 1,5 m in formule 20.4 geeft σ_t = 2000 kg m^{-3} x 10 m s^{-2} x 1,5 m = 30 kPa.
Invullen van d_1 = 1,5 en d_2 = 2,0 m en van ρ_{t1} = 2000 kg/m^3 en ρ_{t2} = 1500 kg/m^3 in formule 20.5 geeft:

σ_t = 2000 x 10 x 1,5 Pa + 1500 x 10 x 2,0 Pa = 60 kPa.

Deze uitkomsten betreffen twee punten van de curve die σ_t weergeeft in figuur 20.12.

20.9 *Vraag*
Bereken de grondspanning σ_t op 0,5 m diepte van een met water verzadigde grond met de volgende gegevens:
ρ_d = 1550 kg/m^3; ϕ_p = 0,40; g = 10 m/s^2.

20.2.2 Waterspanning

De waterspanning p_w werd al geïntroduceerd in formule 9.28. In hoofdstuk 9 wordt de waterspanning verder weinig gebruikt, maar speelt toch een belangrijke rol omdat het begrip drukhoogte ervan afgeleid is (formule 9.35). De *waterspanning* p_w kan bij statisch evenwicht worden berekend met:

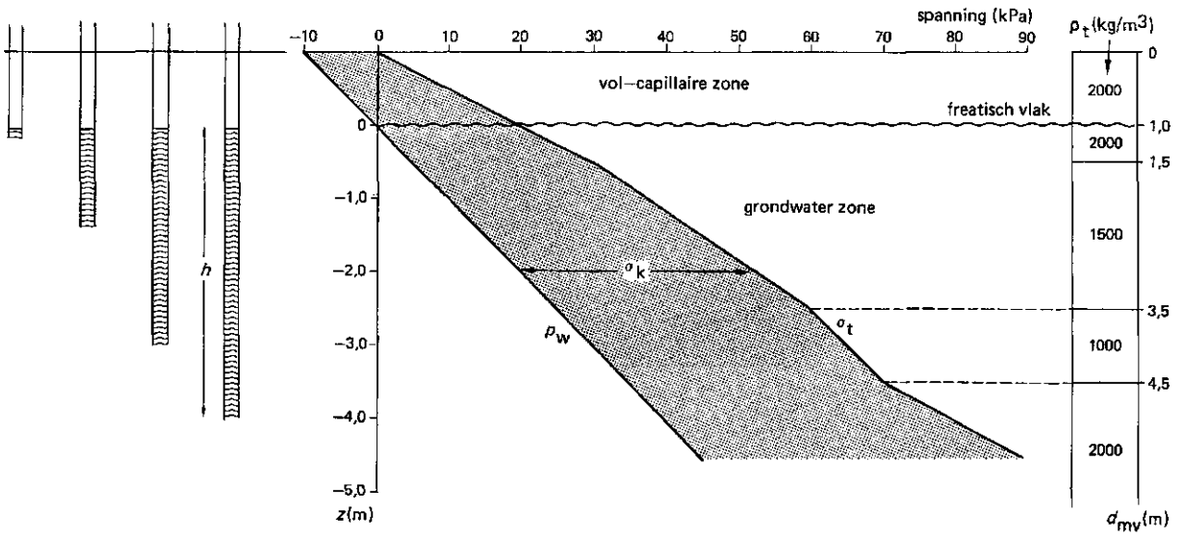
20.10 $p_w = -\rho_w g z$ waarin

z = verticale afstand.
De waterspanning is een effectieve druk, d.w.z. hij wordt nul gesteld als hij gelijk is aan de omgevingsdruk. De waterspanning is dus nul in het freatisch vlak. Dit houdt in dat het referentieniveau van z in de grondwaterspiegel gelegd wordt (figuur 20.12). Daarboven is z positief en wordt p_w negatief, erbeneden geldt het omgekeerde.

20.11 *Vraag*
Bereken de curve van p_w in figuur 20.12.

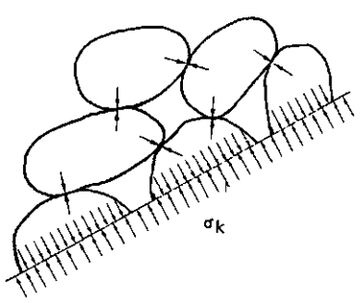
20.2.3 Korrelspanning in verzadigde grond

20.13 *Proef*
We nemen een doorzichtige buis, waarvan de onderste opening op de waterleiding is aangesloten. Boven in de buis zit



20.12 *Figuur*

De grondspanning σ_t en de waterspanning p_w in een tweefasige modelgrond met vier lagen. Het verloop met de diepte is berekend uit de volumieke massa van veldvochtige grond ρ_t en de drukhoogte h. De horizontale afstand tussen beide curves geeft de korrelspanning $\sigma_k = \sigma_t - p_w$. Naar Huizinga, 1969: 47.



20.14 *Figuur*

De korrelspanning σ_k is een gemiddelde waarde voor een vlak. De spanningen in en tussen de korrels kunnen groter zijn. Huizinga, 1959: 4.

een overloopopening. We vullen de buis met droog zand en zetten een metalen poppetje op het zand. Nu wordt de kraan steeds iets verder opengedraaid. Bij een bepaalde waterdruk ontstaat drijfzand en zakt het poppetje naar beneden.

Door de grond- en/of waterspanning worden de korrels op elkaar gedrukt en ontstaat een korrelspanning. De korrelspanning σ_k wordt gedacht op een vlak te werken. De spanningen in de aanrakingspunten der korrels en in de korrels zelf kunnen groter zijn dan deze korrelspanning (figuur 20.14).

Met figuur 20.14 is te begrijpen dat de korrelspanning de *wrijving* tussen de bodemdeeltjes beïnvloedt. Daarom zal een hoge waarde van de korrelspanning een hoge ploegweerstand tot gevolg hebben, maar ook een grote draagkracht van de grond voor bv. landbouwwerktuigen of het poppetje in proef 20.13. De korrelspanning wordt berekend uit de grondspanning en de waterspanning. Uit formule 20.3 volgt (verzadigde grond):

20.15 $\sigma_k = \sigma_t - p_w$

De *korrelspanning* σ_k is het *verschil* tussen grondspanning en waterspanning (grijze gedeelte in figuur 20.12). Door het opvoeren van de waterspanning in proef 20.13 daalt de korrelspanning naar nul en zakt het poppetje weg.

20.16 *Vragen*

Van een grond zijn de volgende gegevens bekend:
$\rho_d = 1400$ kg/m³ en $\phi_p = 0{,}45$.

a. Bereken de korrelspanning op 1 m diepte, als de grond droog is.

b. Dezelfde grond heeft nu de grondwaterstand tot aan het maaiveld. Bereken weer de korrelspanning op 1 m diepte.

c. Nu staat er een laag van 20 cm water bovenop het maaiveld. Bereken de korrelspanning op maaiveldhoogte en op 1 m diepte.

d. Wat is de korrelspanning aan maaiveld, als de grondwaterstand op 20 cm diepte staat en de grond daarboven verzadigd is met water?

Uit het antwoord op vraag 20.16d blijkt dat de korrelspanning >0 kan zijn, ook al is de grondspanning nul. Dit vindt zijn oorzaak in een negatieve waterspanning. Als $\sigma_t = 0$ dan gaat formule 20.15 over in:

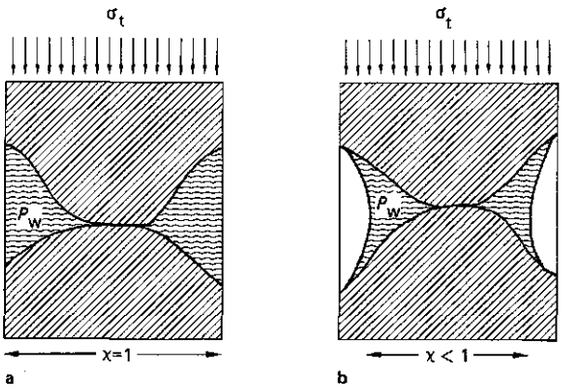
20.17 $\sigma_k = -p_w$

Een mooi voorbeeld hiervan vinden we aan het *strand*, waar de beste plaats om te wandelen iets boven de watergrens ligt. Daar is de waterspanning in het vochtige zand negatief en neemt de korrelspanning dus een positieve waarde aan, waardoor de draagkracht goed is. Op de grens van water en strand of op het zand onder water is de korrelspanning nul (zie vraag 20.16c) en het zand onsamenhangend. Hoger op het strand raakt het zand (meer) onverzadigd. Wat in zo'n geval de korrelspanning is, vormt het onderwerp van de volgende subparagraaf.

20.2.4 Korrelspanning in onverzadigde grond

Wanneer een humusrijke kluit grond gedroogd wordt, neemt behalve het vochtgehalte ook het volume van de kluit af. Blijkbaar worden bij het indrogen de korrels naar elkaar toe getrokken. Het afnemen (meer negatief) worden van de waterspanning veroorzaakt een toename van de korrelspanning ($\sigma_t = 0$ aan het oppervlak). Deze toename wordt echter niet alléén veroorzaakt doordat de waterspanning kleiner wordt.

Door het uitdrogen wordt de oppervlakte waarover het bodemwater de grondspanning kan opvangen kleiner (figuur 20.18). Voor onverzadigde grond moeten we daarom formule 20.15 schrijven als:



20.18 *Figuur*
Grond-, water- en korrelspanning:
a. in verzadigde grond; $\sigma_k = \sigma_t - p_w$;
b. in onverzadigde grond; $\sigma_k = \sigma_t - \chi p_w$.
De luchtdruk in bodem en atmosfeer is verondersteld gelijk te zijn.

20.19 $\sigma_k = \sigma_t - \chi p_w$ waarin

χ = fractie van de totale oppervlakte waarin water aanwezig is.

Het is gebleken dat χ een moeilijk te bepalen factor is. Vervanging van χ door de verzadigingsgraad θ/ϕ_p geeft echter een goede benadering:

20.20 $$\sigma_k = \sigma_t - \frac{\theta}{\phi_p} p_w$$

De *verzadigingsgraad van de poriën* is de verhouding tussen het volume water en het volume poriën, ofwel tussen vochtgehalte θ en poriënfractie ϕ_p:

20.21 $$\frac{V_w}{V_p} = \frac{V_w/V_t}{V_p/V_t} = \frac{\theta}{\phi_p}$$

Als we het voorgaande toepassen op het voorbeeld aan het strand, dan zal de korrelspanning eerst toenemen als het zand onverzadigd wordt. De absolute waarde van p_w neemt namelijk meer toe dan χ afneemt. Maar hoger op het strand wordt het zand zo droog dat χ zeer klein is, waardoor $\chi\, p_w$ vrijwel nul wordt. Dan geldt:

20.22 $\sigma_k \approx \sigma_t$

Omdat σ_t aan het maaiveld nul is, is de korrelspanning ook nul, en kunnen we spreken van *mul zand*.

Willen we een nauwkeuriger benadering van de korrelspanning, dan moeten we ook de effectieve luchtdruk verrekenen. Is namelijk de luchtdruk in de bodem groter dan die van de atmosfeer, dan vervult de lucht een dragende functie en wordt de korrelspanning kleiner. Dit kan bv. voorkomen onder een slecht slecht doorlatende laag of korst. Is de luchtdruk in de bodem kleiner dan de atmosferische druk, dan worden de deeltjes naar elkaar toegetrokken en wordt de korrelspanning groter.

20.3 ZAKKINGSCOMPONENTEN

Bij het zakkingsproces kan men, speciaal bij humeuze tot venige en kleihoudende gronden, verschillende componenten onderscheiden, namelijk:

1. *Zetting*, een grondmechanisch proces waarbij een bodemlaag wordt verdicht en in dikte afneemt als gevolg van een belasting, bijvoorbeeld bij ophoging.
2. *Inklinking*, eveneens een grondmechanisch proces waarbij een bodemlaag wordt verdicht en samengedrukt als gevolg van zijn eigen gewicht, bijvoorbeeld door ontwatering. Verlaging van het grondwaterniveau gaat gepaard met een verlaging van de opwaartse druk. Hierdoor neemt de druk van de bovengrond op de ondergrond toe.
3. *Krimp*, een fysisch proces waarbij de bovengrond in dikte afneemt als gevolg van vochtonttrekking door verdamping van grond en gewas.
4. *Oxydatie*, een biochemisch proces dat in humeuze en venige gronden optreedt als gevolg van activiteiten van bodembacteriën bij een gunstige lucht- en vochthuishouding. Hierbij wordt organische stof afgebroken waardoor materiaal verdwijnt en het maaiveld zakt.

Grondmechanici spreken algemeen van 'zetting' en bedoelen hiermee de zakking zowel als gevolg van ophoging als ook van inklinking volgens voorgaande definiëring. Het betreft dan uitsluitend de zakking als gevolg van grondmechanische processen. Bodemkundigen gebruiken veelal de term 'inklinking' of 'klink' en verstaan hieronder uitsluitend de zakking als gevolg van ontwatering. Dit omvat dus zowel de inklinking van de ondergrond als de veranderingen in de bovengrond als gevolg van krimp en oxydatie. De terminologie is schematisch weergegeven in figuur 20.23.

Binnen het kader van dit hoofdstuk heeft 'inklinking' een betekenis die beperkt is tot de samendrukking van de bodemlaag beneden het oorspronkelijk grondwaterniveau, dus tot de zakking als gevolg van eigen gewicht. De componenten 'krimp' en 'oxydatie' betreffen veranderingen in het bodemprofiel boven het nieuwe grondwaterniveau. In bepaalde gevallen moet men bij het berekenen van een toekomstige maaiveldhoogte alle vier componenten in het onderzoek betrekken, bijvoorbeeld bij ophoging van veengrond met verspoten venig materiaal.

20.4 ZETTING EN INKLINKING

20.4.1 Formule van Terzaghi

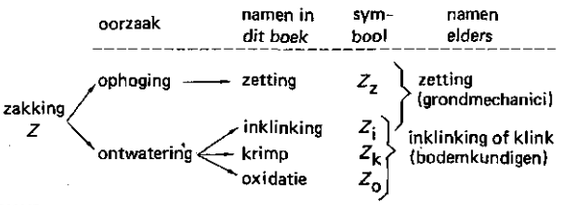
Om een schatting te maken van de zakking als gevolg van toename van druk, moet met veel factoren rekening gehouden worden. De factoren zijn:

– *Druk*. Op een losse laag grond wordt op twee plaatsen een verschillende druk uitgeoefend. De grootste druk zal de grootste zakking tot gevolg hebben.

– *Relatieve druktoename*. Op een losse laag grond wordt een druk x uitgeoefend, waardoor de grond over een afstand y zakt. Nu wordt de last verhoogd tot $2x$. De totale zakking zal niet $2y$ bedragen.

– *Samendrukbaarheid*. Op een zand- en een veengrond wordt dezelfde druk uitgeoefend. De zakking zal bij de veengrond grotere waarden aannemen dan bij de zandgrond.

– *Dikte van de samendrukbare laag*. Op een laag grond van 10 cm en van 1 m wordt dezelfde druk uitgeoefend. De zakking zal in het laatste geval het grootst zijn.



20.23 *Figuur*
Schematisch overzicht van de gebruikte terminologie voor componenten van zakking.

Rekening houdend met bovenstaande factoren kan de zakking geschat worden. Terzaghi ontwikkelde daartoe een formule, die in deze subparagraaf behandeld zal worden. De invloed van de factor tijd staat in 20.4.3.
Voor de berekening van zetting en inklinking of, algemener uitgedrukt, voor de berekening van zakking als gevolg van drukverschillen heeft *Terzaghi* een formule ontwikkeld, die wij als volgt schrijven:

20.24 $$Z = Z_{z+i} = \frac{d}{C} \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\bar{\sigma}_k}$$

De verklaring van de symbolen is als volgt; tussen haakjes staat de SI-eenheid:

Z = zakking; deze kan zowel het gevolg zijn van zetting (Z_z) als inklinking (Z_i) of van beide (Z_{z+i}); (m);
d = dikte van de samendrukbare laag (m);
C = constante die een weerstand tegen samendrukking aangeeft;
$\bar{\sigma}_k$ = bestaande, gemiddelde korrelspanning in de samendrukbare laag (Pa);
$\Delta\sigma_k$ = toename van de korrelspanning (Pa);
$\sigma_k + \Delta\sigma_k$ = nieuwe, gemiddelde korrelspanning in de samendrukbare laag (Pa).

De zakking is dus zowel afhankelijk van de bestaande korrelspanning als van de toename daarvan. De korrelspanning aan de bovenkant van een samendrukbare laag zal een andere waarde hebben dan aan de onderkant. In de formule wordt gewerkt met $\bar{\sigma}_k$, waarvoor geldt:

20.25 $$\bar{\sigma}_k = \frac{\sigma_{ko} + \sigma_{kb}}{2}$$ waarin

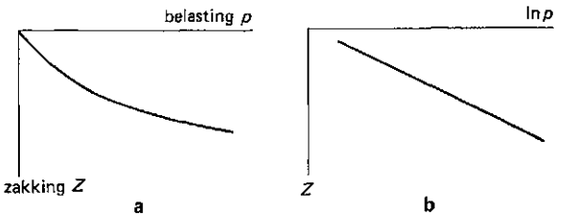
σ_{ko} = korrelspanning aan de onderkant van de samendrukbare laag;
σ_{kb} = korrelspanning aan de bovenkant van de samendrukbare laag.

De waarde van de constante C varieert per grondsoort (tabel 20.26). Wanneer een grondlaag sterk samendrukbaar is, heeft C een lage waarde, zoals in veen. Omgekeerd heeft zand een hoge waarde van C. De grootheid C geeft dus een *weerstand* tegen samendrukking aan. In dit boek zullen we voor C de naam *samendrukkingsconstante* gebruiken. De bepaling van C wordt behandeld in paragraaf 20.5.

20.26 *Tabel*
Waarden van de samendrukkingsconstante C voor vier grondsoorten, zoals vermeld in diverse literatuur.

grondsoort	C
veen	2– 10
klei	5– 20
leem	20– 50
zand	50–400

Eigenlijk zou het beter zijn om de *reciproke* grootheid C^{-1} samendrukkingsconstante te noemen, omdat C^{-1} toeneemt naarmate grond meer samendrukbaar is. In de literatuur is het echter gebruikelijk om de waarden van C op te geven.
Uit samendrukkingsproeven blijkt dat de zakking niet rechtlijnig toeneemt met de aangebrachte belasting p (figuur 20.27a). Terzaghi kwam op het idee de last-zakkingscurve *half-logaritmisch* uit te zetten; dan wordt het wel een rechte lijn (figuur 20.27b). Dit vormt de verklaring voor de logaritme in formule 20.24. De samendrukkingsconstante C is gelijk aan de tangens van de hoek die de curve in figuur 20.27b maakt met de y-as. In dit soort diagrammen wordt de (positieve) zakking altijd naar beneden uitgezet. Dit is te vergelijken met de grootheid diepte. Hoewel deze gewoonte strijdig is met de wiskundige conventies over de kwadranten, zullen we in dezen toch de praktijkgewoonte volgen.



20.27 *Figuur*
Het verloop van de zakking met toenemende belasting: a. gewoon en b. half-logaritmisch uitgezet. Naar Van der Veen e.a., 1981: 90 en 91.

20.4.2 Berekening van zetting en inklinking

Voor het berekenen van de maaivelddaling als gevolg van zetting en/of inklinking is het noodzakelijk de korrelspanning van de samendrukbare laag in de oude en de nieuwe situatie te weten. De korrelspanning varieert volgens formule 20.15 met de grondspanning en de waterspanning. De *waterspanning* hangt van de hoogte ten opzichte van de grondwaterspiegel af (figuur 20.12). De hoogte van een grondwaterspiegel varieert altijd, en daarmee dus ook de waterspanning op een bepaald niveau. De *grondspanning* is afhankelijk van de dikte en de dichtheid van de bovenliggende grond. De dichtheid varieert met het vochtgehalte, dus met veranderingen in weersgesteldheid, begroeiing en grondwaterstand.
Al uit deze korte opsomming blijkt dat voor het leren kennen van het precieze verloop van de gemiddelde korrelspanning ingewikkelde modelberekeningen nodig zouden zijn. Dit zullen we niet behandelen. Het is ook niet nodig voor het *schatten* van de zakking, omdat de bovenvermelde variaties in het algemeen niet zo'n grote invloed op de korrelspanning uitoefenen. We zullen dus volstaan met een eenvoudig rekenmodel. Men gaat uit van de situatie, die de hoogst mogelijke belasting veroorzaakt. Dit houdt de volgende *regels* in:
a. Als diepte van de grondwaterspiegel wordt 'de zomergrondwaterstand' aangehouden, dwz. een lage stand uit de jaarlijkse fluctuatie, bv. de gemiddeld laagste grondwaterstandsdiepte (GLG).
b. Bij zakking als gevolg van een blijvende daling d van de grondwaterspiegel wordt alleen het effect van de verandering in de waterspanning berekend, en wel met de volgende formule voor de toename van de korrelspanning:

20.28 $$\Delta\sigma_k = \rho_w g d$$

We gaan ervan uit dat de grondspanning niet verandert door de daling van de grondwaterspiegel, dwz. we doen alsof de laag waarin de verandering plaatsvindt verzadigd blijft (verschuiving van grondwaterzone naar vol-capillaire zone).
c. Voor het berekenen van de bestaande korrelspanning wordt de waterspanning in de bodemvochtzone op nul gesteld. Het effect van negatieve waterspanningen op de korrelspanning wordt dan dus verwaarloosd.
d. Bij ophoging wordt ervan uitgegaan dat de opgebrachte grond verzadigd is met water (opspuiten) en dit ook blijft. Als er een laag met dikte d is opgebracht, is de toename van de korrelspanning:

20.29 $$\Delta\sigma_k = \rho_{sat} g d.$$

20.30 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: Een grond bestaat uit een laag venige klei (k) van 2 m dikte, met $\rho_{dk} = 850$ kg/m³ en $\phi_{pk} = 0{,}63$.
De in het laboratorium bepaalde waarde van C bedraagt 10. De grondwaterspiegel staat ter hoogte van het maaiveld. Om de grond geschikt te maken voor beweiding wordt het grondwaterpeil met 60 cm verlaagd en een laag zand (z)

van 10 cm opgebracht, met ρ_{dz} = 1590 kg/m³ en ϕ_{pz} = 0,40.
Gevraagd: Bereken de te verwachten zakking Z_{z+i} als gevolg van zetting en inklinking.
Oplossing: We gaan de zakking berekenen met formule 20.24. Daarin moet de gemiddelde korrelspanning $\bar{\sigma}_k$ worden ingevuld, die geldt voor de oorspronkelijke toestand (formule 20.25). Aan het maaiveld geldt:
$\sigma_{tb} = 0$ en $p_{wb} = 0$, dus $\sigma_{kb} = 0$.
(20.7) $\rho_{sat,k} = 850\ kg\ m^{-3} + 0{,}63 \times 1000\ kg\ m^{-3} = 1480\ kg\ m^{-3}$.
(20.4) $\sigma_{to} = 1480\ kg\ m^{-3} \times 10\ m\ s^{-2} \times 2\ m = 29{,}6\ kPa$.
(20.10) $p_{wo} = -1000\ kg\ m^{-3} \times 10\ m\ s^{-2} \times -2\ m = 20\ kPa$.
(20.15) $\sigma_{ko} = 29{,}6\ kPa - 20\ kPa = 9{,}6\ kPa$.

$$(20.25)\ \bar{\sigma}_k = \frac{0 + 9{,}6\ kPa}{2} = 4{,}8\ kPa.$$

Door de grondwaterstandsverlaging neemt de korrelspanning toe met:
(20.28) $\Delta\sigma_k = 1000\ kg\ m^{-3} \times 10\ m\ s^{-2} \times 0{,}6\ m = 6\ kPa$.
Door de ophoging met zand neemt de korrelspanning toe met:
(20.29) $\Delta\sigma_k = (1590\ kg\ m^{-3} + 0{,}40 \times 1000\ kg\ m^{-3}) \times 10\ m\ s^{-2} \times 0{,}1\ m = 1{,}99\ kPa$.
De totale toename van de korrelspanning is:
$\Delta\sigma_k = 6\ kPa + 1{,}99\ kPa = 7{,}99\ kPa$.
Nu kunnen we formule 20.24 invullen:

$$Z_{z+i} = \frac{2\ m}{10} \times \ln \frac{4{,}8\ kPa + 7{,}99\ kPa}{4{,}8\ kpa} = 0{,}196\ m \approx 20\ cm.$$

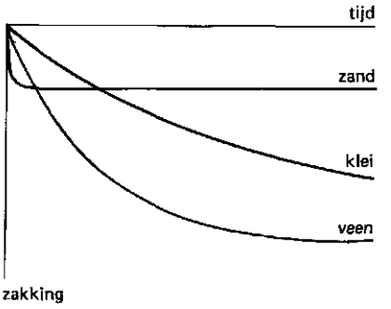
20.31 *Vragen*
a. Bij verlaging van een polderpeil met 0,5 m daalde de grondwaterstand met gemiddeld 0,25 m. Hoe groot is de toename van de korrelspanning?
b. De toename van de korrelspanning uit vraag a kan ook bereikt worden door ophoging met zand, waarvan $\rho_{sat,z}$ = 2000 kg/m³. Hoe dik moet deze zandlaag zijn?
c. Een veengrond met een gemiddeld laagste grondwaterstandsdiepte van 0,60 m heeft de volgende opbouw:

horizont	d_{mv} (cm)	materiaal	ρ_{sat} (kg/m³)	d (m)	C
A1	0- 20	kleiig, veraard veen	1200	0,20	50
C1	20- 60	matig verweerd veen	1050	0,40	40
C2	60-640	niet verweerd veen	1040	5,80	16

Er wordt een laag zand van 1 m dikte opgespoten met $\rho_{sat,z}$ = 1900 kg/m³. Bereken de te verwachten zakking per horizont en voor het gehele profiel.

20.4.3 Zakkingsverloop met de tijd; formule van Koppejan

In de formule van Terzaghi is de factor tijd niet opgenomen. De berekende waarde van de zakking wordt pas na lange tijd bereikt. Aangenomen wordt dat pas na ca. 30 jaar geen verdere zakking meer optreedt. Veelal zal een groot deel van de zakking binnen een aanzienlijk kortere tijd worden bereikt. Bij zand verloopt deze vrij snel over een korte periode. Bij klei- en veengrond verloopt de zakking aanvankelijk snel maar neemt daarna langzaam af over een lange periode (zie figuur 20.32).



20.32 *Figuur*
Zakking van zand, klei en veen in de loop der tijd na het aanbrengen van eenzelfde belasting. Huizinga, 1959: 35.

Om deze reden werd door *Keverling Buisman* (1936) onderscheid gemaakt tussen directe, *primaire* zakking, die na korte tijd bij een bepaalde belasting optreedt en een *seculaire* zakking die na een 10× zo lange periode optreedt (Lat. saeculum = eeuw). Dit onderscheid komt tot uitdrukking in twee verschillende samendrukkingsconstanten, nl. C_p en C_s.
C_p = samendrukkingsconstante voor de zakking in de primaire periode;
C_s = samendrukkingsconstante op lange termijn, voor de seculaire periode.
De bepaling van deze constanten komt aan de orde in 20.5.2.
Om de zakking op elk tijdstip t te kunnen berekenen heeft *Koppejan* deze samendrukkingsconstanten C_p en C_s ingevuld in de formule van Terzaghi:

20.33 $$Z_{z+i} = d\left(\frac{1}{C_p} + \frac{1}{C_s} \lg \frac{t}{d}\right) \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\bar{\sigma}_k}$$

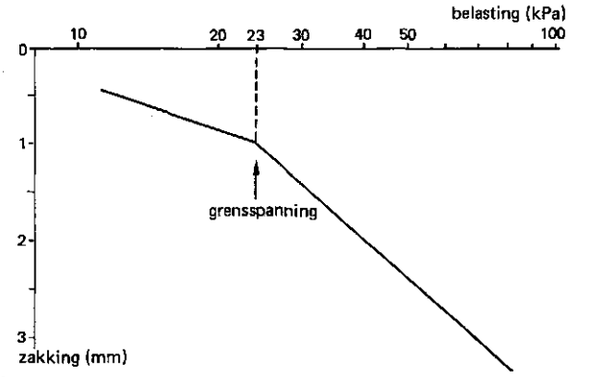
Omdat t in dagen ingevuld moet worden, wordt door d (dag) gedeeld om een onbenoemd getal te krijgen voor het nemen van de logaritme. Veelal wordt 80 tot 90% van de te verwachten zakking over 30 jaar al bereikt na 3 jaar. Dan kan men volstaan met de eenvoudige formule van Terzaghi voor het berekenen van de zakking. Dit geldt bij uitstek voor zandgronden, die vrijwel geen secualir effect vertonen. De waarde van C_s van zandgronden is erg groot. Wil men echter informatie over het zakkingsverloop met de tijd dan is de formule van Koppejan van belang.
Een andere kwestie is de variatie van de C-waarde met de druk. *Hierover gaat de volgende subparagraaf.*

20.34 *Vraag*
Een kleilaag van 3 m dikte rust op pleistoceen zand. De grondwaterstand is aan maaiveld. Door ophoging met zand wordt een druk van 20 kPa uitgeoefend.
$\rho_{sat,k}$ = 1800 kg m^{-3}; C_p = 18; C_s = 350.
Als aangenomen kan worden dat het zand geen zetting vertoont, bereken dan:
a. de zakking van het maaiveld na 30 jaar;
b. het percentage van de zakking dat na 3 jaar bereikt is.

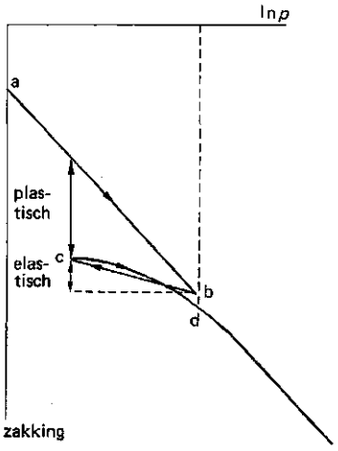
20.4.4 Plastisch en elastisch grondgedrag; grensspanning

Bij het uitvoeren van samendrukkingsproeven op monsters blijkt vaak dat het resultaat, de zakking uitgezet tegen de druk, een geknikte lijn is (figuur 20.35).

Blijkbaar reageert de grond in het traject tot aan het knikpunt anders dan na dit punt. Eerst zakt de grond relatief weinig, *maar na opvoeren van de belasting wordt de relatieve zakking* groter. In de grondmechanica kent men enkele begrippen die



20.35 *Figuur*
Log-last-zakkingskromme als resultaat van een samendrukkingsproef op een grondmonster. Naar Van der Veen e.a., 1981: 92.



20.36 *Figuur*
Zakkingsverloop bij belasting, ontlasting en herbelasting; verklaring in de tekst. Naar Huizinga, 1969: 56.

nauw verband houden met dit verschijnsel. Deze zullen aan de hand van het volgende voorbeeld worden behandeld. Een grondmonster in een ring wordt belast. Nadat zetting is opgetreden wordt de druk teruggebracht naar nul. Er zijn nu twee reacties van de grond denkbaar, waarvan de uiterste vormen zijn:
– de grond veert terug tot de oorspronkelijke hoogte; dit noemt men *elastisch grondgedrag*;
– de grond blijft ondanks de ontlasting op hetzelfde niveau; dit noemt men *plastisch grondgedrag*.
In de praktijk gedraagt een grond zich zowel plastisch als elastisch. Dit kan worden geïllustreerd met behulp van figuur 20.36.

In de figuur is te zien dat de grond, na belast te zijn (a-b), bij ontlasting gedeeltelijk terugveert (c). Wanneer men vervolgens weer gaat belasten, wordt de ontlastingskromme ongeveer gevolgd tot het punt d, dat dicht bij b ligt. Bij verdere toename van de belasting krijgt de kromme een verloop dat in het verlengde ligt van a-b, de lastzakkingslijn bij de eerste belasting.
Het in figuur 20.35 geschetste verschijnsel zou dus het gevolg kunnen zijn van voorbelasting in het verleden. Deze verklaring is echter niet afdoende, aangezien gebleken is dat ook monsters, die niet voorbelast zijn geweest, de knik vertonen. Het is een materiaaleigenschap. Het *knikpunt* geeft een *grensspanning* aan die eerst moet worden overschreden, alvorens sterke zakkingen optreden. De grensspanning wordt in het laboratorium met samendrukkingsproeven bepaald (figuur 20.35 en 20.43).
Voor het maken van zakkingsberekeningen heeft dit verschijnsel consequenties. Voor het traject tot aan de grensspanning wordt de samendrukkingsconstante C_1 berekend:

20.37 $$\frac{1}{C_1} = \frac{1}{C_{p1}} + \frac{1}{C_{s1}} \lg \frac{t}{d}$$

Voor het traject na de grensspanning geldt:

20.38 $$\frac{1}{C_2} = \frac{1}{C_{p2}} + \frac{1}{C_{s2}} \lg \frac{t}{d}$$

C_1 is meestal 3 tot 7 keer zo groot als C_2. Als na het aanbrengen van een belasting de druk in de grond lager is dan de grensspanning σ_{kg}, dan kan de zakking berekend worden door C_1 in de formule van Terzaghi in te vullen. We krijgen dan de reeds vermelde formule van Koppejan (20.33). Wordt de korrelspanning echter groter dan de grensspanning, dan moet de formule uitgebreid worden met een tweede lid, waarin C_2 staat:

20.39 $$Z_{z+i} = \frac{d}{C_1} \ln \frac{\sigma_{kg}}{\bar{\sigma}_k} + \frac{d}{C_2} \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\sigma_{kg}}$$

In dit type formule staat steeds onder het log-teken in de noemer de uitgangskorrelspanning en in de teller de nieuwe korrelspanning. De oorspronkelijke, gemiddelde korrelspanning vóór het aanbrengen van de belasting is hier weer $\bar{\sigma}_k$ genoemd. De belasting neemt eerst toe tot de grensspanning. De nieuwe korrelspanning is dan gelijk aan de grensspanning, vandaar dat we σ_{kg} in de teller van het eerste lid vinden. Vervolgens stijgt de korrelspanning verder totdat de gehele toename van de korrelspanning $\Delta\sigma_k$ bij de oorspronkelijke spanning $\bar{\sigma}_k$ is gekomen en dus de eindspanning $\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k$ bereikt is. Voor dit tweede deel is de grensspanning het uitgangspunt, die we dus in de noemer van het tweede lid aantreffen.
Betrekken we ook de factor tijd hierin, dan moeten we de formules 20.37 en 20.38 invullen in 20.39 en krijgen:

20.40 $$Z_{z+i} = d\left(\frac{1}{C_{p1}} + \frac{1}{C_{s1}} \lg \frac{t}{d}\right) \ln \frac{\sigma_{kg}}{\bar{\sigma}_k} + d\left(\frac{1}{C_{p2}} + \frac{1}{C_{s2}} \lg \frac{t}{d}\right) \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\sigma_{kg}}$$

Tabel 20.41 geeft een orde van grootte voor de samendrukkingsconstanten en de grensspanning van enige grondsoorten.

20.41 *Tabel*
Voorbeelden van waarden van de samendrukkingsconstanten en de grensspanning σ_{kg} van drie grondsoorten. Ontleend aan rapporten van het ingenieursbureau voor geotechniek en geodesie Fugro en het Laboratorium voor Grondmechanica.

	C_{p1}	C_{s1}	σ_{kg}(kPa)	C_{p2}	C_{s2}
veen	10-150	25-1000	32-44	4- 30	14- 140
klei	20-300	60-2500	17-32	7-125	30- 300
zand (kleihoudend)	80-800	70-3500	25-34	14-140	40-1250

20.42 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: Dit rekenvoorbeeld gaat over dezelfde grond als vraag 20.31c, maar er zijn nu meer gegevens. Een veengrond met een gemiddeld laagste grondwaterstandsdiepte van 0,60 m heeft de volgende opbouw:

horizont	d_{mv} (cm)	materiaal	ρ_{sat} (kg/m³)	d (m)	C_1	C_2
A1	0- 20	kleïig, veraard veen	1200	0,20	50	20
C1	20- 60	matig verweerd veen	1050	0,40	40	10
C2	60-640	niet verweerd veen	1040	5,80	16	4

Er wordt voor elke horizont aangenomen dat de grensspanning 5 kPa groter is dan de bestaande korrelspanning. Nu wordt een laag zand van 1 m dikte opgespoten met ρ_{sat} = 1900 kg/m³.
Gevraagd: Bereken de te verwachten zakking.
Oplossing: Voor elke laag is de zakking te bepalen met formule 20.39. Eerst moeten we de bestaande, gemiddelde korrelspanning $\bar{\sigma}_k$ van elke horizont uitrekenen met de formules 20.4, 20.5, 20.10, 20.15 en 20.25, waarbij de waterspanning boven de grondwaterspiegel nul gesteld wordt. Het resultaat is (vergelijk antwoord 20.31c):

hor.	σ_{tb}	p_{wb}	σ_{kb}	σ_{to}	p_{wo}	σ_{ko}	$\bar{\sigma}_k$ (kPa)
A1	0	–	0	2,4	0	2,4	1,2
C1	2,4	–	2,4	6,6	0	6,6	4,5
C2	6,6	0	6,6	66,9	58,0	8,9	7,8

De toename van de korrelspanning door het opbrengen van het zand bedraagt:
(20.29) $\Delta\sigma_k = 1900\ \text{kg m}^{-3} \times 10\ \text{m s}^{-2} \times 1\ \text{m} = 19\ \text{kPa}$.
Nu is de zakking te berekenen met formule 20.39:

$$z_{A1} = \frac{0{,}2\ \text{m}}{50} \ln \frac{1{,}2 + 5\ \text{kPa}}{1{,}2\ \text{kPa}} + \frac{0{,}2\ \text{m}}{20} \ln \frac{1{,}2 + 19\ \text{kPa}}{6{,}2\ \text{kPa}} = 0{,}02\ \text{m}$$

$$z_{C1} = \frac{0{,}4\ \text{m}}{40} \ln \frac{4{,}5 + 5}{4{,}5} + \frac{0{,}4\ \text{m}}{10} \ln \frac{4{,}5 + 19}{9{,}5} = 0{,}007 + 0{,}036\ \text{m} = 0{,}04\ \text{m}$$

$$z_{C2} = \frac{5{,}8\ \text{m}}{16} \ln \frac{7{,}8 + 5}{7{,}8} + \frac{5{,}8\ \text{m}}{4} \ln \frac{7{,}8 + 19}{12{,}8} = 0{,}18 + 1{,}07\ \text{m} = 1{,}25\ \text{m}$$

$$z_z = z_{A1} + z_{C1} + z_{C2} = 1{,}31\ \text{m}$$

Deze waarde van de zakking is te hoog als bij het opbrengen van het zand het grondwaterniveau ongewijzigd blijft, zoals hier is aangenomen. Daarom zou de berekening meerdere malen herhaald moeten worden (zie kleine-lettertekst hieronder).

In rekenvoorbeeld 20.42 wordt berekend dat één meter opgebracht zand een zakking van het maaiveld veroorzaakt van 1,31 m. De grondwaterstand was 60 cm beneden maaiveld, dus na het zakkingsproces zou het gehele oorspronkelijke profiel plus 70 cm van het opgebrachte zand onder water gelegen zijn. Aangezien de waterspanning in dat gedeelte dan een positieve waarde heeft aangenomen (opwaartse kracht), zijn de in het voorbeeld berekende waarden van $\bar{\sigma}_k$ te groot. De grond zal dus ook niet 131 cm zakken.
Er is een methode ontwikkeld om in deze situaties tot een redelijk goede schatting van de zakking te komen door de rekenwijze van voorbeeld 20.42 enige malen te herhalen met behulp van nomogrammen (Willet, 1964). Het valt buiten het doel van het boek dit hier te behandelen.

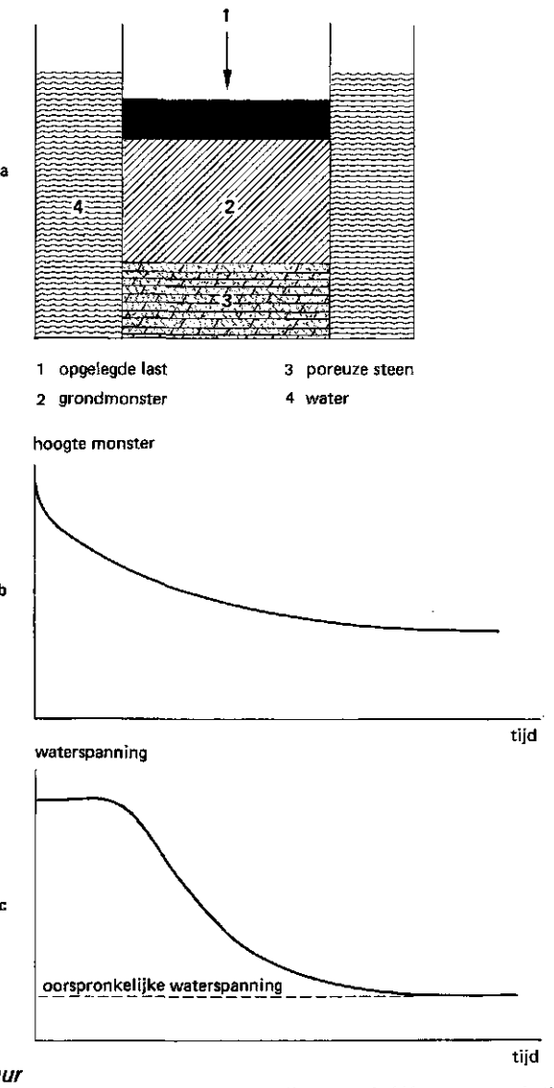
20.5 BEPALING VAN SAMENDRUKKINGSCONSTANTEN

Uit de voorgaande paragrafen is gebleken dat de samendrukkingsconstante C een belangrijke eigenschap van de grond is voor het berekenen van de zakking. Aangezien de waarde van C zeer veel variatie vertoont, wordt deze waarde bij elke berekening van zetting en/of inklinking bepaald. In 20.5.1 zal het principe van het apparaat, waarmee de bepaling geschiedt, worden behandeld en er worden wat algemene grondmechanische termen geïntroduceerd. In 20.5.2 wordt een voorbeeld gegeven van de berekening van C_{s1} en C_{p1}.

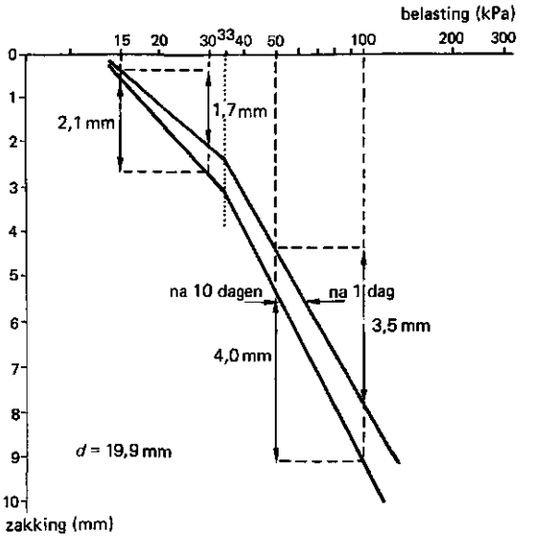
20.5.1 Samendrukkingsproef

Wanneer grondmechanische eigenschappen gemeten moeten worden, gebeurt dit altijd ten behoeve van het oplossen van zekere grondmechanische problemen. Het meten is nooit een doel op zichzelf. Dit betekent dat alleen die eigenschappen moeten worden gemeten die relevant zijn voor een specifiek probleem. Indien men te maken heeft met bv. zetting als gevolg van ophoging of met inklinking als gevolg van grondwaterstandsdaling, dan heeft men te maken met een *eendimensionaal belastingsvraagstuk*. Voor de voorspelling van mogelijke zakking, als gevolg van deze ingrepen, is men namelijk alleen geïnteresseerd in het grondgedrag onder invloed van verticale lasten.
De *samendrukkingsproef* dient om volumeveranderingen van de grond ten gevolge van belastingen te leren kennen. Het toestel waarmee de proef wordt uitgevoerd, het zogenaamde Delftse samendrukkingsapparaat, bestaat uit een ring waarin een grondmonster kan worden gebracht. Het monster rust op een poreuze steen. Op het monster wordt een stempel geplaatst, die wordt belast. Tijdens de belastingsproef wordt de ring met monster in een bakje met water geplaatst om uitdroging van het monster te voorkomen. De poreuze steen dient er voor om het bodemwater dat tijdens de proef onder spanning komt te staan te kunnen laten wegstromen (figuur 20.43a).

De proef houdt nu in dat vanaf een zeker moment het monster wordt belast. De hoogteverandering wordt van tijd tot tijd ge-



20.43 *Figuur*
Samendrukkingsproef. a. Schema van Delfts samendrukkingsapparaat; b. tijd-zakkingskromme; c. verloop van de waterspanning.



20.44 *Figuur*
Berekening van C_{p1}, C_{p2}, C_{s1} en C_{s2} uit een samendrukkingsproef. Verklaring in de tekst. Naar Van der Veen e.a., 1981: 99.

meten. Hiermee wordt de zogenaamde tijd-zakkingskromme verkregen (figuur 20.43b).
Het monster is steeds verzadigd. Op het moment dat het monster wordt belast, wordt de volumefractie poriën ϕ_p kleiner, het water komt naar buiten en de opgelegde last lijkt vrijwel geheel door het water te worden 'gedragen'. De druk in het water stijgt. Omdat water gaat wegstromen door de poreuze steen, vermindert de waterspanning iets. Het korrelskelet van het monster moet nu iets van de opgelegde last dragen. Vaak zal dit skelet die last niet kunnen dragen, waardoor het wordt vervormd (samengedrukt). De stevigheid neemt toe. Tot het moment dat het skelet de opgelegde last geheel draagt, moet het bodemwater de opgelegde last voor een deel opvangen, waardoor de waterspanning in die periode steeds groter is dan de oorspronkelijke (figuur 20.43c). We zeggen nu dat het bodemwater *overspannen* is en de periode waarin dat het geval is wordt de *hydro-dynamische periode* genoemd. Het aanpassingsproces van het korrelskelet aan de opgelegde spanning wordt de *consolidatie* van de grond genoemd. De grond heet geconsolideerd wanneer het korrelskelet de opgelegde last geheel draagt.
Ook kan met behulp van het Delfts samendrukkingsapparaat de invloed van de druk op de zakking worden bekeken. Om vergelijkbare resultaten te krijgen moet de factor tijd dus constant gehouden worden (zie ook 20.5.2). Het resultaat kan weergegeven worden in een last-zakkingskromme. Voorbeelden daarvan zijn de figuren 20.35 en 20.44.

20.5.2 Berekening van samendrukkingsconstanten

Op een monster met een dikte van 19,9 cm werd met behulp van het Delfts samendrukkingsapparaat gedurende 10 dagen een bepaalde druk uitgeoefend. Na 1 en 10 dagen werd de zakking gemeten. Door deze meting telkens met hetzelfde monster te herhalen bij verschillende drukken, werden de twee last-zakkingslijnen in figuur 20.44 verkregen, nl. die van 1 dag en van 10 dagen.

In figuur 20.44 valt duidelijk de grensspanning af te lezen: de knik in de lijnen ligt bij een druk van 33 kPa. De waarden van C_{p1} en C_{s1} moeten bij een kleinere druk gemeten worden en die van C_{p2} en C_{s2} bij een grotere. Daarom wordt de zakking in twee spanningstrajecten bekeken, die echter beide zodanig gekozen zijn dat:

$$\frac{\text{tweede belasting}}{\text{eerste belasting}} = 2.$$

In de samendrukkingsproef is het aandeel van het eigen gewicht van het monster aan de korrelspanning te verwaarlozen, omdat de aangebrachte belasting een factor 100 groter is (in het veld, waar het om veel dikkere lagen dan 2 cm gaat, is dit niet het geval). Voor de nieuwe en oude korrelspanning in formule 20.33 kunnen we hier dus de tweede en eerste belasting uit de proef invullen:

$$Z_{z+i} = d\left(\frac{1}{C_{p1}} + \frac{1}{C_{s1}} \lg \frac{t}{d}\right) \ln \frac{30\ \text{kPa}}{15\ \text{kPa}}$$

Bij $t = 1$ d wordt lg $(t/d) = 0$. In figuur 20.44 lezen we af dat de zakking 1,7 mm is. De totale dikte van het monster is 19,9 mm. Invullen in bovenstaande formule geeft:

$$1{,}7\ \text{mm} = 19{,}9\ \text{mm} \times \frac{1}{C_{p1}} \times \ln 2;$$

$$C_{p1} = 8{,}1.$$

Voor de berekening van C_{s1} herschrijven we formule 20.33 tot:

$$Z_{z+i} = \frac{d}{C_{p1}} \ln 2 + \left(\frac{d}{C_{s1}} \lg \frac{t}{d}\right) \ln 2$$

Als we $t = 10$ d invullen, dan volgt:

$$2{,}1\ \text{mm} = \frac{19{,}9\ \text{mm}}{8{,}1} \ln 2 + \frac{19{,}9\ \text{mm}}{C_{s1}} \ln 2 = 1{,}7\ \text{mm} + \frac{\ln 2}{C_{s1}} \times 19{,}9\ \text{mm};$$

$$C_{s1} = 34{,}5.$$

Op analoge wijze kan men C_{p2} en C_{s2} berekenen (vraag 20.45a).

20.45 *Vragen*

a. Bereken met de gegevens in figuur 20.44 en formule 20.33 de waarde van C_{p2} en C_{s2}.

b. Veronderstel dat een grond bestaat uit een laag van 3 m dikte, waarvoor de vier samendrukkingsconstanten gelden die via figuur 20.44 zijn berekend. $\rho_{sat} = 150$ kg/m³. Bereken de zakking, die opgetreden zal zijn, als de grond gedurende 10 jaar met een druk van 50 kPa wordt belast. Verwaarloos hierbij het effect van de veranderende grondwaterstand die in het begin 3 m onder maaiveld is.

20.6 ZAKKING VAN VEENGRONDEN; FORMULE VAN FOKKENS

De in voorgaande paragrafen besproken formule van Terzaghi en de uitgebreide versies daarvan hebben een nadeel. Laat men de druk toenemen tot oneindig, dus $\Delta\sigma_k \to \infty$, dan zal ook Z tot oneindig toenemen, terwijl de zakking in werkelijkheid kleiner blijft dan de oorspronkelijke laagdikte d. De oorzaak hiervan is gelegen in de waarde van de samendrukkingsconstante C. In *subparagraaf 20.4.4 over de grensspanning* hebben we gezien, dat de waarde van C afhankelijk is van de opgelegde druk. Bovenvermelde formules gelden dus in een beperkt spanningstraject. In de praktijk kan aan dit probleem worden tegemoetgekomen door de samendrukkingsproef voor het bepalen van de waarden van C uit te voeren in het traject van de belastingverhoging. Maar bij zware belasting van slappe veenprofielen verandert de waarde van C tijdens de samendrukking zo sterk, dat dit moeilijkheden met de berekening oplevert.
Fokkens (1970) omzeilde dit probleem door ervan uit te gaan dat de zakking in slap veen veroorzaakt wordt door *waterverlies*. Hij combineerde de formule van Terzaghi met de rijpingswet (20.7.4) voor veen dat altijd beneden de grondwaterspiegel ligt. Zo vond hij een relatie tussen de bestaande korrelspanning en de verhouding van het watergetal bij verzadiging w_{sat} en de massafractie organische stof van stoofdroge grond f_h:

20.46 $$\frac{w_{sat}}{f_h} = \frac{1}{0{,}0395 \ln \frac{\bar{\sigma}_k}{\text{Pa}} - 0{,}248} \quad \text{of}$$

20.47 $$\ln \frac{\bar{\sigma}_k}{\text{Pa}} = 25{,}32 \frac{f_h}{w_{sat}} + 6{,}28$$

Met deze formules kunnen bv. de oorspronkelijke korrelspanning $\bar{\sigma}_{k1}$ en w_{sat2}/f_h (eindtoestand) berekend worden. De zakking volgt dan uit:

20.48 $$Z_{z+i} = d \frac{\frac{w_{sat1}}{f_h} - \frac{w_{sat2}}{f_h}}{\frac{0{,}38}{f_h} + 0{,}62 + \frac{w_{sat1}}{f_h}}$$

waarin d de dikte van de samendrukbare laag is. De zakking in het veen, niet voorbelast en gelegen onder de grondwaterspiegel, wordt bij een bepaald organische-stofgehalte bepaald door waterverlies als gevolg van opgelegde druk. Een dergelijke formule wordt ook bij het onderwerp krimp gebruikt (20.65). De formule van Fokkens heeft als voordeel boven die van Terzaghi dat er geen samendrukkingsconstante ingevuld hoeft te worden. Een ander voordeel is gelegen in de bepalingsmethode. Bij Terzaghi moet ter bepaling van de diverse samendrukkingsconstanten worden volstaan met beproeving van enkele monsters van 2 cm dikte. Bij Fokkens kan ter bepaling van w_{sat} en f_h het gehele profiel continu worden bemonsterd. Tot slot van deze paragraaf een rekenvoorbeeld over het toepassen van bovenstaande formules.

20.49 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Het profiel uit rekenvoorbeeld 20.42 heeft in de C2-horizont (60-640 cm): $w_{sat} = 7{,}68$ (kg water per kg stoofdroge grond) en $f_h = 0{,}82$ (kg organische stof per kg stoofdroge grond).

Gevraagd: Bereken de zakking met behulp van formule 20.48 (Fokkens).

Oplossing: Omdat de formule van Fokkens alleen toepasbaar is op veen, gelegen onder de grondwaterspiegel, nemen we voor de A1- en C1-horizont dezelfde waarden als berekend in rekenvoorbeeld 20.42. Voor de laag van 60 tot 640 cm geldt:

$$\frac{w_{sat1}}{f_h} = \frac{7{,}68}{0{,}82} = 9{,}37.$$

Met formule 20.47 kan berekend worden welke korrelspanning in deze laag heerst:

$$\ln \frac{\bar{\sigma}_k}{Pa} = \frac{25{,}32}{9{,}37} + 6{,}28; \qquad \bar{\sigma}_{k1} = 7960 \text{ Pa}.$$

Door de ophoging met zand neemt de korrelspanning toe met 19000 Pa, dus:

$$\bar{\sigma}_{k2} = \bar{\sigma}_{k1} + 19000 \text{ Pa} = 26960 \text{ Pa}.$$

Volgens formule 20.46 is nu te berekenen:

$$\frac{w_{sat2}}{f_h} = 6{,}45.$$

Uit formule 20.48 volgt de zakking van de C2-horizont:

$$Z_{C2} = 5{,}8 \text{ m} \frac{9{,}37 - 6{,}45}{\frac{0{,}38}{0{,}82} + 0{,}62 + 9{,}37} = 1{,}62 \text{ m}.$$

De zakking van de A1- en de C1-horizont bedroeg resp. 0,02 m en 0,04 m, zodat de totale zakking 1,68 m is. De gemiddelde korrelspanning in de C2-horizont, berekend met behulp van de volumieke massa's (7800 Pa, zie 20.42), komt opmerkelijk goed overeen met die, berekend met behulp van w_{sat}/f_h (7960 Pa). Desondanks is er een flink verschil in geschatte zakking (1,31 tegen 1,68 m). In paragraaf 20.9 geven we een evaluatie van enige zakkingsformules. Overigens geldt hier dezelfde opmerking als in voorbeeld 20.42, dat door het onder water zakken van het profiel de korrelspanning zal veranderen, waardoor de uiteindelijke zakking geringer zal zijn dan de berekende.

20.7 KRIMP

20.7.1 Inleiding

Wanneer een grond droogvalt, bv. als gevolg van inpoldering, is er aanvankelijk nog sprake van een tweefasig systeem, bestaande uit een vaste fase, zonder structuurelementen, en een vloeibare fase. Door verdamping en in een later stadium door wateropname door plantenwortels verdwijnt er water, hetgeen zakking van het maaiveld tot gevolg kan hebben. Als we dit proces nog eens wat nauwkeuriger bekijken gebeurt er het volgende: door verdamping verdwijnt veel water, in eerste instantie raken de grote poriën leeg. In het zo ontstane driefasige systeem neemt bij verdergaande verdamping (wateronttrekking) de waterspanning af, waardoor de vaste delen naar elkaar toegedrukt worden (toename korrelspanning). De poriënfractie vermindert en zakking van het maaiveld is hiervan het gevolg. Dit proces wordt *krimp* of *fysische rijping* genoemd.

Een opvallend verschijnsel is, dat gronden die eenmaal gekrompen zijn, nooit meer dezelfde hoeveelheid water kunnen opnemen als tevoren (als ze niet geroerd worden). Krimp is dus een irreversibel proces. Het colloïdale deel van de vaste fase, dus het lutum- en humusdeel, is hiervan de oorzaak. Krimp neemt dan ook toe met het gehalte aan lutum en organische stof en komt niet voor bij zandgronden.

20.7.2 Massiek volume

De parameter, waarmee gewerkt wordt om de krimp van de grond te berekenen, is het massiek volume. Het *massiek volume* is het volume van veldvochtige grond gedeeld door de massa van de stoofdroge grond:

20.50 $$v = \frac{V_1}{m_d}$$

Deze grootheid is elders vaak aangeduid als specifiek of soortelijk volume. Het is de reciproke van de volumieke massa van stoofdroge grond ρ_d. Wat er bij het krimpen van een tweefasige grond gebeurt, wordt geïllustreerd door figuur 20.55. We zullen enige formules afleiden waarmee de te verwachten krimp of de oorspronkelijke laagdikte berekend kunnen worden. Het massiek volume in de ongerijpte toestand schrijven we als:

$$v_1 = \frac{V_1}{m_1}$$

en dat na (enige) rijping als:

$$v_2 = \frac{V_2}{m_2}$$

Na rijping is alleen de hoeveelheid water, dus het totale volume, veranderd (figuur 20.55). De massa van de vaste fase is onveranderd: $m_1 = m_2$. Daaruit volgt:

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{V_1/m_1}{V_2/m_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

Aangezien krimp resulteert in een zakking van het maaiveld, verhouden de volumes voor en na de krimp zich als de laagdiktes d (figuur 20.55):

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{d_1}{d_2}$$

Combineren van beide laatste formules levert:

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{d_1}{d_2} \qquad \text{of}$$

20.51 $$d_2 = d_1 \frac{v_2}{v_1} \qquad \text{of}$$

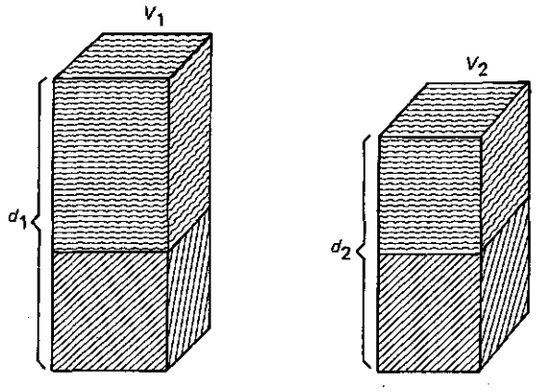
20.52 $$d_1 = d_2 \frac{v_1}{v_2}$$

De zakking als gevolg van krimp is dan:

20.53 $$Z_k = d_1 - d_2 = d_1 - d_1 \frac{v_2}{v_1}$$

Als de oorspronkelijke laagdikte d_1 berekend moet worden, dan is de volgende formule van belang, die uit 20.53 afgeleid kan worden:

20.54 $$d_1 = \frac{d_2}{1 - \frac{Z_k}{d_1}}$$



20.55 *Figuur*

De verandering van het volume V en de laagdikte d als gevolg van wateronttrekking in een tweefasige grond (krimp).

In de praktijk geschiedt de bepaling van het massiek volume met behulp van monsterringen. Deze worden voorzichtig met de scherpe kant in de bodem gedrukt om een zo ongestoord mogelijk monster te krijgen. In het laboratorium wordt later de massa van de stoofdroge grond gemeten en zo kan met het bekende volume van de ring het massiek volume worden bepaald.

Wanneer een grond droog valt, zal het massiek volume in eerste instantie over de gehele lengte van het profiel niet veel verschillen. Na verloop van tijd zal echter door krimp het massiek volume in de bovengrond een kleinere waarde aannemen dan lager in het profiel. De oorzaken daarvan kunnen zijn:
- Er verdampt meer water uit de bovengrond dan uit dieper gelegen lagen.
- Plantenwortels betrekken het meeste water uit de bovengrond.
- In de ondergrond vindt een snellere capillaire wateraanvoer plaats vanuit het grondwater.

Wanneer men gegevens wil hebben over het massiek volume van een profiel, dan zal men dus laagsgewijs moeten bemonsteren om een indruk te krijgen over het verloop daarvan.

20.56 *Vraag*
Waarom kan het belangrijk zijn dat de monstername steeds in het voorjaar geschiedt?

20.7.3 Krimpberekening bij kleigronden

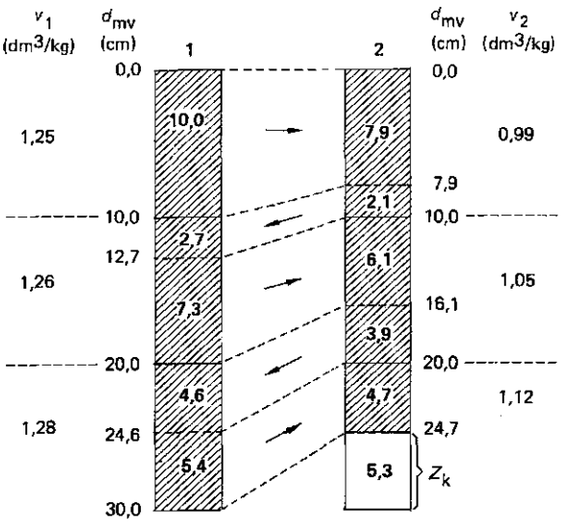
Er is een model ontwikkeld waarmee de zakking als gevolg van krimp kan worden berekend (Rijniersce, 1983). Gezien de complexheid van het model en de veelheid van de benodigde gegevens beperken we ons in dit hoofdstuk tot de behandeling van een eenvoudiger methode.

Om een schatting te maken van de te verwachten krimp maakt men gebruik van de gegevens van een vergelijkbare grond. Van belang is, dat deze grond een ongeveer gelijke textuur en sedimentatiemilieu heeft. De berekeningswijze ter bepaling van de te verwachten krimp is als volgt. Zowel van de pas drooggelegde grond (1) als van de reeds langer drooggelegde grond (2) worden laagsgewijs de massieke volumes bepaald. Met behulp van de formules 20.51 en 20.52 wordt per laag de krimp berekend. Aangezien de berekening niet zo eenvoudig is als de formules doen vermoeden, volgt hier een rekenvoorbeeld.

20.57 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: Van twee gronden zijn waarden van het massiek volume v bepaald:

d_{mv} (cm)	v (dm³/kg) grond 1	grond 2
0-10	1,25	0,99
10-20	1,26	1,05
20-30	1,28	1,12

Gevraagd: Bereken de te verwachten krimp van grond 1 als aangenomen mag worden dat deze grond bij rijping een zelfde ontwikkeling zal vertonen als grond 2.
Oplossing: Omdat we aannemen dat grond 2 ontstaan zou kunnen zijn uit grond 1, mogen we de formules 20.51 en 20.52 toepassen. De gang van de berekening is weergegeven in figuur 20.58.
De laag 0-10 cm van grond 1 krimpt volgens 20.51 tot:
$10\text{ cm} \times \frac{0{,}99\text{ dm}^3/\text{kg}}{1{,}25\text{ dm}^3/\text{kg}} = 7{,}9\text{ cm}$.
Van de bovenste 10 cm van grond 2 kunnen we dus 7,9 cm ontstaan denken uit de laag 0-10 cm van grond 1. De resterende 2,1 cm moet ontstaan zijn uit een deel van de laag 10-20 cm van grond 1 en wel uit (20.52):
$\frac{1{,}26\text{ dm}^3/\text{kg}}{0{,}99\text{ dm}^3/\text{kg}} \times 2{,}1\text{ cm} = 2{,}7\text{ cm}$ hiervan.
De rest van deze laag krimpt tot (20.51):
$\frac{1{,}05}{1{,}26} \times 7{,}3\text{ cm} = 6{,}1\text{ cm}$.
Van de laag 10-20 cm van grond 2 is 10−6,1 = 3,9 cm ontstaan uit 3,9 × (1,28/1,05) = 4,6 cm van de laag 20-30 cm van grond 1. Het restant van deze laag krimpt tot $\frac{1{,}12}{1{,}28} \times 5{,}4 = 4{,}7$ cm.



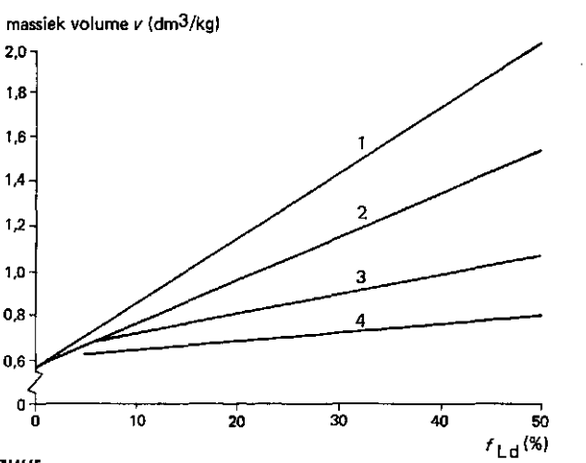
20.58 *Figuur*
Schematische weergave van een krimpberekening. De cijfers in de kolommen zijn het resultaat van berekeningen; zie voorbeeld 20.57.

De 30 cm van grond 1 zal dus krimpen tot 24,7 cm, als de parallel met grond 2 opgaat.
$Z_k = 30 - 24{,}7 = 5{,}3$ cm (figuur 20.58).

Met het hanteren van deze berekeningswijze is het in feite onjuist het eindresultaat alleen toe te schrijven aan krimp. Immers, wanneer een stuk grond drooggelegd wordt zal behalve door verdamping ook water verdwijnen door de druk van de bovenliggende massa; dat proces is al eerder behandeld onder de noemer 'inklinking'. Hoewel het dus een combinatie van beide processen is, zullen we voor het gemak toch blijven spreken van 'krimp'.

20.7.4 Krimpberekening met behulp van rijpingsformule

In de inleiding werd reeds vermeld, dat zowel het lutum- als het humusgehalte van belang is voor de mate van krimp. Rond de colloïdale deeltjes bevindt zich een watermantel, die in ongerijpte toestand van de grond een maximale omvang heeft. Bij wateronttrekking neemt de dikte van de watermantel af en ontstaat er een andere structuur in de aanvankelijk vrij homo-



20.59 *Figuur*
Relatie tussen lutumgehalte en massiek volume in 1. onderwaterafzettingen; 2. getijde-afzettingen; 3. getijde-afzettingen, 100 jaar na inpoldering, d_{mv} = 110 – 120 cm; en 4. idem, d_{mv} = 0-30 cm. Naar De Glopper, 1973: 94.

gene massa. De grond krimpt. Gevolgen zijn: maaivelddaling; ontstaan van grote poriën die de lucht- en waterdoorlatendheid verhogen; irreversibele indroging; vermindering van het massiek volume. Het laatste blijkt uit figuur 20.59, waar de gerijpte grond het kleinste massiek volume heeft. Tevens laat de figuur het waterbindende karakter van de lutumdeeltjes zien.

Wanneer we de oorspronkelijke hoogte van een gerijpt profiel willen kennen, kan slechts de helft van de benodigde gegevens, nl. het huidige massiek volume (v_2), bepaald worden. Het massiek volume ten tijde van het droogvallen van de grond (v_1) moet dan worden berekend met behulp van de zogenaamde rijpingsformule (zie ook kader 20.61). Dit is een empirische relatie tussen watergetal, lutumgehalte, organische-stofgehalte en rijpingsgraad:

20.60 $w = n\,(f_{Ld} + b\,f_h) + C$ waarin

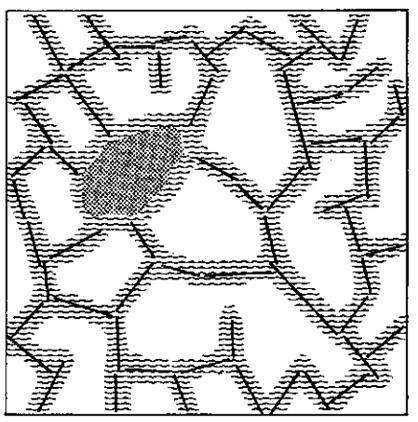
- w = massaverhouding water-vaste fase (watergetal);
- n = rijpingsfactor (= massa gebonden water per massa-eenheid lutum + humus);
- f_{Ld} en f_h = massafracties lutum en organische stof;
- b = waterbindend vermogen van organische stof t.o.v. dat van lutum. Meestal wordt de waarde $b = 3$ gehanteerd;
- C = constante; meestal wordt de waarde 0,2 aangehouden.

Hoe komen we nu aan het oorspronkelijke massiek volume v_1? Door een geschatte n-waarde voor ongerijpte grond in formule (20.60) in te vullen en door aan te nemen dat $f_L + b\,f_h$ niet is veranderd, kan het watergetal van de ongerijpte grond worden berekend, en daarmee ook het massiek volume (for-

Kader

RIJPINGSFORMULES

Een uitgebreide beschrijving van de manier waarop het water gebonden is aan de ongerijpte zwaardere gronden is gegeven door Zuur (1958). Hij stelt dat het water gebonden is met korte-afstandskrachten aan de kleiplaatjes en dat deze plaatjes voorkomen in een volledige net- of raatstructuur. De kleiplaatjes zijn aan elkaar verbonden als gevolg van de aantrekkingskracht voor positieve lading van de oppervlakken en voor negatieve lading van de plaatranden. Deze krachten veroorzaken tevens het in verhouding tot het watergehalte stevige karakter van de ongerijpte grond. In de figuur is dit beeld weergegeven door de doorsneden te tekenen van de kleiplaatjes, die loodrecht op het vlak staan:



Kleideeltje van 30 x 3 nm doorsnede
Mantel van geadsorbeerd water, ca. 10 nm dik
Groter deeltje

In lutumrijke gronden worden de zandkorrels geheel omgeven door het 'kleikaartenhuis'. Wordt nu met voldoend grote krachten aan het water in deze grond getrokken, dan zal de kaartenhuisstructuur ten dele verloren gaan en treedt een meer parallelle rangschikking van de plaatjes op. Gevolgen zijn maaivelddaling en het ontstaan van grote poriën. Is het lutumgehalte lager dan ca. 8%, dan raken de zandkorrels elkaar, hetgeen tot gevolg heeft dat afname van het watergehalte niet tot compactie leidt.

Op basis van gegevens uit de Noordoostpolder is door Zuur (1958) de volgende relatie gevonden tussen de vochtigheid en het lutum- en humusgehalte:

$A = n\,(L + 3H) + 20$ waarin

$A = 100\,w$
n = rijpingsfactor
$L = 100\,f_{Ld}$
$H = 100\,f_h$.

Deze formule is voor ongerijpte zowel als voor gerijpte grond lineair (zie ook figuur 20.59). De richtingscoëfficiënt van de lijn is een maat voor de rijpingsgraad van de grond. De constante waarde van 20, voorkomend in deze formule, wordt wel beschouwd als de hoeveelheid water gebonden aan de niet-colloïdale delen. Omdat het gehalte aan niet-colloïdale delen het complement is van het gehalte aan colloïdale delen, modificeerde Zonneveld (1960) deze formule dan ook tot:

$A = n\,L + n\,b\,H + p\,R$ waarin

p = het waterbindend vermogen van het niet-colloïdale deel;
R = het gehalte aan het niet-colloïdale deel ($R = 100 - H - L$).

Een bezwaar, dat tegen deze formule gemaakt kan worden, is de scheiding tussen water, gebonden aan de colloïdale en aan de niet-colloïdale delen. De kleidelen en het eraan gebonden water komen immers voor in de holten tussen de zandkorrels. Is het kleigehalte hoog, dan liggen de zandkorrels los, temidden van de klei. Het laagje water, gebonden aan de oppervlakte van de zandkorrel levert dan geen wezenlijke bijdrage aan het watergehalte. Een ander bezwaar tegen de formule van Zonneveld is, dat deze een theoretische achtergrond suggereert, die echter nog steeds ontbreekt. In dit hoofdstuk zullen we dan ook de empirische formule 20.60 gebruiken, dwz. de formule van Zuur, in onze symbolen geschreven. De verschillen tussen beide formules zijn overigens klein in hun effect op de waarden van de grootheden.

mule 20.62). Er zijn een aantal factoren die de nauwkeurigheid van de schatting beïnvloeden.

1. Aangezien de rijpingsformule empirisch is bepaald op basis van monsters uit de IJsselmeerpolders is de toepasbaarheid van de rijpingsformule beperkt tot gronden die hiertoe behoren. Indien de sedimentatie-omstandigheden van de grond in kwestie niet erg afwijken van die van de IJsselmeerpolders, zal de fout niet zo groot zijn.
2. De rijpingsfactor n van de grond in ongerijpte toestand moet worden geschat. Veel factoren kunnen hier invloed op hebben gehad, b.v. het zoutgehalte van het water en het al of niet voorkomen van droogteperioden tijdens de opslibbing.
3. Het is weliswaar aannemelijk dat f_L weinig verandert tijdens de rijping, maar dat geldt niet voor f_h.

Wanneer nu w_{sat} van de grond in ongerijpte toestand is vastgesteld, zou de krimp kunnen worden berekend, indien er een relatie bestaat tussen het watergetal en de krimp. Deze relatie kan als volgt worden gevonden. Stel, een met water verzadigd monster heeft een volume V_t. Er geldt:

$$V_t = V_w + V_{m+h} = \frac{m_{m+h}\, w_{sat}}{\rho_w} + \frac{m_{m+h}}{\rho_{m+h}}$$

Uit 20.50 volgt dan:

20.62 $$v = \frac{V_t}{m_{m+h}} = \frac{m_{m+h}\left(\frac{w_{sat}}{\rho_w} + \frac{1}{\rho_{m+h}}\right)}{m_{m+h}} = \frac{w_{sat}}{\rho_w} + \frac{1}{\rho_{m+h}}$$

Indien de vaste fase niet meer dan 4% organische stof bevat, is $\rho_{m+h} = 2650$ kg/m³ en kan deze formule vervangen worden door:

20.63 $v = w_{sat} \times 1{,}0\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}} + 0{,}38\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}}$ of

20.64 $$w_{sat} = \frac{v - 0{,}38\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}}}{1{,}0\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}}}$$

Met behulp van deze formule kan ook de relatie tussen krimp en watergetal opgesteld worden. Daartoe herschrijven we formule 20.53 als:

$$\frac{Z_k}{d_1} = 1 - \frac{v_2}{v_1} = \frac{v_1 - v_2}{v_1}$$

Vullen we hier formule 20.62 in, dan volgt:

20.65 $$\frac{Z_k}{d_1} = \frac{w_{sat1} - w_{sat2}}{w_{sat1} + \frac{\rho_w}{\rho_{m+h}}}$$

Indien $f_h < 0{,}04$ dan kan de formule ook geschreven worden als:

20.66 $$\frac{Z_k}{d_1} \approx \frac{w_{sat1} - w_{sat2}}{w_{sat1} + 0{,}38}$$

Nu volgt een voorbeeld van het werken met watergetal en rijpingsformule, namelijk de berekening van de oorspronkelijke hoogte van een grond in een polder.

20.67 ***Rekenvoorbeeld***

Gegeven: De Johannes Kerkhovenpolder aan de Dollard werd in 1878 drooggelegd. Op een plek werd een kleigrond tot 160 cm bemonsterd en geanalyseerd. We geven de resultaten van de bovengrond van 0-20 cm en rekenen met deze laag als voorbeeld. Daarna zal de gehele grond in tabelvorm bekeken worden. De gegevens van de bovengrond zijn: $f_{Ld} = 0{,}30$; $f_h = 0{,}02$; $v_2 = 0{,}73$ dm³ kg^{-1}; $d_2 = 20$ cm; de rijpingsfactor vóór de drooglegging wordt op 2,2 geschat.

Gevraagd: De oorspronkelijke dikte van de bovengrond (resp. van het gehele pakket tot 160 cm diepte).

Oplossing: (20.64) $w_{sat} = (0{,}73\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}} - 0{,}38\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}})/1{,}0\ \mathrm{dm^3\,kg^{-1}} = 0{,}35$.

(20.60) $w_{sat1} = 2{,}2\ (0{,}30 + 3 \times 0{,}02) + 0{,}2 = 0{,}99$.

(20.66) $\frac{Z_k}{d_1} = \frac{0{,}99 - 0{,}35}{0{,}99 + 0{,}38} = 0{,}47$.

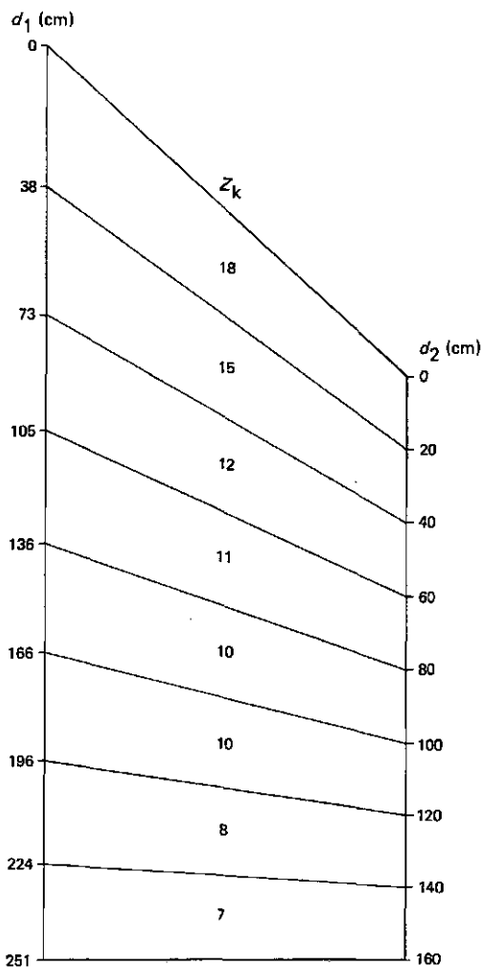
(20.54) $d_1 = \frac{20\ \mathrm{cm}}{1 - 0{,}47} = 38$ cm.

De bovengrond was dus 38 cm dik en is 18 cm gekrompen. Op deze wijze is ook de krimp van de andere lagen berekend. Tabel 20.68 en figuur 20.69 geven een overzicht. De conclusie is dat er een krimp is opgetreden van 91 cm. De laag was oorspronkelijk 160 cm + 91 cm = 251 cm dik. De krimp neemt af van 47% in de bovengrond tot 26% in de ondergrond.

20.68 ***Tabel***

Berekening van de krimp in de Johannes Kerkhovenpolder. Voor het gehele profiel geldt: $f_{Ld} = 0{,}30$ en $f_h = 0{,}02$. Zie rekenvoorbeeld 20.67.

d_2 (cm)	v_2 (dm³/kg)	w_{sat2}	w_{sat1}	$\frac{Z_k}{d_1}$	d_1 (cm)	Z_k (cm)
0- 20	0,73	0,35	0,99	0,47	38	18
20- 40	0,79	0,41	0,99	0,42	35	15
40- 60	0,85	0,47	0,99	0,38	32	12
60- 80	0,88	0,50	0,99	0,36	31	11
80-100	0,90	0,52	0,99	0,34	30	10
100-120	0,92	0,54	0,99	0,33	30	10
120-140	0,97	0,59	0,99	0,29	28	8
140-160	1,01	0,63	0,99	0,26	27	7
				totale krimp:		91 cm



20.69 ***Figuur***

Het verloop met de diepte van de krimp Z_k door rijping van een kleigrond in de Johannes Kerkhovenpolder ($f_L = 0{,}30$). Zie rekenvoorbeeld 20.67.

20.70 *Vragen*

Een half-gerijpte grond A mag vergeleken worden met een vrij goed gerijpte grond B, die 100 jaar eerder is drooggelegd. Na bemonstering is het massiek volume gemeten in zes lagen van elke grond (tabel 20.71).

a. Bereken de verwachte krimp Z_k van grond A.

b. Bereken de oorspronkelijke hoogte van grond A als deze in ongerijpte toestand een n-waarde had van 2,0; $f_L = 0{,}25$; $f_h = 0$.

20.71 *Tabel*

Massiek volume v van twee vergelijkbare kleigronden. Zie vraag 20.70.

d_{mv}	v (dm³/kg)	
(cm)	grond A	grond B
0- 20	0,80	0,66
20- 40	0,82	0,70
40- 60	0,87	0,71
60- 80	0,90	0,74
80-100	0,90	0,77
100-120	0,93	0,80

20.8 KRIMP EN OXYDATIE BIJ VEENGRONDEN

20.8.1 Inleiding

Hoewel krimp bij veengronden in feite eenzelfde proces is als dat bij kleigronden – er is nl. ook sprake van een irreversibele indroging – krijgt de krimpberekening bij veengronden toch een aparte behandeling, omdat er naast krimp nog een ander proces optreedt, nl. oxydatie. In een zuurstofrijke omgeving kan de organische stof geoxydeerd worden en kunnen eindprodukten ontwijken (CO_2 en H_2O), afgezien van een, qua volume, te verwaarlozen hoeveelheid as. Behalve een (geringe) zakking van het maaiveld als gevolg van het verdwijnen van de organische stof, heeft de oxydatie een tweede, grotere invloed op de zakking: de hoeveelheid water, die door de organische stof gebonden wordt, zal ook verdwijnen als de organische stof verdwijnt. Hoewel het laatstgenoemde proces een combinatie is van zakking als gevolg van oxydatie en krimp, zal dit in het vervolg voor het gemak *'oxydatie'* (Z_o) genoemd worden. Het eerste proces, zakking als gevolg van waterontrekking, wordt *krimp* (Z_k) genoemd.

We hebben gezien dat het bij kleigronden mogelijk is de oorspronkelijke hoogte van het profiel te berekenen door gebruik te maken van de rijpingsformule. Met behulp van deze formule kan het oorspronkelijke massiek volume geschat worden, dat als referentie dient voor het berekenen van de oorspronkelijke hoogte. Bij veengronden is het eveneens nodig een dergelijke referentie te hebben d.w.z. gegevens betreffende het oorpronkelijke profiel.

20.8.2 Berekening van krimp en oxydatie

Om de krimp van veengronden te bepalen gaat men uit van de volgende veronderstelling: het gedeelte van een veenprofiel, dat altijd onder de grondwaterspiegel heeft gelegen, is weinig veranderd; er heeft geen oxydatie en krimp plaatsgevonden. We nemen aan dat de samenstelling van dat gedeelte van het profiel de oorspronkelijke samenstelling van de bovengrond redelijk benadert.

Het minerale deel van het veen is, absoluut gezien, in de loop van de tijd niet veranderd, maar relatief gezien wel, althans boven de grondwaterspiegel. Een deel van de andere componenten, water en organische stof, is immers door krimp resp. oxydatie verdwenen. Wanneer we aannemen dat het gehalte aan minerale delen in het oorspronkelijke profiel homogeen is geweest, kan dit gegeven worden gebruikt om het totaal van krimp en oxydatie Z_{k+o} te berekenen. Bij veengronden met mariene of fluviatiele invloed is door het onregelmatig voorkomen van minerale laagjes een dergelijke berekening niet mogelijk. Bij de berekening werken we met de grootheid ${}^b\rho_m$, de massa van de minerale delen, gedeeld door het totale volume:

20.72 $${}^b\rho_m = \frac{m_m}{V_t}$$

Deze grootheid noemen we *minerale dichtheid van de grond*. De index b (bulk) geeft aan dat door het totale volume wordt gedeeld, in tegenstelling tot de dichtheid van de minerale delen ρ_m (4.2.6). We noemen de dikte van het profiel dat boven het grondwater is gelegen d_2. De oorspronkelijke dikte van deze laag is d_1. Aangezien de massa van de minerale delen niet veranderd is, is de verandering van ${}^b\rho_m$ omgekeerd evenredig met de volumeverandering, ofwel de zakking van het oppervlak. In formule:

20.73 $$d_1\,{}^b\rho_{m1} = d_2\,{}^b\rho_{m2} \quad \text{of}$$

20.74 $$d_1 = d_2 \frac{{}^b\rho_{m2}}{{}^b\rho_{m1}}$$

De *zakking als gevolg van krimp plus oxydatie* is het verschil tussen de oorspronkelijke en de huidige dikte:

20.75 $$Z_{k+o} = d_1 - d_2$$

Met formule 20.74 volgt dan:

20.76 $$Z_{k+o} = d_2 \frac{{}^b\rho_{m2}}{{}^b\rho_{m1}} - d_2$$

De berekening van de zakking als gevolg van krimp, Z_k, geschiedt op analoge wijze. In dit geval wordt echter gewerkt met de grootheid ${}^b\rho_h$, de *organische-stofdichtheid van de grond*. Dit is de massa van de organische stof, gedeeld door het totale volume:

20.77 $${}^b\rho_h = \frac{m_h}{V_t}$$

Bij krimp neemt V_t af, hetgeen een hogere waarde van ${}^b\rho_h$ tot gevolg heeft. Analoog aan formule 20.73 volgt dan:

20.78 $$d_1\,{}^b\rho_{h1} = d_2\,{}^b\rho_{h2}$$

De *zakking als gevolg van krimp* is:

20.79 $$Z_k = d_2 \frac{{}^b\rho_{h2}}{{}^b\rho_{h1}} - d_2$$

De *zakking als gevolg van oxydatie*, tenslotte, kan gevonden worden door de zakking als gevolg van krimp van de totale zakking af te trekken:

20.80 $$Z_o = Z_{k+o} - Z_k = d_2 \left(\frac{{}^b\rho_{m2}}{{}^b\rho_{m1}} - \frac{{}^b\rho_{h2}}{{}^b\rho_{h1}}\right)$$

Om van een veenprofiel de oorspronkelijke hoogte te berekenen moeten dus de vier dichtheden bepaald worden: ${}^b\rho_{m2}$ en ${}^b\rho_{h2}$ van de bovengrond en ${}^b\rho_{m1}$ en ${}^b\rho_{h1}$ van het gedeelte onder de grondwaterspiegel. De formule is alleen bruikbaar als we aannemen dat de samenstelling van de ondergrond overeenkomt met die van het oorspronkelijke veen waaruit de bovengrond ontstaan is.

De juistheid van deze veronderstelling is niet te controleren. Er is nog een andere reden waarom de organische-stofdichtheid van de vroegere bovengrond niet helemaal gelijk zal zijn aan die van de huidige ondergrond. Door de ontwatering heeft de ondergrond een geringe zetting ondergaan. De gemaakte fout is echter klein.

Bij het berekenen van de krimp met formule 20.79 wordt een fout gemaakt door het volume van de minerale delen te betrekken in het totale volume. Ook deze fout is niet groot, omdat de minerale delen qua volume doorgaans slechts een klein deel uitmaken van het totale volume van veen.

20.81 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Van een veengrond, met als laagste grondwaterstand 80 cm onder maaiveld, werden ringmonsters genomen, zowel onder als boven de grondwaterspiegel (resp. aangeduid met 1 en 2). De inhoud van de ringen is 100 cm³. De massa's van minerale delen en organische stof zijn gemiddeld: $m_{m1} = 11{,}0$ g; $m_{m2} = 48{,}8$ g; $m_{h1} = 7{,}3$ g; $m_{h2} = 12{,}2$ g.

Gevraagd: Bepaal de oorspronkelijke dikte van dit veenprofiel en de bijdrage die krimp en oxydatie geleverd hebben aan de zakking van het oorspronkelijke profiel, als aangenomen mag worden dat beneden de laagste grondwaterstand geen krimp en oxydatie hebben plaatsgevonden en dat het oorspronkelijke profiel homogeen van opbouw is geweest.

Oplossing: (20.72) ${}^{b}\rho_{m1} = 0{,}011$ kg/0,0001 m³ = 110 kg/m³;
${}^{b}\rho_{m2} = 0{,}0488$ kg/0,0001 m³ = 488 kg/m³.

(20.77) ${}^{b}\rho_{h1} = 0{,}0073$ kg/0,0001 m³ = 73 kg/m³;

${}^{b}\rho_{h2} = 0{,}0122$ kg/0,0001 m³ = 122 kg/m³.

De huidige dikte van het veenprofiel boven de grondwaterspiegel $d_2 = 0{,}8$ m. De oorspronkelijke dikte was: (20.75) en (20.76) $d_1 = d_2 + Z_{k+o} =$

$$= 0{,}8 \text{ m} + (0{,}8 \text{ m} \times \frac{488 \text{ kg/m}^3}{110 \text{ kg/m}^3}) - 0{,}8 \text{ m} = 3{,}55 \text{ m}.$$

(20.75) $Z_{k+o} = 3{,}55 \text{ m} - 0{,}8 \text{ m} = 2{,}75$ m.

(20.79) $Z_k = 0{,}8 \text{ m} \frac{122 \text{ kg/m}^3}{73 \text{ kg/m}^3} - 0{,}8 \text{ m} = 0{,}54$ m.

(20.80) $Z_o = Z_{k+o} - Z_k = 2{,}75 \text{ m} - 0{,}54 \text{ m} = 2{,}21$ m.

De in het rekenvoorbeeld gehanteerde werkwijze is wat vereenvoudigd. In de praktijk rekent men niet met gemiddelde waarden van ${}^{b}\rho_m$ en ${}^{b}\rho_h$, maar wordt de zakking laagsgewijs bekeken. Bij analyse van monsters zal doorgaans blijken, dat de hoeveelheid krimp en oxydatie afneemt met de diepte. Als er tenslotte geen verschil meer gevonden wordt tussen een aantal opeenvolgende monsters, kan men het laatste monster beschouwen als een monster van het oorspronkelijke profiel. In tabel 20.82 zijn de resultaten van een dergelijke berekening weergegeven voor een veengrond in het Zegvelderbroek.

20.82 *Tabel*

Krimp- en oxydatieberekening aan monsters uit Zegvelderbroek (naar Schothorst, 1978: 157).

d_{mv} (cm)	f_{h2}	${}^{b}\rho_{h2}$ (kg/m³)	${}^{b}\rho_{m2}$ (kg/m³)	Z_{k+o} (cm)	Z_k (cm)	Z_o (cm)
0-10	0,49	240	250	90,0	10,0	80,0
10-20	0,54	221	189	65,6	8,4	57,2
20-30	0,69	179	81	22,4	4,9	17,5
30-40	0,75	150	50	10,0	2,5	7,5
40-50	0,76	129	41	6,4	0,8	5,6
50-60	0,76	129	41	6,4	0,8	5,6
60-70	0,80	120	30	2,0	0,0	2,0
70-80	0,80	120	30	2,0	0,0	2,0
Totaal				204,8	27,4	177,4

Voor de berekeningen in de tabel is uitgegaan van een waarde van ${}^{b}\rho_{h1} = 120$ kg/m³ en ${}^{b}\rho_{m1} = 25$ kg/m³.

20.9 SAMENVATTING EN EVALUATIE VAN DE ZAKKINGSFORMULES

Voor zetting en inklinking ontwikkelde Terzaghi als het ware een basisformule:

$$(20.24)\quad Z = Z_{z+i} = \frac{d}{C} \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\bar{\sigma}_k}$$

20.83 *Kader*

OXYDATIEBEREKENING VIA MINERALISATIE VAN ORGANISCHE STOF

De eindprodukten van oxydatie van organische stof zijn, zoals al in de inleiding vermeld, CO_2 en H_2O en een anorganische rest. Deze laatste factor stelt ons in staat een andere benadering van de oxydatieberekening toe te passen. Een belangrijk bestanddeel van deze rest is nl. stikstof. Wanneer het N-gehalte van de organische stof bekend is (C-N-quotiënt, zie hoofdstuk 8) en ook de hoeveelheid N in de anorganische rest, kan berekend worden hoeveel organische stof er geoxydeerd is. De schatting van de laatste factor zal geïllustreerd worden aan een praktijkgeval met de veengrond van Zegvelderbroek (tabel 20.82). Een gewas, geteeld op de veengrond, leverde zonder bemesting per ha 500 kg meer ruw eiwit dan een zandgrond, eveneens zonder bemesting. Deze extra eiwitopbrengst moet toegeschreven worden aan *mineralisatie van organische stof* (= het vrijkomen van mineralen als gevolg van oxydatie). Het stikstofgehalte van ruw eiwit bedraagt ca. 16%. Uit praktijkproeven is gebleken dat van bodemstikstof ca. 50% opgenomen wordt, dus er is per ha veengrond 0,16 × 500 kg/0,5 = 160 kg stikstof gemineraliseerd. Als het C-N-quotiënt van het veen 25 bedraagt, is het totale verlies aan organische stof geweest: 25 × 160 kg = 4000 kg ha^{-1} jaar^{-1}. Uit tabel 20.82 blijkt, dat oxydatie voornamelijk plaatsvindt in het bovenste deel van het profiel. Als we nu voor dit gedeelte een gemiddelde waarde voor ${}^{b}\rho_h$ aannemen van 200 kg/m³, dan betekent dit dat er 4000 kg/200 kg/m³ = 20 m³ organische stof + water per hectare per jaar verloren gaat, hetgeen neerkomt op een zakking van 20 m³/10⁴ m² = 2 mm per jaar.

Als grond een grensspanning σ_{kg} vertoont, dwz. bij zware belasting relatief meer zakt dan bij lichte belasting, dan kan de formule van Terzaghi uitgebreid worden tot:

$$(20.39)\quad Z_{z+i} = \frac{d}{C_1} \ln \frac{\sigma_{kg}}{\bar{\sigma}_k} + \frac{d}{C_2} \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\sigma_{kg}}$$

Met deze formules kunnen we de zakking na lange tijd berekenen. Vaak gaat de zakking in het begin snel en later langzaam. De formule van Koppejan geeft de mogelijkheid om de zakking op elk tijdstip te schatten:

$$(20.33)\quad Z_{z+i} = d\,(\frac{1}{C_p} + \frac{1}{C_s} \lg \frac{t}{d}) \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\bar{\sigma}_k}$$

Rekening houdend met de grensspanning wordt dit:

$$(20.40)\quad Z_{z+i} = d\,(\frac{1}{C_{p1}} + \frac{1}{C_{s1}} \lg \frac{t}{d}) \ln \frac{\sigma_{kg}}{\bar{\sigma}_k} +$$

$$+ d\,(\frac{1}{C_{p2}} + \frac{1}{C_{s2}} \lg \frac{t}{d}) \ln \frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\sigma_{kg}}$$

Voor slap veen had Fokkens een andere benadering door uit te gaan van het waterverlies in verband met het organischestofgehalte:

$$(20.48)\quad Z_{z+i} = d\,\frac{\frac{w_{sat1}}{f_h} - \frac{w_{sat2}}{f_h}}{\frac{0{,}38}{f_h} + 0{,}62 + \frac{w_{sat1}}{f_h}}$$

De zakking door krimp bij kleigronden wordt gegeven door:

(20.53) $Z_k = d_1 - d_2 = d_1 - d_1 \frac{v_2}{v_1}$

Gaan we uit van een rijpingsformule, dan is de krimp:

(20.65) $\frac{Z_k}{d_1} = \frac{w_{sat1} - w_{sat2}}{w_{sat1} + \frac{\rho_w}{\rho_{m+h}}}$

Bij veen kunnen we de krimp schatten uit de verandering van de organische-stofdichtheid van de grond:

(20.79) $Z_k = d_2 \frac{{}^b\rho_{h2}}{{}^b\rho_{h1}} - d_2$

De zakking in veen als gevolg van krimp plus oxydatie is:

(20.76) $Z_{k+o} = d_2 \frac{{}^b\rho_{m2}}{{}^b\rho_{m1}} - d_2$

Door enige malen dezelfde veengrond als voorbeeld te gebruiken, konden we drie formules voor zetting en inklinking vergelijken. In antwoord op vraag 20.31c werd met formule 20.24 een zakking van 48 cm gevonden voor deze grond. In rekenvoorbeeld 20.42 werd de grensspanning toegepast, waarboven de samendrukkingsconstante een lagere waarde heeft; met formule 20.39 vonden we een zakking van 131 cm. De formule van Fokkens (20.48) gaf voor deze grond een zakking van 168 cm (rekenvoorbeeld 20.49). Het verwaarlozen van de grensspanning geeft duidelijk een te lage waarde. Het verschil tussen de formules 20.39 en 20.48 ligt vooral in het wel en niet toepassen van samendrukkingsconstanten. Zijn de gemeten C-waarden voldoende representatief voor de gehele ondergrond? Dezelfde vraag geldt trouwens voor het watergetal bij Fokkens.
Dit raakt aan een algemeen probleem: dat van de uniformiteit van grondlagen, zowel verticaal als horizontaal. Als er voldoende monsters gestoken zijn op één plek, kan zowel met de uitgebreide formule van Koppejan (20.40) als met 20.48 de zakking vrij goed geschat worden, mits rekening wordt gehouden met de veranderende grondwaterdiepte. Voor een andere plek op hetzelfde perceel zullen echter iets andere waarden gelden, m.a.w. de horizontale spreiding kan vrij groot zijn. Het is dus verstandig een veilige marge aan te houden.

20.84 *Tabel*

Belangrijkste van de in dit hoofdstuk geïntroduceerde grootheden.

nummer formule	naam grootheid in dit boek	symbool	geheugen-steun	SI-eenheid	andere literatuur namen	andere literatuur symbolen
20.4	normale totaalspanning of grondspanning	σ_t	totaal	Pa	grondspanning	$\sigma_g\ \sigma$
20.10	waterspanning	p_w	water	Pa		$\sigma_w\ u\ U_w$
20.15	korrelspanning	σ_k	korrel	Pa		$\sigma'\ \sigma_g\ p$
20.24	bestaande, gemiddelde korrelspanning in de samendrukbare laag	$\bar{\sigma}_k$	korrel	Pa	beginspanning	p_1
20.24	toename van de korrelspanning	$\Delta\sigma_k$		Pa		
20.39	grensspanning	σ_{kg}	grens	Pa		$p_g\ \sigma_{grens}$
20.21	verzadigingsgraad van de poriën	θ/φ_p		1	verzadigingsgraad	$S\ s$
20.24	zakking	Z	zakking	m	zetting	z
20.24	zakking door zetting	Z_z	zetting	m	zetting	
20.24	zakking door inklinking	Z_i	inklinking	m		
20.53	zakking door krimp	Z_k	krimp	m		
20.76	zakking door krimp en oxydatie	Z_{k+o}	oxydatie	m		
20.24	samendrukkingsconstante	C	constante	1		
20.33	samendrukkingsconstante in de primaire per.	C_p	primair	1		
20.33	samendrukkingsconst. in de seculaire periode	C_s	secundair	1		
20.37	samendr.const. tot aan de grensspanning	C_1		1		
20.38	samendr.constante na de grensspanning	C_2		1		
20.50	massiek volume	v	volume	m³/kg	spec. of soortelijk volume	SV V_s
20.60	rijpingsfactor	n		1		

20.85 *Repeteervragen*

a. Wat verstaan we onder de (normale) grondspanning en hoe is deze te berekenen?
b. Wat is de waterspanning en hoe is deze te berekenen?
c. *Hoe berekenen we de korrelspanning? Noem enige voorbeelden van het praktisch belang van deze grootheid.*
d. Definieer de vier processen die zakking kunnen veroorzaken.
e. Leg de formule van Terzaghi uit.
f. Noem de orde van grootte van de samendrukkingsconstante bij veen en zand.
g. Welke regels worden aangehouden bij het toepassen van zakkingsformules?
h. Wat is het verschil tussen de formules van Koppejan en Terzaghi?
i. Wat verstaan we onder grensspanning?
j. Wat is ongeveer de verhouding tussen C_1 en C_2 en wat betekent dit voor de zakking?
k. Hoe kan een samendrukkingsconstante bepaald worden?
l. Waarom is het voor slap veen moeilijk om de zakking te voorspellen met een formule waarin een samendrukkingsconstante voorkomt? Hoe omzeilde Fokkens dit probleem?
m. Welke grootheid wordt gebruikt bij het berekenen van krimp? Definitie?
o. Hoe verloopt een krimpberekening in grote lijnen?
p. Welke gedaante heeft een rijpingsformule? Hoe kan een rijpingsformule gebruikt worden bij het berekenen van krimp?
q. Hoe kan men de oorspronkelijke hoogte van een kleigrond schatten?
r. Waarom heeft oxydatie een grote invloed op de zakking van veengronden?
s. Op welk principe is de berekening van krimp en oxydatie gebaseerd?
t. Waarom kan de oxydatie geschat worden uit de eiwitopbrengst van een gewas?

20.10 LITERATUUR

20.10.1 Geraadpleegde literatuur

Fokkens, B., 1970. Berekening van de samendrukking van veenlagen uit gehalte aan organische stof en water. De Ingenieur 82: 23-28.
Glopper, R.J. de, 1973. Subsidence after drainage of the deposits in the former Zuiderzee and the brackish and marine forelands in the Netherlands. Van Zee tot Land 50. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage. 205 p.
Huizinga, T.K., 1959. Grondmechanica en haar toepassingen bij grond en kunstwerken. Argus, Amsterdam. 3e druk, 282 p.
Huizinga, T.K., 1969. Grondmechanica en haar toepassingen bij grond en kunstwerken. Argus, Amsterdam-Brussel, 4e druk, 291 p.
Keverling Buisman, A.S., 1936. Results of a long duration settlement test. Proc. S.M.F.E., Cambridge.
Rijniersce, K., 1983. Een model voor de simulatie van het fysische rijpingsproces van gronden in de IJsselmeerpolders. Van Zee tot Land 52. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage. 156 p.
Schothorst, C.J., 1978. Het zakkingsproces bij ontwatering van de westelijke veenweidegronden. P.T. Bouwkunde, wegen- en waterbouw 33: 347-355.
Veen, C. van der, E. Horvat & C.H. van Kooperen, 1981. Grondmechanica. Met beginselen van de funderingstechniek. Waltman, Delft. 424 p.
Willet, J.R., 1964. Zettingsberekening in de cultuurtechniek. Tijdschr. K.N.H.M., 75: 309-314.

Zonneveld, I.S., 1960. De Brabantse Biesbosch. Bodemkundige studies no. 4, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 210 p.
Zuur, A.J., 1958. Bodemkunde der Nederlandse bedijkingen en droogmakerijen. Deel C: Het watergehalte, de indroging en enkele daarmede samenhangende processen. Directie van de Wieringermeer, Kampen en Landbouwhogeschool, Wageningen. 98 p.

20.10.2 Aanbevolen literatuur

Eppink, L. & R.H.A. van Duin, 1983. Verandering van de maaiveldsligging. Bodemtechniek, deel D. Vakgroep Cultuurtechniek, Landbouwhogeschool, Wageningen. 169 p. (hoofdstuk 3, zakkingsprocessen).
Huizinga, T.K., 1969 (inleiding grondmechanica).
Rijniersce, 1983 (fysische rijping van kleigronden).
Schothorst, C.J., 1967. Bepaling van de componenten van de zakking na grondwaterstandsdaling. Landbouwk. Tijdschr. 79: 402-411.
Schothorst, C.J., 1975. Het zakkingsproces bij opgespoten veendepots. Cultuurt. Tijdschr. 14: 171-184.
Schothorst, C.J., 1977. Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands. Geoderma 17: 265-291.
Schothorst, C.J., 1982. Drainage and behaviour of peat soils. In: H. de Bakker & M.W. van den Berg, Proceedings of the symposium on peat lands below sea level: 130-163. Publication 30, Institute of Land Reclamation and Improvement, Wageningen. 296 p.
Smaalen, H. van, 1982. Inleiding grondmechanica. Syllabus college K 200-007. Landbouwhogeschool, Weg- en waterbouwkunde en irrigatie, Wageningen (hoofdstukken 5, 7 en 8 over resp. samendrukbaarheid, spanningsverdeling en zetting).
Veen, C. van der, e.a., 1981 (hoofdstuk 5 over zetting).
Wallenburg, C. van & J. de Buck, 1983. Het watergehalte van veen. Rapport 1785, Stichting voor Bodemkartering, Wageningen. 31 p.

21

HOOFDSTUK 21: BODEMTECHNIEK

door A.L.M. van Wijk en J.R. Willet

21.1 INLEIDING

Einde vorige eeuw ontstond een toenemende belangstelling voor ontginningen van landbouwkundig gesproken niet of weinig produktieve gronden, zoals heidevelden, ruigten, afgegraven veengronden en dergelijke. Geïnspireerd door soortgelijke ontwikkelingen in het buitenland, vooral in (het naburige) Duitsland en in Denemarken, werden in Nederland technieken toegepast waarbij de bodem ingrijpend veranderd werd en meer geschikt werd gemaakt voor een rendabele landbouw.
Maatregelen als diepspitten (met de hand) en diepploegen stamden uit die tijd. De trekkracht bestond uit een span ossen of een stoomlocomobiel.

Het is uiteraard duidelijk dat de ingrijpende maatregelen gericht waren op een in het algemeen gesproken blijvende verbetering van het bodemprofiel met betrekking tot het voortbrengend vermogen van de grond. Dit soort maatregelen werd gaandeweg bestempeld als '*grondverbetering*' ter onderscheiding van de jaarlijks herhaalde 'grondbewerking' (ploegen, eggen, enz.) waarmee slechts een tijdelijk effect bereikt wordt. De grondverbetering nam zo'n vlucht dat hierin gespecialiseerde particuliere organisaties ontstonden ondermeer de Cultuurmaatschappijen. Van overheidszijde waren het vooral de Cultuurtechnische Dienst en de Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders, die binnen hun projecten grondverbetering uitvoerden en dit nog doen. Na de Tweede Wereldoorlog maakte de grondverbetering een versnelde ontwikkeling door waarbij nieuwe machines, zoals bulldozers en draglines, werden ingezet. Naast zuiver op landbouw gerichte verbeteringen van de grond zag men allengs mogelijkheden ook andere functies van de bodem met behulp van mechanische ingrepen te verbeteren. Behalve agrarisch grondgebruik werden gaandeweg in ons land ook andere bestemmingen, zoals sport, recreatie, woningbouw en industrie belangrijk. Naast de pure profielverbetering (keren en mengen van lagen, egalisatie e.d.) kwamen ophoging en verschraling steeds meer in het beeld, terwijl de waterbeheersing in combinatie met profielverbetering een onmisbare schakel bleek. Het hoge uitvoeringstempo, mogelijk gemaakt door moderne machines, eiste een zorgvuldig vooronderzoek en het opstellen van een technisch plan. De Landbouwvoorlichtingsdienst ging zich naast de bestaande cultuurmaatschappijen hiermee bezighouden, terwijl onder-



21.1 *Foto*
Grondverbetering door middel van diepploegen met een osseploeg (fotoarchief van de KNHM).

zoeksinstituten zich vooral met de fundamentale vraagstukken (b.v. het effect van maatregelen op de gewasopbrengst) gingen bezighouden.
Dit grote en veelzijdige probleemveld is men zo tussen 1960 en 1970 *'Bodemtechniek'* gaan noemen.

Naast de hierboven beschreven 'grondverbetering' in bodemkundige zin, kent ook de civiele techniek deze term, alhoewel hieraan een andere betekenis wordt toegekend.
De civiel-technische betekenis heeft betrekking op draagkracht en stabiliteit van de grond. Een voorbeeld hiervan is b.v. het vervangen van een weinig draagkrachtige, plastische kleilaag onder een aan te leggen verkeersweg door een schrale, goed verdichte zandlaag.

In de volgende paragrafen zullen achtereenvolgens beschreven worden: de factoren die de bodemgeschiktheid bepalen (§ 21.2), de bodemgebreken (§ 21.3) en de doelen en aspecten van de bodemtechniek (§ 21.4). De paragrafen daarna zijn gewijd aan specifieke bodemverbeteringen, nl. profielverbetering (§ 21.5), toplaagverbetering (§ 21.6 tot en met 21.9) en egalisatie en slootdemping (§ 21.10). In § 21.11 worden de uitvoeringsaspecten belicht. Aan de ontwatering en het natte grondverzet besteden respectievelijk § 21.12 en 21.13 aandacht. De geraadpleegde literatuur vindt men in § 21.14.
De bodemtechniek is een zeer belangrijke toepassing van de bodemkunde en heeft bovendien een geheel eigen kennisgebied ontwikkeld. Daarom is het terecht om daaraan een afzonderlijk hoofdstuk te wijden. De beheersing van het grondwater door middel van buizendrainage wordt niet behandeld (zie hoofdstuk 19), ook al is die in feite een vorm van bodemtechniek. In het vakgebied van de waterbeheersing wordt hieraan uitgebreid aandacht besteed. Wel zijn subparagrafen gewijd aan de betekenis van de ontwatering voor de stabiliteit van de grond, met name voor die van de toplaag (21.7.3 en 21.8.3). Ook het belang van de ontwatering tijdens en na de uitvoering wordt behandeld (21.12.3).

21.2 BODEMGESCHIKTHEID EN BODEMGEBRUIK

De mate waarin een grond beperkingen heeft, hangt af van de eisen, die het gebruik aan de grond stelt. Zo stellen niet-agrarische bodemgebruiksvormen vaak heel andere eisen aan de grond dan landbouw. Het gebruik van een sportveld verschilt sterk en valt in een ander seizoen dan dat van een weiland. De omzetting van een weiland in een sportveld gaat daarom meestal gepaard met ingrijpende bodemtechnische maatregelen. Niet alleen bestemmingsveranderingen, maar ook accentverschuivingen ten opzichte van het huidig gebruik kunnen aanleiding zijn tot aanpassing van de bodemomstandigheden. In de landbouw is een steeds zwaarder accent komen te liggen op *produktiviteitsverhoging* als voorwaarde voor inkomensgroei. Dit betekent dat uit hoofde van produktieverhoging en kostenverlaging andere en zwaardere eisen aan de produktiemiddelen, dus ook aan de grond, worden gesteld. Dit heeft tot gevolg dat er een verruiming in belangstelling is opgetreden van het verbeteren van groeiomstandigheden naar het verbeteren of aanpassen van gebruiksomstandigheden van de grond. *Verruiming van het bouwplan* of specialisatie in de teelt van bepaalde gewassen, zoals bloembollen, pootaardappelen of tuinbouwgewassen op akkerbouwbedrijven betekent een verzwaring van de eisen te stellen aan de bewerkbaarheid van de grond in verschillende jaargetijden. *Bedrijfsintensivering* in de veehouderij (een hogere veebezetting) leidt tot zwaardere eisen aan de draagkracht van de grond.
Gedane verbeteringen kunnen hun effect verliezen. Voorbeelden hiervan zijn: veranderingen van bodemgebruik, *veroudering van veenkoloniale gronden, het weer dicht gaan zitten van losgemaakte gronden en afname van de draagkracht van sportvelden en grasland ten gevolge van toename van het organische-stofgehalte van de toplaag.* De uitbreiding van kennis en de ontwikkeling van nieuwe technieken kunnen aanleiding vormen tot grondverbeteringen die voorheen niet mogelijk of niet rendabel waren. Zelfs kan het zinvol blijken om reeds vroeger uitgevoerde verbeteringen met modernere technieken te herhalen.
Het voorgaande betekent, dat bijstelling van de geschiktheid van gronden noodzakelijk blijft en dat derhalve op grondverbetering dient te worden afgeschreven. Het effect van bodemtechnische maatregelen ter verhoging van de opbrengst moet blijken uit de vergelijking van enerzijds de rente en de afschrijving van de verbeteringskosten en anderzijds de opbrengstverhoging en de kostenverlaging door betere bewerkbaarheid e.d. (vergelijk 30.13 en 30.14). Het economisch effect van bodemtechnische maatregelen ten behoeve van niet-landbouwkundige bodemgebruiksvormen laat zich veel moeilijker vaststellen en blijft daarom buiten beschouwing.

21.3 OORZAAK EN AARD VAN DE GEBREKEN

Gebreken, die zich in gronden voor kunnen doen, zijn terug te voeren tot enkele hoofdoorzaken. Dit zijn:
- *korrelgrootteverdeling;*
- *organische-stofgehalte;*
- *chemische samenstelling;*
- *dichtheid;*
- *gelaagdheid;*
- *topografie.*

21.3.1 Korrelgrootteverdeling en organische stof

Korrelgrootteverdeling
De juiste korrelgrootteverdeling van een grond is moeilijk aan te geven omdat de structuur van de grond ook van andere factoren, zoals het organische-stofgehalte, het vochtgehalte enz. afhangt. Gronden met een hoog percentage lutum (deeltjes <2 µm) en leem (deeltjes <50 µm), maar ook gronden met een erg laag gehalte aan deze componenten geven problemen (§ 5.9). De eerste zijn zware gronden die vooral bij afwezigheid van kalk en organische stof een slechte structuur hebben. Hierdoor is zowel de vochtvoorziening als de waterafvoer gebrekkig. De bewerkbaarheid is moeilijk (vgl. tabel 38.11). Dit geeft op zijn beurt weer aanleiding tot een beperking in gewassenkeus, moeilijke oogstbaarheid van gewassen (kluitvorming). De bewerkingskosten zijn hoog door de benodigde trekkracht en de soort en het aantal bewerkingen. Bij een te laag gehalte aan fijne delen (leemarme zandgronden) zijn de vochtvoorziening en de slempgevoeligheid de limiterende factoren. De ligging ten opzichte van het grondwater (grondwatertrap, zie hoofdstuk 11) bepaalt de teeltmogelijkheid van bepaalde gewassen.

Organische stof
De rol van organische stof in de grond is velerlei (§ 8.4). Enerzijds vormt humus het adsorptiecomplex voor voedingsionen vooral in schrale zandgronden, anderzijds draagt humus bij tot de structuurstabiliteit van vele gronden. Eigenschappen als de hoeveelheid voor planten beschikbaar vocht, de verdichtbaarheid en stuif(erosie)gevoeligheid (vgl. tabel 38.15) hangen sterk samen met het organische-stofgehalte. Een te hoog organische-stofgehalte gaat echter weer ten koste van de draagkracht (veengronden). Zie ook tabel 38.10 en de kleine letters daarna.

21.3.2 Adsorptie van kationen

De kationenbezetting van het adsorptiecomplex is medebepalend voor de structuurtoestand (kader 21.2). Een hoge Na-bezetting, in combinatie met een gering kalkgehalte en met een hoog lutumgehalte, geeft een slechte structuur met zwel- en krimpverschijnselen (knip- of knikklei). Plaatselijk komen kleigronden (katteklei) en oligotrofe venen voor met een pH die zo laag is dat de wortelgroei wordt belemmerd. Afwezigheid van kalk en organische stof in combinatie met een hoog gehalte aan deeltjes tussen 2 en 105 µm leidt tot een instabiele bodemstructuur. Vooral onder natte omstandigheden vervloeien (verslempen) deze gronden gemakkelijk (vgl. tabel 38.14). Het gevolg hiervan is een sterke afname van de doorlatendheid en een lang nat blijven in het voorjaar, waardoor de grondbewerking, opkomst en groei kan worden vertraagd. Dit kan verkorting van het groeiseizoen en opbrengstreductie betekenen (5.9.1 en 5.9.5).

21.2 *Kader*

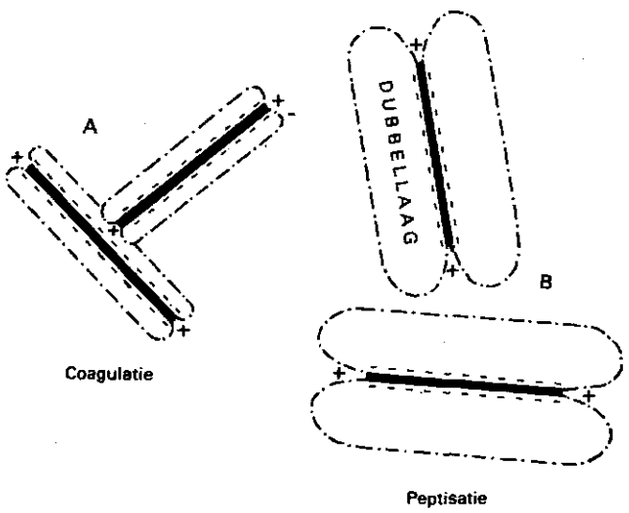
WERKING VAN HET ADSORPTIECOMPLEX

De lutumfractie bestaat hoofdzakelijk uit plaatvormige minerale deeltjes, de zgn. kleimineralen (5.3.3). Deze deeltjes bezitten van nature een vaak positieve electrische lading aan de randen en een negatieve op de plaatzijde (verg. figuur 9.18). Losse kleideeltjes in een grondsuspensie worden door zogenaamde London-van der Waalskrachten naar elkaar toegetrokken. De overwegend negatieve ladingen drijven de deeltjes echter uit elkaar. De positieve randlading toont neiging contact te maken met de negatieve valenties van de vlakken (kader 20.61). Wanneer de negatieve ladingen voldoende geneutraliseerd worden door kationen, dan kunnen ook de vlakken dicht tot elkaar naderen.

Opgeloste zouten in de bodemoplossing hebben de neiging te ioniseren, dwz. te splitsen in positieve en negatieve ionen, respectievelijk kationen en anionen. Voor keukenzout kan dit proces als volgt voorgesteld worden:

$$NaCl \leftrightarrows Na^+ + Cl^-$$

De mate van uiteenvallen in ionen, dissociatie- of ionisatiegraad genoemd, is voor verschillende zouten verschillend.



Natriumzouten ioniseren sterk, calciumzouten zoals koolzure kalk en calciumsulfaat of gips, zwak. Per eenheid van lading bezit het positieve natriumion een dikkere watermantel dan de tweewaardige calcium- en magnesiumionen.

De positieve kationen worden aangetrokken door de overwegend negatief geladen kleideeltjes van het adsorptiecomplex en vormen daarmee de zogenaamde electrische dubbellaag (van kationen met hun water- of hydratatiemantel) (a in de figuur). Hoe dikker de dubbellaag des te minder de aantrekking tussen de kleideeltjes. Bij een dikke dubbellaag zweven de kleideeltjes los van elkaar (peptisatie); bij een dunne dubbellaag worden vlokken of aggregaten gevormd (coagulatie). Een hoge zoutconcentratie in het bodemvocht en een hoge waardigheid van de kationen in de dubbellaag hebben een relatief dunne dubbellaag tot gevolg. Een lage zoutconcentratie in de bodemoplossing daarentegen en een lage waardigheid van de kationen geven een dikke dubbellaag (peptisatie, b in de figuur).

In een kleigrond die na afzetting in zout water droogvalt is het adsorptiecomplex voornamelijk met Na^+-ionen bezet (zie kader 35.8). De structuur is stabiel, dankzij de hoge zoutconcentratie van het poriënwater. Wanneer door regenval de zoutconcentratie in het bodemvocht daalt door uitspoeling, dan zal peptisatie en zwelling (uitzetting van de dubbellaag) optreden. De grond zal slempgevoelig zijn en zwel- en krimpverschijnselen vertonen. Dankzij de aanwezigheid van zwavel-ijzerverbindingen en koolzure kalk wordt bij luchttoetreding gips gevormd:

$$2FeS + 3H_2O + 1\tfrac{1}{2}O_2 \rightarrow 2S^{2-} + 2Fe(OH)_3$$
$$2S^{2-} + 2H_2O + 3O_2 \rightarrow 2H_2SO_4$$
$$H_2SO_4 + CaCO_3 \rightarrow CaSO_4 + H_2O + CO_2$$
$$CaSO_4 \leftrightarrows Ca^{2+} + SO_4^{2-}$$

Door de uitwisseling van geadsorbeerde Na^+ tegen tegen Ca^{2+} vormt zich Na_2SO_4, welk zout uitspoelt. Dankzij deze 'natuurlijke begipsing' treedt geen structuurverval op. In gebieden waar genoemde stoffen (FeS, $CaCO_3$) niet of in onvoldoende mate aanwezig zijn, zal wel structuurverval optreden: verslemping, zwel en krimp. Deze toestand wordt in ons land in pikklei- of knikkleigronden aangetroffen. Bij aanwezigheid van FeS, maar ontbreken van $CaCO_3$ vormt zich vrij zwavelzuur, waardoor de pH bij oxydatie aan de lucht sterk daalt en zogenaamde katteklei (zeer zure klei) ontstaat. In katteklei treft men gele vlekken aan van jarosiet, $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$, die kenmerkend zijn voor dit soort gronden. Men treft ze overwegend in droogmakerijen in het westen des lands aan. Verschillende onderzoekers hebben eenvoudige snelle methoden ontwikkeld om bij gereduceerde grond te voorspellen of bij beluchting katteklei zal ontstaan (Konsten, Andriessen & Brinkman, 1986).

In oudere, goed ontzilte kleigronden zullen, althans in de goed geaëreerde bouwvoor geen gereduceerde zwavel-ijzerverbindingen meer voorkomen. Wanneer een dergelijke grond in contact komt met zeewater ontstaan een natriumklei. Structuurverval kan dan slechts vermeden en hersteld worden door een kunstmatige toediening van gips, zoals na de overstromingsramp in 1953 op grote schaal is gebeurd.
Over de invloed van de kationenbezetting op structuur en doorlatendheid valt nog veel meer te zeggen, zoals b.v. over de relatie met de pH (alkaligronden) en de rol van het type kleimineraal. Terwille van de beknoptheid wordt verwezen naar aanbevolen literatuur (Hillel, 1971; Mitchel, 1976; U.S. Salinity Lab. Staff, 1954).

21.3.3 Dichtheid (volumieke massa) en gelaagdheid

Dichtheid

Grond kan een te hoge dichtheid hebben vanwege de aard van het materiaal en de wijze van afzetten (b.v. humusarme zandondergronden), vanwege bodemvormende processen (b.v. klei-inspoelingshorizonten of verkitte ijzer- en humus-inspoelingshorizonten) of vanwege de uitvoering van werken als grondbewerking (ploegzool) en grondverzet. Een hoge dichtheid kan via de water- en luchthuishouding en via de mechanische weerstand van de grond de wortelgroei beperken (§ 4.4). Een geringer doorworteld bodemvolume betekent minder beschikbaar vocht voor de plant en een geringere effectieve worteldiepte (zie ook 17) betekent minder mogelijkheden voor vochtonttrekking aan diepere bodemlagen en/of het grondwater. Daarnaast kan een te hoge dichtheid aanleiding geven tot langdurig hoge vochtgehalten die de bewerkbaarheid en draagkracht van de grond schadelijk beïnvloeden.

Gelaagdheid

Discontinuïteiten met de diepte ten gevolge van de afwisseling van lagen met verschillende eigenschappen kunnen storend zijn voor de waterbeweging in de grond en voor de beworteling. Een voorbeeld hiervan is de storende invloed van grove lagen (grind, schelpen, grof zand) in klei- of zavelgronden op de op- en neerwaartse stroming van water.

21.3.4 Topografie

Naast gebreken van de grond zelve kan de bedrijfsuitoefening onderhevig zijn aan beperkingen, samenhangend met de grootte, de vorm en de vlakheid van de percelen. Deze factoren kunnen aanleiding zijn tot hogere bewerkingskosten of, waar het onegale percelen betreft, tot opbrengstreducties. Tot deze beperkingen kunnen ook gerekend worden de mate van verspreiding van percelen, de afstand tot de bedrijfsgebouwen en de ontsluiting (dat is de bereikbaarheid over de weg).

21.4 DOELEN EN ASPECTEN VAN BODEMTECHNIEK

In het voorafgaande is de belangrijkste reden voor het verrichten van bodemtechnische maatregelen naar voren gekomen: de verbetering van de groeiomstandigheden en/of van de gebruiksgeschiktheid voor landbouwkundige en niet-landbouwkundige bodemgebruiksvormen. De bodemtechnicus richt zijn activiteiten op:
- verbetering van de vochtvoorziening;
- verbetering van de bewerkbaarheid;
- verbetering van de draagkracht;
- verbetering van de topografie.

In het hierna volgende wordt aan de hand van een indeling, welke samenhangt met het doel en de wijze van opheffen van gebreken, een aantal voorbeelden van bodemtechnisch onderzoek en uitvoering besproken. In navolging van Wind (1969) onderscheiden we:
- *profielverbetering*, gericht op een betere vochtvoorziening van het gewas door het wegnemen van belemmeringen voor de wortelgroei ten gevolge van een te hoge indringingsweerstand, een onvoldoende luchthuishouding en/of een te hoge zuurgraad van bodemlagen; in bepaalde gevallen gericht op verbetering van de waterafvoer.
- *toplaagverbetering*, gericht op de bewerkbaarheid en op verbetering van de draagkracht in verband met de berijd-, beweid- en bespeelbaarheid.
- *egalisatie en slootdemping*, gericht op verbetering van de topografie.

In de volgende paragrafen zullen voorbeelden uit de praktijk behandeld worden.

21.5 PROFIELVERBETERING

21.5.1 Vochtvoorziening en opbrengstdepressies

Veel onderzoek is verricht naar de relatie tussen de opbrengst en de verdamping van een gewas. Ruwweg geldt dat de opbrengst recht evenredig is met de werkelijke verdamping of met de verhouding tussen werkelijke en potentiële verdamping. Onder potentiële verdamping (E_p) wordt de verdamping van een gewas verstaan dat de bodem volledig bedekt en optimaal van water is voorzien.
Vanwege een vochttekort of een onvolledige bodembedekking is de werkelijke verdamping vaak kleiner dan de potentiële. In die gevallen zal er een opbrengstreductie optreden.
Voor zijn watervoorziening is de plant aangewezen op de neerslag (P), die tijdens het groeiseizoen valt, aangevuld met een hoeveelheid die de grond levert. Onder Nederlandse klimatologische omstandigheden is de potentiële verdamping groter dan de neerslag die tijdens het groeiseizoen valt. Dat wil zeggen: tijdens het groeiseizoen is er sprake van een neerslagtekort, in casu (E_p-P) >0 (zie hoofdstuk 18).
Afhankelijk van enkele klimatologische grootheden, varieert het neerslagtekort van jaar tot jaar. Dit neerslagtekort kan geheel of gedeeltelijk vanuit het beschikbare hangwater (d_{hw}, zie 9.54) worden aangevuld. De mate waarin dit gebeurt, bepaalt de grootte van de opbrengstdepressie. Beschikken we over gegevens betreffende de potentiële verdamping en de neerslag dan is het mogelijk een schatting te maken van de opbrengstdepressie, die op gronden met een verschillend vochtleverend vermogen kan worden verwacht. Een voorbeeld van zo'n schatting is gegeven in tabel 21.3.

21.3 *Tabel*

Frequentie van potentiële verdamping, neerslag, vochttekort en opbrengstdepressie bij verschillen in beschikbaar hangwater in de bodem (theoretische berekening). Gedeeltelijk naar Cultuurtechnisch Vademecum, 1970: 103.

Overschrijdingsfrequentie	E_p (mm per groeiseizoen)	P (mm per gr.s)	E_p-P (mm per gr.s)	beschikbare hangwaterdikte, vochttekort en opbrengstdepressie					
				bij d_{hw} = 50 mm		bij d_{hw} = 100 mm		bij d_{hw} = 150 mm	
				vochttekort*	depr. (%)	vochttekort*	depr. (%)	vochttekort*	depr. (%)
1 × per jaar	450	345	105	55	12	5	1	0	0
1 × per 2 jaar	500	310	190	140	28	90	18	40	8
1 × per 5 jaar	515	275	240	190	37	140	27	90	18
1 × per 10 jaar	525	255	270	220	42	170	32	120	23
1 × per 20 jaar	550	220	330	280	51	230	42	180	33

E_p = potentiële verdamping van april t/m september;
P = neerslag van april t/m september;
E_p-P = neerslagtekort in groeiseizoen;
d_{hw} = beschikbare hangwaterdikte;
depr. = opbrengstdepressie;
* vochttekort = $(E_p\text{-}P) \times$ groeiseizoen $- d_{hw}$

Waarden van E_p en $(E_p\text{-}P)$ hebben betrekking op de periode april t/m september. Het vochttekort is berekend uit het neerslagtekort minus de beschikbare hangwaterdikte (teller in formule 21.4; vergelijk 18.9) en geeft aan de waterdikte in mm die het gewas tijdens het groeiseizoen tekort komt. Wordt de opbrengst bij potentiële verdamping op 100% gesteld, dan volgt de oogstdepressie uit:

21.4 $$\frac{(E_p\text{-}P) \times \text{groeiseizoen} - d_{hw}}{E_p \times \text{groeiseizoen}}$$

Wanneer door bodemtechnische maatregelen de vochtvoorraad, waarover het gras in het groeiseizoen kan beschikken, vergroot zou worden van 50 tot 100 respectievelijk 150 mm, dan neemt de opbrengst over de beschouwde jaren toe met ongeveer 10 respectievelijk 20%. Gemiddeld blijkt elke 10 mm bodemvocht extra gepaard te gaan met een opbrengstverhoging van 2%. Ter dekking van het jaarlijkse neerslagtekort voor akkerbouwgewassen moet de grond zo'n 150 mm kunnen leveren.

Bij het voorgaande is ervan uitgegaan dat P (neerslag) geheel in de wortelzone vastgehouden wordt. Zware zomerse buien zullen in werkelijkheid deels oppervlakkig, deels ondergronds afstromen waardoor de volle neerslaghoeveelheid niet in zijn geheel door het gewas benut wordt. Ondanks deze onvolledigheid in de berekening wordt in de praktijk veelal 150 mm beschikbaar vocht als kritische maat gehanteerd, waar beneden vochttekort bij akkerbouwgewassen optreedt. Ook capillaire aanvulling van vocht uit de ondergrond is buiten beschouwing gebleven.

De bijdrage die de grond aan de aanvulling van het neerslagtekort kan leveren, is afhankelijk van de bodemfysische eigenschappen van de grond, de bewortelingsdiepte en de grondwaterstand. Gronden zonder grondwaterinvloed in de wortelzone (hangwaterprofielen) beschikken over een hoeveelheid vocht, die wordt vastgehouden tussen veldcapaciteit (h = ca. –100 cm) en verwelkingspunt (h = –16000 cm) (§ 9.4 en kader 9.51).

De volumefractie beschikbaar hangwater loopt voor diverse grondsoorten uiteen van bijvoorbeeld 0,05 voor humus- en leemarm, matig grof zand tot 0,25 voor lichte zavel en 0,47 voor veen (zie tabellen 9.60 en 18.34).
Vergroting van de effectieve bewortelingsdiepte door bodemtechnische maatregelen kan belangrijke hoeveelheden extra bodemvocht ontsluiten. Ook de ondergrond draagt bij aan de hoeveelheid voor de plant beschikbaar vocht. Door het uitdrogen van de wortelzone zal een toenemend verschil in druk-

21.5 *Tabel*

Vochtleverend vermogen over een groeiseizoen van 100 dagen in een niet verbeterde en een gediepploegde plaatgrond. Naar Wind & Hidding, 1961: 288.

Voorjaarsgrondwaterstandsdiepte (cm)	vochtleverend vermogen (mm)						totale vochtwinst (mm)
	niet verbeterd (effectieve worteldiepte) (30 cm)			gediepploegd (effectieve worteldiepte) (60 cm)			
	wortelzone	ondergrond	totaal	wortelzone	ondergrond	totaal	
30	103	87	190	208	87	295	105
60	71	84	156	169	87	256	100
90	60	74	134	115	84	199	65
120	51	38	89	83	74	157	68
150	44	23	67	69	38	107	40
180	40	14	54	62	23	85	31

hoogte van het bodemvocht in de wortelzone en ondergrond ontstaan. Hierdoor zal bodemvocht vanuit de ondergrond naar de wortelzone capillair opstijgen. Wanneer de grondwaterstand invloed heeft op het vochtgehalte van de wortelzone, neemt de hoeveelheid voor de plant beschikbaar vocht aanmerkelijk toe. De invloed van grondwaterstand en effectieve bewortelingsdiepte op de hoeveelheid beschikbaar vocht wordt geïllustreerd in tabel 21.5. Voor de wijze van berekening wordt verwezen naar § 18.3.

Bij hogere grondwaterstanden heeft de wortelzone bij het begin van het groeiseizoen een hoger vochtgehalte dan overeenkomt met veldcapaciteit (h = ca. –100 cm), zodat de hoeveelheid beschikbaar vocht in de wortelzone aanzienlijk hoger is dan bij grote grondwaterdiepten. Naarmate de grondwaterdiepte groter wordt, neemt de capillaire aanvoer van water uit de ondergrond af vanwege de toename van de transportafstand en afname van de doorlatendheid bij lagere vochtgehalten (zie § 10.2). Vergroting van de bewortelingsdiepte is effectiever bij hogere grondwaterstanden. Dit voordeel weegt voor de meeste gronden echter niet op tegen de nadelen van hoge grondwaterstanden. Hoge grondwaterstanden in het voorjaar kunnen leiden tot aanzienlijke verlating van zaai- of poottijdstip met de daaraan gekoppelde opbrengstdepressie (21.6.2) en tot een slechtere structuur en luchthuishouding van de grond. Een gunstig compromis wordt bereikt bij grondwaterstandsdieptes van 100 tot 120 cm.
Uit het voorgaande valt af te leiden dat het effect van bodemtechnische maatregelen ter vergroting van de vochtvoorraad door vergroting van de bewortelingsdiepte afhangt van twee factoren:

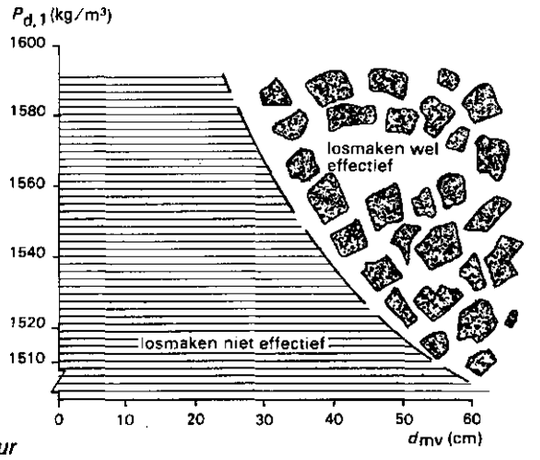
– de hoeveelheid beschikbaar hangwater in de te verbeteren bodemlaag;
– de diepte van de grondwaterspiegel.

21.5.2 Voorbeelden van profielverbetering

Van oudsher wordt profielverbetering toegepast. Het meest bekend en omvangrijk zijn de verveningen en het in aansluiting daarop systematisch in cultuur brengen van de dalgronden in de Veenkoloniën. Tegenwoordig wordt profielverbetering voornamelijk uitgevoerd op de klei-op-zandgronden (plaatgronden), op de zandgronden met een ondergrond die te dicht is voor beworteling en op de veenkoloniale gronden. Plaatselijk en minder frequent worden ook andere profielverbeteringen toegepast:
– menging humeuze of venige bovengrond met dichtgepakte moeilijk doorwortelbare ondergrond door diepploegen (Gelderse vallei);
– verzwaring van te schrale akkerbouwgronden door het ploegen van klei uit de ondergrond (Texel, Wieringermeer);
– verlichting van zware, kalkarme kleigronden door het ploegen van schrale, kalkrijke ondergrond (droogmakerijen, Oldamt).

21.5.3 Profielverbetering bij zand- en plaatgronden

Plaatgronden zijn gronden met een zavel- of kleibovengrond van circa 30 tot 80 cm op een humusarme zandondergrond. Op de 1:50000 bodemkaart worden ze aangegeven als vlakvaaggronden met een zavel- of kleidek (<40 cm; *k*Zn) en poldervaaggronden met profielverloop 2 (zandondergrond beginnend tussen 40 en 80 cm; Mn.2). Zij komen voornamelijk voor in Zeeland en de IJsselmeerpolders en beslaan een oppervlak van ca. 30000 ha. In de bodemtechniek is het woord *plaatgrond* ingeburgerd en wordt daarom gemakshalve in deze tekst gebruikt. Meestal worden hiermee gronden bedoeld met een kleidek van 40 cm dikte of minder die inderdaad sterk droogtegevoelig zijn.
Volgens Houben (1980) hebben we in Nederland ca. 1 miljoen ha *zandgronden*, die ondiep bewortelbaar en daardoor droogtegevoelig zijn. Vanwege een te hoge indringingsweerstand van de zandondergrond zijn de bewortelingsmogelijkheden van de plaatgronden beperkt tot de kleibovengrond en van de zandgronden tot de humushoudende bovengrond. Humusarm zand is niet bewortelbaar bij een *indringingsweerstand* die groter is dan 3,0 MPa, gemeten met een penetrometer (conus: basis 1 cm², tophoek 60°).
Ongestoorde wortelgroei heeft plaats bij indringingsweerstanden lager dan 1 tot 1,5 MPa voor humusarm zand en 1,5 tot 2,0 MPa voor humus- en kleihoudend zand. Naast de bewortelingsgrens van 3,0 MPa is ook gevonden dat humusarme zandondergronden met een poriënfractie minder dan 40% niet bewortelbaar zijn. Voor een goede wortelgroei moet de poriënfractie van humusarm zand boven 43% liggen.
Voor het losmaken van te dichte zandondergronden worden scherpe woelers, mengwoelers en roterende werktuigen ingezet (zie § 21.11). Op de plaatgronden wordt algemeen gewerkt met mengwoelers of roterende werktuigen die de kleibovengrond met het onderliggende zand mengen. Deze menging is noodzakelijk, omdat het humusarme zand na louter losmaken weer dicht gaat zitten. Inderdaad blijkt dat ruim 10 jaar na het mengwoelen nog steeds geen teruggang in de bewortelingsmogelijkheden optreedt. Meer recent onderzoek op klei- en zavelgronden in het zuidwesten van Nederland wijst ook uit dat het effect van alleen woelen (zonder mengen) van beperkte duur is bij het huidige mechanisatieniveau. Bovendien leidt losmaken tot een grotere gevoeligheid voor herverdichting. Door verstoring van de macroporositeit gaat deze secundaire verdichting meestal gepaard met een ongunstiger vocht- en luchthuishouding dan bij primaire verdichting (Werkgroep Grondbewerking Technische Aspecten, 1985). Voor behoud van een losse ligging van zandondergronden is bijmenging met klei, veen of humeus zand vereist (Wind & Wiebing, 1985). Dit laatste gaat echter vaak met een ongewenste verschraling van de bouwvoor gepaard.



21.6 *Figuur*
Verband tussen diepte beneden maaiveld en oorspronkelijke dichtheid ρ_1 van de grond waarbij een diepe grondbewerking met een kans van 95% een gunstig effect zal hebben (naar Havinga, 1975: 132).

Voor zavelgronden met een lutumgehalte minder dan 12% en voor zandgronden met een humuspercentage van 3% of lager werd nagegaan bij welke minimale dichtheid en diepte van voorkomen een blijvend gunstig effect van een diepe grondbewerking mag worden verwacht. De resultaten van dit onderzoek zijn weergegeven in figuur 21.6.
Gronden met een dichtheid rechts van de curve in figuur 21.6 zullen door een diepe grondbewerking blijvend losser worden. Gronden die vóór de grondbewerking een dichtheid links van de curve hebben, dus al vrij los zijn, zullen door de grondbewerking juist worden verdicht. Heeft een humusarme zandgrond op 40 cm diepte een dichtheid van 1520 kg/m³ dan moet woelen achterwege blijven, vanwege optredende verdichting. Bij een dichtheid van 1590 kg/m³ heeft woelen wel een losmakend effect.

21.7 *Vragen*
a. Van een zandgrond is op 0,40 m diepte de droge dichtheid ρ_d = 1560 kg/m³. Zal een diepe grondverbetering kans op verbetering van de opbrengst geven en waarom?
b. Over een diepte van 0 tot 0,60 m van een lichte zavelgrond zijn droge dichtheden gemeten van minder dan 1500 kg/m³. Mag van een diepe grondbewerking verbetering van de opbrengst verwacht worden en waarom?

Het vaststellen van dichtheidsveranderingen na een diepe grondbewerking kan men doen door ongeroerde monsters te nemen. Ook uit periodieke hoogtemetingen van het maaiveld kan men een globaal beeld krijgen van de mate waarin een losgemaakte grond weer naar een hogere dichtheid terugzakt. De dichtheidsveranderingen als gevolg van bewerking van de grond noemt men *uitlevering* (groter grondvolume, kleinere dichtheid) of *inlevering* (kleiner grondvolume, grotere dichtheid) en wordt uitgedrukt in volumeprocenten ten opzichte van de uitgangstoestand.

21.8 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: Een schrale zandgrond met een dichtheid ρ_{d1} = 1750 kg/m³ wordt losgemaakt tot een diepte van 0,60 m. Na het losmaken blijkt het maaiveld 0,10 m omhoog gekomen te zijn door toename van de poriënfractie (men spreekt

van 'uitlevering' van de grond). De dichtheid van de vaste fase $\rho_{m+h} = 2650$ kg/m³.
Gevraagd: a. De nieuwe dichtheid ρ_{d2} na bewerking;
b. de toename van de poriënfractie;
c. de uitlevering.
Oplossing: a. In een kolom van 1 × 1 × 0,6 m³ bevindt zich een zandmassa van 0,6 × 1750 = 1050 kg. Na het losmaken bevindt zich dezelfde zandmassa in 1 × 1 × 0,7 m³, zodat de nieuwe dichtheid $\rho_{d2} = 1050:0{,}7 = 1500$ kg/m³.
b. Volgens 4.39 geldt:

$$\varphi_p = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_{m+h}}$$

Voor de uitgangstoestand geeft invulling:

$$\varphi_{p1} = 1 - \frac{1750}{2650} = 0{,}340$$

Na bewerking krijgt men:

$$\varphi_{p2} = 1 - \frac{1500}{2650} = 0{,}434.$$

De toename van de poriënfractie bedraagt:
0,434 − 0,340 = 0,094.

c. De uitlevering bedraagt:

$$\frac{1\ m^2 \times 0{,}10\ m}{1\ m^2 \times 0{,}60\ m} = 0{,}167 \text{ ofwel } 16{,}7\%.$$

Dezelfde uitkomst kan ook verkregen worden volgens formule 4.49:

$$\frac{d_2}{d_1} = \frac{\rho_{d1}}{\rho_{d2}} = \frac{1750}{1500} = 0{,}167.$$

Bij plaatgronden kan het beoogde effect van grondverbetering tweeledig zijn, namelijk het verschralen van de te zware bouwvoor om de bewerkbaarheid te verbeteren en vergroting van de bewortelingsdiepte ter verbetering van de vochtvoorziening. Is het doel bouwvoorverschraling, dan bepaalt de dikte van de kleibovengrond wat de bewerkingsdiepte moet zijn. Om te sterke verschraling (verstuivings- en verslempingsgevaar) van de bouwvoor te voorkomen, mag het lutumgehalte van het klei-zandmengsel in de nieuwe bouwvoor niet beneden 12 tot 14% liggen. Het volgende voorbeeld laat zien hoe de gewenste bewerkingsdiepte tevoren te berekenen is.

21.9 *Rekenvoorbeeld*
Gegeven: Een klei-op-zandprofiel moet gediepploegd worden. De profielopbouw is als volgt:
0-0,30 m klei: dichtheid stoofdroge grond $\rho_{dk} = 1300$ kg/m³, massafractie lutum $f_{Lk} = 35\%$;
>0,30 m zand: dichtheid $\rho_{dz} = 1600$ kg/m³, massafractie lutum $f_{Lz} = 0\%$.
Het gediepploegde mengsel moet voldoen aan een massafractie lutum $f_{Lk+z} > 14\%$.
Gevraagd: Hoe diep kan maximaal geploegd worden?
Oplossing: Volgens formule 4.54 geldt

$$f_{Lk}\, m_k + f_{Lz}\, m_z = f_{k+z}\,(m_{Lk} + m_z)$$

waarin:
m_k en m_z = massa van resp. klei en zand.

Berekend moet worden hoeveel zand aangeploegd moet worden ofwel, de waarde van m_z.
Allereerst wordt voor een kolom van 1 × 1 × 0,3 m³ de kleimassa bepaald:
$m_k = 1 \times 1 \times 0{,}3\ m^3 \times 1300\ kg/m^3 = 390$ kg.
Alle grootheden uit de formule, uitgezonderd m_z zijn nu bekend en invulling geeft:
0,35 × 390 kg + 0 × m_z = 0,14 (390 kg + m_z)
waaruit volgt: $m_z = 585$ kg.
Het aan te ploegen volume zand bedraagt:

$$V_z = \frac{585\ kg}{1600\ kg/m^3} = 0{,}367\ m^3.$$

De ploegdiepte bedraagt $d_k + d_z = 0{,}30 + 0{,}367 = 0{,}667$ m, of afgerond 0,70 m.

Het effect van plaatgrondverbetering is sterk wisselend. Bepalend is de extra hoeveelheid beschikbaar vocht die in de zandondergrond wordt ontsloten en de grondwaterdiepte. Hidding en Wind (1963) vonden voor een plaatgrond met een kleidek van 30 cm bij een zeer diepe, een aangepaste en een hoge grondwaterstand meeropbrengsten van respectievelijk 0, 1,7 en 2%. Feitsma (1969) kwam voor Oostelijk Flevoland bij een kleihoudende, uiterst fijnzandige ondergrond met aanzienlijk meer beschikbaar vocht en minder diepe voorjaarswaterstanden tot 10% meeropbrengst.
Tabel 21.10 geeft een overzicht van resultaten van een tiental proefvelden waar plaatgrondverbetering is toegepast. De reactie van de diverse gewassen op de verbetering is over de jaren nogal wisselend, maar gemiddeld duidelijk positief.

21.11 *Vraag*
Kan uit tabel 21.10 afgelezen worden aan de hand van de relatieve meeropbrengsten of 1965 en 1967 droge of juist vochtige groeiseizoenen hebben gehad?

Het onderzoek naar het effect van profielverbetering op zandgronden toonde aan dat diepe grondbewerking, om een te dichte ondergrond los te maken, zodat deze toegankelijk wordt voor wortelgroei, pas interessant wordt wanneer de wortelzone zodanig verdiept wordt dat deze door capillair opstijgend grondwater bereikt wordt. Het los te maken leem- en humusarme zand bevat per 10 cm laagdikte meestal niet meer dan zo'n 5 mm beschikbaar vocht. Als maximale afstand tussen onderkant wortelzone en het grondwater kan volgens figuur 18.39 worden toegestaan: ongeveer 70 cm bij leemarm fijn zand, 110 cm bij zwak lemig fijn zand en 160 cm sterk lemig fijn zand. Op de middelhoge en hoge dekzandgronden (de grondwatertrappen V t/m VII) zal de grondwaterstand meestal dalen beneden het niveau vanwaar nog voldoende water capillair naar de wortelzone kan opstijgen, zodat op de hogere zandgronden weinig effect van diepe grondbewerking kan worden verwacht.

21.12 *Vraag*
Een zandgrond lijdt aan oogstverliezen door droogte. De profielopbouw is als volgt: 0 – 0,25 m, goed doorworteld, humusrijk, matig fijn leemarm zand, beschikbaar hangwater $\theta_{hw1} = 19\%$. Dieper dan 0,25 m, niet doorworteld, uiterst humusarm, matig fijn, zwak lemig zand, beschikbaar hangwater $\theta_{hw2} = 10\%$.
De gemiddelde opbrengst voor de verschillende gewassen bedraagt *f* 3000,– per ha per jaar. De kosten van diepe grondbewerking, uitgedrukt in rente en afschrijving bedragen voor bewerkingsdiepten van 0,50 m, 0,80 m en 1,00 m respectievelijke *f* 50,–; *f* 100,– en *f* 250,– gulden per ha per jaar (anno 1987). Bepaal de meest economische bewerkingsdiepte, uitgaande van 2% opbrengstverhoging per 10 mm extra beschikbaar hangwater.

21.5.4 Profielverbetering bij veenkoloniale gronden

De veenkoloniale gronden beslaan een oppervlakte van ca. 100000 ha. Het algemeen voorkomende profiel in de Veenkoloniën is een bouwvoor van sterk humeus zand (organischestofgehalte >10%) ter dikte van 10 tot 20 cm op een laag veen variërend in dikte van 0 tot meer dan 2 meter (zie kader 32.9 en tabel 32.13). Onder het veen komt meestal een dekzand met een fossiel podzolprofiel of soms keileem voor. Het veen onder de bouwvoor is niet of nauwelijks bewortelbaar, meer vanwege een te hoge zuurgraad dan vanwege een hoog vochtgehalte (luchtgebrek). De pH-KCl van dit veen varieert van 2,7 tot 3,7. Een pH van 3,5 is limiterend voor de wortelgroei. De hoeveelheid water, waarover de gewassen op een dergelijke grond kunnen beschikken, bedraagt zo'n 70 mm, nl. 30 mm uit de bouwvoor en 40 mm capillaire aanvoer uit het niet bewortelde veen. Ter dekking van het gemiddelde

21.10 *Tabel*

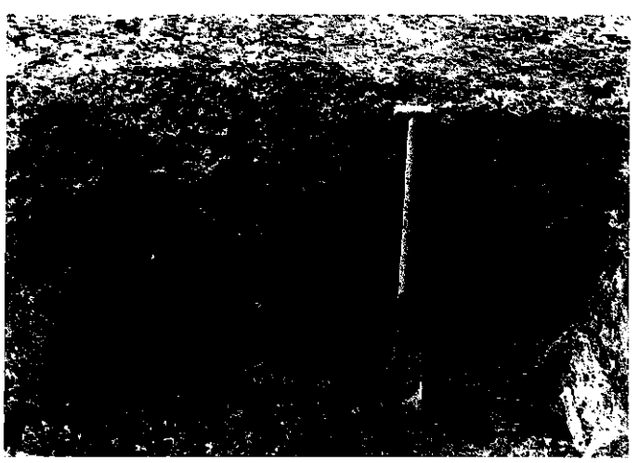
Absolute opbrengsten op onbehandelde plaatgronden (y, t/ha) en relatieve minder- of meeropbrengsten (Δy, %) als resultaat van profielverbetering (pl: diepploegen, w: mengwoelen, m: frezen) (naar Havinga, 1978: 101).

Jaar	zomergerst				tarwe				peulvruchten				suikerbieten				aardappelen			
	y	Δy (%)			y	Δy (%)			y	Δy (%)			y	Δy (%)			y	Δy (%)		
	(t/ha)	pl	w	m	(t/ha)	pl	w	m	(t/ha)	pl	w	m	(t/ha)	pl	w	m	(t/ha)	pl	w	m
1962					4,0	+32	+14		2,5	0			34,0	+16	+10		29,0	+6	−4	
1963	4,1	+5			3,6	+7			2,7	0			69,7	−8			30,7	+10	−1	−3
1964					4,0			+14	1,6	−5			38,6		+15	+41				
1965					5,3		0	+5					56,4			−15	53,0		−2	
1966	3,0		+17	+11									60,0		−5	+1	50,5			−2
1967	5,8			+12	4,0		+24	+4					51,9	+2	+1	+36	45,8		−23	+4
1968					4,6	−4	+12	+9					60,9			+7				
1969	5,2			+12	6,5				2,6		−22	+5	46,3		+2	+28				
1970													70,8	−6						

neerslagtekort van akkerbouwgewassen moet de grond zo'n 150 mm kunnen leveren.

Door menging van het zure veen met materiaal met een lagere zuurgraad in dit geval de bouwvoor en de zandondergrond wordt de bewortelingsdiepte vergroot en een aanzienlijke hoeveelheid bodemvocht uit het veen ontsloten, ongeveer 35 mm per 10 cm. Tabel 21.14 laat zien hoe het vochtleverend vermogen door mengwoelen kan worden vergroot in samenhang met de grondwaterstand in het voorjaar.





21.13 *Foto's*

Bodemprofielen van veenkoloniale grond (dampodzolgrond), respectievelijk niet (a) en wel (b) gediepploegde (uit het foto-archief van de KNHM).

21.14 *Tabel*

Vochtleverend vermogen in een niet en wel gemengwoelde dampodzolgrond (iWp) met 25 cm veen onder de bouwvoor (naar Wiebing & Wind, 1977: 593).

Voorjaarsgrondwaterstandsdiepte (cm)	vochtleverend vermogen (mm)	
	niet verbeterd	wel verbeterd
40	134	275
60	133	251
80	127	227
100	114	207
120	100	194
140	90	175
220	70	133

De niet verbeterde grond is niet in staat het gemiddeld neerslagtekort van 150 mm te dekken, zelfs niet bij hoge (en daardoor voor de bewerkbaarheid in het voorjaar ongunstige) voorjaarsgrondwaterstanden. Na verbetering wordt ook bij diepe voorjaarsgrondwaterstanden het neerslagtekort ruimschoots aangevuld.

Bij grondverbetering in de Veenkoloniën wordt in verband met de bewerkbaarheid en berijdbaarheid naar een niet te venige bouwvoor gestreefd. Daartegenover vraagt het *verstuivingsgevaar* in een open landschap als dat van de Veenkoloniën een niet te schrale bouwvoor. De ervaring heeft geleerd dat een organische-stofgehalte van de bouwvoor tussen de 10 en 15% aan beide verlangens tegemoet komt. Hierbij moet worden aangetekend dat door oxydatie het organische-stofgehalte van de bouwvoor langzaam afneemt. Hiermee neemt het winderosiegevaar toe. Dit dwingt tot ernstig nadenken over het conserveren van de organische stof en over de beperking van de optredende windsnelheden. Dat laatste kan, behalve door bodemtechnische maatregelen ook door aanpassingen in het landschap, b.v. door het planten van windsingels bereikt worden.

Voor de Veenkoloniën is een *grondverbeteringsbehoeftekaart* gemaakt. Hiervan toont figuur 21.15a een fragment. Figuur 21.15b geeft een voorbeeld van een gedetailleerd bodemkaartje ten behoeve van grondverbetering. De geadviseerde bewerkingsdiepte hangt samen met de dikte van de veenlaag onder de bouwvoor.

Het gewenste organische-stofgehalte van de bouwvoor van 10 tot 15% wordt veelal bereikt door de bouwvoor en het veen te mengen met een hoeveelheid van de zandondergrond tot een dikte gelijk aan die van de veenlaag. Bij een bouwvoor van 20 cm en een veenlaag van 70 cm is de bewerkingsdiepte zo'n 160 cm. De bewerking wordt uitgevoerd met diepploe-

gen, mengwoelers en de laatste jaren met mengploegen. De laatstgenoemde bewerking is een combinatie van de eerst twee en is bovendien regelbaar voor wat de menging betreft (zie 21.11.3).

21.16 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Een broekeerdgrond (iWz) moet gemengd worden. De profielopbouw is als volgt:

0-0,15 m: bouwvoor; dichtheid $\rho_{d,b} = 1000$ kg/m³; massafractie organische stof $f_{h,b} = 20\%$.
0,15-0,40 m: veen; dichtheid $\rho_{d,v} = 180$ kg/m³; massafractie organische stof $f_{h,v} = 80\%$.
>0,40 m: zand; dichtheid $\rho_{d,z} = 1650$ kg/m³; massafractie $f_{h,z} = 0$.

Het gemengde profielgedeelte moet voldoen aan de volgende eis voor het organische-stofgehalte:
$f_{h,b+v+z} \geqslant 12\%$.
Gevraagd: Hoe diep moet bewerkt worden, aangenomen dat de menging volledig plaatsvindt?
Oplossing: Volgens formule 4.54 geldt:

$$f_{h,b}\,m_b + f_{h,v}\,m_v + f_{h,z}\,m_z = f_{h,b+v+z}\,(m_b + m_v + m_z)$$

waarin:
m_b, m_v en m_z = massa van resp. de bouwvoor, het veen en het zand.
Berekend moet worden hoeveel zand aangeploegd moet worden, ofwel de waarde van m_z.
De volgende berekeningen gelden voor een kolom van 1 m² doorsnede:
$m_b = 1\ \text{m}^2 \times 0{,}15\ \text{m} \times 1000\ \text{kg/m}^3 = 150$ kg;
$m_v = 1\ \text{m}^2 \times 0{,}25\ \text{m} \times 180\ \text{kg/m}^3 = 45$ kg.
Alle grootheden van de formule, uitgezonderd m_z zijn nu bekend en invulling geeft:

$$0{,}20 \times 150\ \text{kg} + 0{,}80 \times 45\ \text{kg} + 0 \times m_z = 0{,}12 \times (150\ \text{kg} + 45\ \text{kg} + m_z),$$

waaruit volgt:
$m_z = 355$ kg.
Het aan te ploegen zandvolume bedraagt

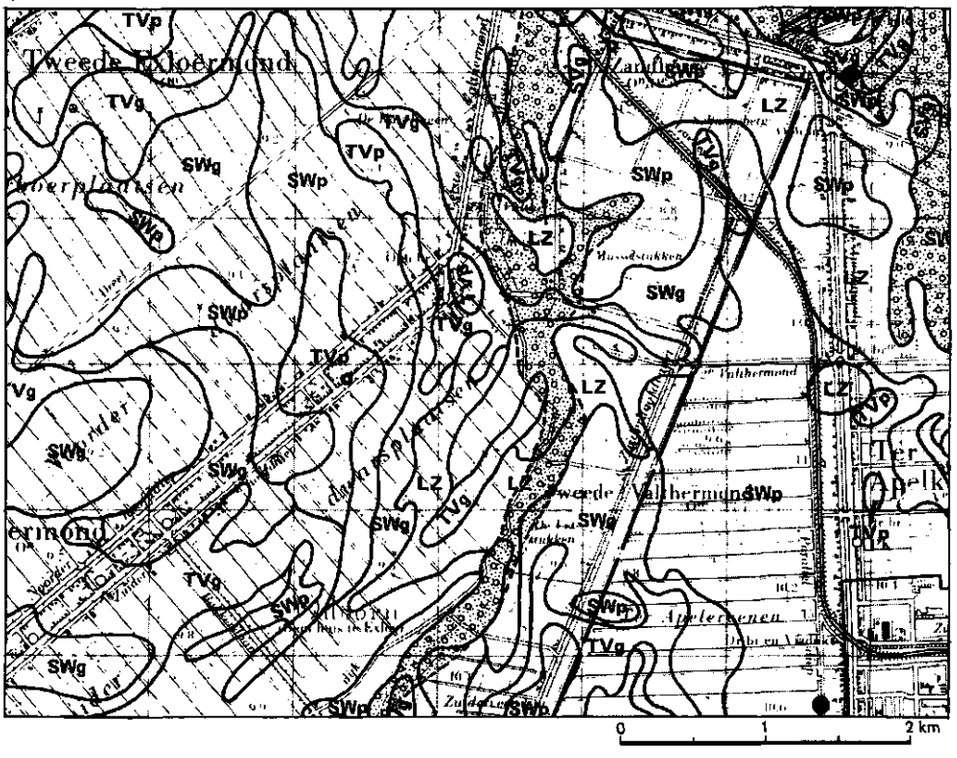
$$\frac{355\ \text{kg}}{1650\ \text{kg/m}^3} = 0{,}215\ \text{m}^3.$$

De bewerkingsdiepte is dus 0,40 m + 0,215 m³/1 m² = 0,615 m, afgerond 60 cm.

21.17 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Zie rekenvoorbeeld 21.16.
Gevraagd: Het organische-stofgehalte bij volledige menging van grondlagen tot een diepte van 100 cm.
Oplossing: Volgens formule 4.54 geldt:

$$f_{h,b+v+z} = \frac{f_{h,b}\,m_b + f_{h,v}\,m_v + f_{h,z}\,m_z}{m_b + m_v + m_z}$$



LEGENDA

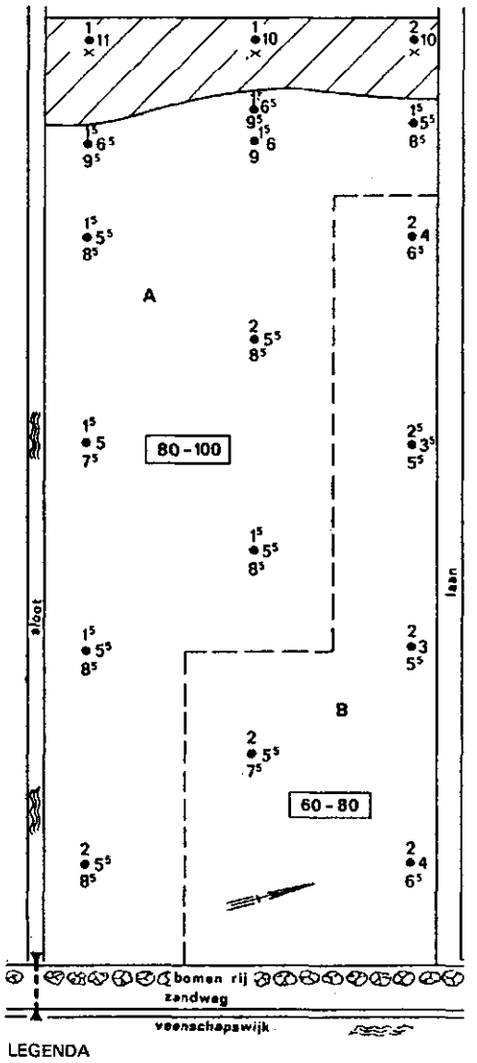
Kaarteenheden	Omschrijving van de gronden	Geadviseerde verbetering
LZ	Zandgronden met vaste lagen	Losmaken tot 110 à 120 cm diepte (met volledig behoud van de bovengrond)
SWp	Moerige (venige) gronden, zanddiepte < 50 cm	Selektief mengen tot ± 100 cm diepte en vooraf bekalking
SWg	Moerige (venige) gronden, zanddiepte < 50 cm	Selektief mengen tot ± 100 cm diepte zonder bekalking vooraf
TVp	Veengronden, zanddiepte 50-80 cm	Integraal mengen tot 100 à 140 cm diepte en vooraf bekalking
TVg	Veengronden, zanddiepte 50-80 cm	Integraal mengen tot 100 à 140 cm diepte zonder bekalking vooraf
SVg	Veengronden, zanddiepte 40-120 cm	Selektief mengen tot 100 à 170 cm diepte zonder bekalking vooraf

(y) Plaatselijk ijzeroer binnen 120 cm diepte
Aangegeven per boorpunt
(h) Hypnaceeënveen beginnend binnen 120 cm diepte

21.15a

Gedeelte uit de Globale Grondverbeteringsbehoefteкaart van de Veenkoloniën. De figuur beslaat hetzelfde gebied als Fragment 3, Valthermond (zie losse bijlage bij deel 2). (Uit: Booij, Rutten & Wind, 1975).

Bodemkartering voor bodemverbeteringsobject



LEGENDA

- Plaats grondboring
- 2 Dikte bouwvoor in dm
- 8 Onderkant veen (incl. gliede en/of smeerlaag) resp. begin niet tot zwak-lemige zandondergrond in dm
- 10⁵ Meest gewenste bewerkingsdiepte ter plaatse in dm
- 60-80 Gewenste bewerkingsdiepte per vak in cm
- 80-100 Gewenste bewerkingsdiepte per vak in cm
- Niet bewerken, evt. bezanden
- Te leggen duiker
- Grens tussen verschillende bewerkingen

21.15b

Gedetailleerd bodemkaartje voor grondverbetering op een bepaald perceel.

Voor verklaring van de symbolen zie rekenvoorbeeld 21.16.
Voor een kolom onder een grondoppervlakte van 1 m² geldt:
m_b = 150 kg, m_v = 45 kg en m_z = 0,60 m³ × 1650 kg/m³ = 990 kg.
Invulling in de formule geeft de gevraagde waarde

$$f_{h,b+v+z} = \frac{0{,}20 \times 150\ \text{kg} + 0{,}80 \times 45\ \text{kg} + 0 \times 990\ \text{kg}}{150\ \text{kg} + 45\ \text{kg} + 990\ \text{kg}} = 0{,}0556 \approx 5{,}6\%.$$

21.18 *Rekenvoorbeeld*

Gegeven: Het profiel van rekenvoorbeeld 21.16; het kopergehalte in de bouwvoor bedraagt f_1 (Cu) = 133 mg Cu/kg stoofdroge grond.
In de veen- en in de zandlaag komt geen koper van betekenis voor. Het profiel wordt gemengwoeld. De gegevens van de nieuwe bouwvoor zijn als volgt: dikte 0,20 m; dichtheid ρ_{d2} = 1080 kg/m³; massafractie organische stof f_{h2} = 11%; kopergehalte f_2 (Cu) = 55 mg Cu/kg stoofdroge grond.
Er wordt van uitgegaan dat de menging volledig is en dat geen koper uitspoelt.
Gevraagd: Welk aandeel (massafractie zowel als volumefractie) van de nieuwe bouwvoor is afkomstig van respectievelijk de oude bouwvoor, het veen en het zand?
Oplossing: Onder een grondoppervlakte van 1 m² berekenen we de volgende massahoeveelheden:
massa oude bouwvoor = 1 m² × 0,15 m × 1000 kg/m³ = 150 kg;
massa nieuwe bouwvoor = 1 m² × 0,20 m × 1080 kg/m³ = 216,0 kg;
massa veenlaag = 1 m² × 0,25 m × 180 kg/m³ = 45 kg;
massa koper in oude bouwvoor = 150 kg × 0,133 g/kg = 19,95 g Cu;
massa koper in nieuwe bouwvoor = 216,0 kg × 0,055 g/kg = 11,88 g Cu;
massafractie van oude bouwvoor die in nieuwe bouwvoor terecht is gekomen:
$\frac{11{,}88\ \text{g Cu}}{19{,}95\ \text{g Cu}} = 0{,}60$;
massa van oude bouwvoor in nieuwe bouwvoor: 0,60 × 150 kg = 90 kg;
hierin is de massa organische stof: 0,20 × 90 = 18,0 kg;
totale massa organische stof in nieuwe bouwvoor: 0,11 × 216,0 kg = 23,8 kg;
de massa organische stof in de veenlaag is 0,8 × 45 kg = 36 kg;
hiervan zit in de nieuwe bouwvoor 23,8 kg – 18,0 kg = 5,8 kg;
massafractie van de veenlaag die in de nieuwe bouwvoor terecht is gekomen:
$\frac{5{,}8\ \text{kg org.st.}}{36\ \text{kg org.st.}} = 0{,}16$;
massa van de veenlaag in de nieuwe bouwvoor: 0,16 × 45 kg = 7,2 kg.
De massa van de zandlaag in de nieuwe bouwvoor = 216,0 kg – 90 kg – 7,2 kg = 118,8 kg;
het volume van de oude bouwvoor in de nieuwe bouwvoor = 90 kg/(1000 kg m^{-3}) = 0,090 m³;
volume van de veenlaag in de nieuwe bouwvoor = 7,2 kg/(180 kg m^{-3}) = 0,040 m³;
volume van de zandlaag in de nieuwe bouwvoor = 118,8 kg/(1650 kg m^{-3}) = 0,072 m³.
Uit de nu beschikbare gegevens kunnen alle massa- en volumefracties worden afgeleid:

Aanwezig in nieuwe bouwvoor (op 1 m²)	Massa (kg)	Massa-*fractie* (%)	Volume (m³)	Volume-*fractie* (%)
uit oude bouwvoor	90	41,7	0,090	44,6
uit veenlaag	7,2	3,3	0,040	19,8
uit zandlaag	118,8	55	0,072	35,6
totaal in nieuwe bouwvoor	216,0	100	0,202	100

Uit deze tabel blijkt dat het volume-aandeel van het veen in de nieuwe bouwvoor veel groter is dan het massa-aandeel. Voor het zand geldt het omgekeerde.

Het effect van grondverbetering in de Veenkoloniën, ca. 5000 ha per jaar, is groot. Gemiddeld over 14 proefjaren waarin dit effect onderzocht is, werden meeropbrengsten van 7% voor zomertarwe, 7 tot 8% voor aardappelen en 12 tot 13% voor suikerbieten gevonden. Bij het gebruikelijke veenkoloniale bouwplan is dit een voordeel van ongeveer *f* 300,– per ha per jaar. In een droog jaar, d.w.z. een jaar met een groot neerslagtekort, zal dit voordeel nog aanzienlijk groter zijn en kunnen de kosten van mengwoelen, ongeveer *f* 800,– à *f* 1200,– per ha, in één jaar grotendeels worden terugverdiend. Aldus is grondverbetering een gunstig alternatief voor beregening. Een bijkomende voordeel van de verbetering is een beter berijdbaar zijn van de verbeterde nieuwe bouwvoor door een lager organische-stofgehalte.

21.19 *Vraag*

Een opgespoten zandlaag met een dichtheid $\rho_{d,z}$ = 1600 kg/m³ en een massafractie slib (deeltjes kleiner dan 16 µm) = 5% wordt afgedekt met 0,20 m klei met een dichtheid $\rho_{d,k}$ = 1200 kg/m³ en een massafractie slib = 80%. Wat zal de massafractie slib bedragen van een klei-zandmengsel, uitgaande van een mengdiepte van 0,80 m en een volkomen menging?

21.5.5 Profielverbetering in stedelijke gebieden

Bouwterreinen in stedelijke gebieden worden vaak ter verbetering van de ontwatering en draagkracht *opgespoten* met één of meer meters zand. Dit zand bevat slechts geringe hoeveelheden lutum en organische stof en is daardoor arm aan voedingsstoffen en voor de plant beschikbaar water. Bovendien heeft het na opspuiten veelal een zodanige dichtheid dat het niet doorwortelbaar is. Hierdoor zijn de mogelijkheden voor verankering en vochtopname voor de beplanting uiterst beperkt. Ter plaatse van het toekomstig *openbaar groen* kan hierin verbetering worden gebracht door:

- het afgraven van de opgespoten zandlaag tot op het voormalig maaiveld;
- het opbrengen van een laag klei en/of organische-stofhoudende (zwarte) grond;
- het opbrengen van een relatief dunne klei en/of organische-stofhoudende laag, gevolgd door menging met een deel van de opgespoten zandlaag;
- het van onder de zandlaag naar boven brengen en mengen van het oorspronkelijk profiel door diepploegen of woelen.

Welke van deze methoden gekozen zal worden, hangt af van een aantal voorwaarden die voor elke methode verschillen. Zo is het afgraven van de zandlaag tot op het oorspronkelijk maaiveld slechts haalbaar als de oorspronkelijke grond ook geschikt is voor beplanting en geen hoogteverschillen ontstaan die waterhuishoudkundig en stedebouwkundig ontoelaatbaar zijn. In het algemeen kan men stellen dat de methode die tegen de laagste kosten ook het beste resultaat lijkt op te gaan leveren, gekozen moet worden.

21.20 *Kader*

DIVERSE PROBLEMEN BIJ STEDELIJKE UITBREIDINGEN

Het opbrengen van een zandlaag over het gehele te realiseren bouwplan is een veel toegepaste werkwijze waaraan een aantal bezwaren kleven. Bodemkundige problemen ten aanzien van de beworteling en de voorziening van plantenvoeding en water zijn hierboven beschreven. Een ander probleem is gelegen in de dichte, maar vooral gelaagde structuur van opgespoten zand en het voorkomen van horizontale leem- of kleilaagjes, die ook voor de verticale waterbeweging storend zijn.

Hydrologisch worden problemen ondervonden doordat meestal de bestaande sloten en greppels verdwijnen en eventuele buizendrainage geen afvoer meer heeft. Niet zelden lijden vooral grotere uitbreidingsplannen aan wateroverlast. De zandlaag raakt vol met regenwater dat, door ontbreken van voldoende afvoermogelijkheid, blijft staan. Zuurstofgebrek is dan het onvermijdelijke gevolg, waardoor vooral de oorspronkelijke, onderliggende bouwvoor begint te rotten. Het bewortelingsmilieu voor het plantsoen en de siertuinen wordt daardoor bedorven. Het voert in dit kader te ver om een volledige probleemanalyse met passende oplossingen aan te dragen. Hier wordt volstaan met te wijzen op het grote belang van de koppeling van bodemtechnische behandelingen en de ontwatering van opgespoten terreinen en van bouwterreinen in het algemeen. Naast integrale ophoging van bouwterreinen bestaan ook methoden van partiële ophoging, zoals de zogenaamde cunetmethode. De hierboven beschreven problemen spelen ook daar in meerdere of mindere mate (zie Segeren & Hengeveld, 1984: 100-178).

Door het losmaken en mengen van het zand met ander materiaal wordt de te grote dichtheid van het zand opgeheven en de bodemvruchtbaarheid en beschikbare vochtvoorraad vergroot. Ter aanvulling van het gemiddeld neerslagtekort tijdens het groeiseizoen moet de grond ongeveer 150 mm bodemvocht kunnen leveren. Dit kan worden gerealiseerd via verschillende combinaties van hoeveelheden van op te brengen klei of zavel en diepten van doormengen. Tabel 21.21 geeft een voorbeeld van een proefveld, dat bij Lelystad is aangelegd en waarbij de hoeveelheid beschikbaar vocht als uitgangspunt is genomen.

21.21 *Tabel*

Grondverbeteringsmaatregelen ter verkrijging van ong. 100, 150 en 200 mm vochtleverend vermogen uitgaande van een voorjaarsgrondwaterstandsdiepte van 100 cm in een met zand opgespoten woongebied (naar Rijniersce, 1980: 294).

vochtleverend vermogen	dikte opgebrachte zavel (cm)	mengdiepte (cm)	beschikb. hangwater in wortelzone* (mm)	cap.aanvoer uit ondergrond (mm)	vochtleverend vermogen (mm)
ong. 100 mm	0	50	29	71	100
	15	40	48	50	98
	30	0	69	28	97
ong. 150 mm	0	70	59	94	153
	20	60	75	86	161
	40	0	94	50	144
ong. 200 mm	10	80	99	102	201
	30	70	106	94	200
	50	0	115	71	186

* De wortelzone eindigt waar het niet losgemaakte zand begint.

Op de objecten uit tabel 21.21 is gedurende 4 proefjaren onderzocht, hoe het gebruikelijke stadsplantsoen (bomen en struiken) reageert op de verschillende verbeteringswijzen. De belangrijkste resultaten waren (Rijniersce, 1980):

- de berekende hoeveelheden vocht worden in een zeer droog jaar ook inderdaad onttrokken, maar dit gaat wel met veel verdroging gepaard;
- de vochtonttrekking door gras en door struiken vertoont in de tijd een sterk op elkaar lijkend verloop;
- de planten gaan ook op de droogste objecten in een droge periode niet dood en herstellen zich na enige neerslag zeer snel;
- in een normaal groeiseizoen komt vrij weinig vocht beschikbaar uit de laag onder de wortelzone.

In andere praktijkproeven op opgespoten zand gaf alleen losmaken van het zand slechts een lichte verbetering van de aanslag en groei van populier, wilg en els. Het opbrengen van 10 cm klei en het doorfrezen tot 40 cm gaf een opvallende verbetering van de groei van deze houtsoorten.

Grotere laagdikten van 20 en 30 cm klei en tot 80 cm doorfrezen bracht nog slechts een lichte verbetering ten opzichte van 10 cm klei tot 40 cm doorfrezen (WBSG, 1970). Naast een betere vochtvoorziening kan ook een verbetering van de chemische vruchtbaarheid hierin meespelen.

Een aparte plaats binnen de stedelijke groenvoorziening nemen de *straatbomen* in. Het groeimilieu van deze in het algemeen solitaire bomen is aanzienlijk ongunstiger dan dat van bomen in bos of veld. Bij een vaak groter verdampend oppervlak, een hogere straling ten gevolge van reflectie en een plaatselijk hoge windsnelheid in steden kan aan de verdampingsbehoefte meestal niet worden voldaan door een tot een klein

21.22 *Tabel*

Indringingsweerstand, bewortelbaarheid en samendrukbaarheid van mengsels van matig grof humusloos straatzand en tuinturf (naar Bakker e.a., 1979:2).

Materiaal	massa-fractie org.st.	volume-fractie poriën	Dicht-heid ρ_d	Indrin-gings-weer-stand	Wortels visueel aanwezig	Samendruk-king bij 0,05 MPa belasting	Daling trottoir opp.
	(%)	(%)	(kg/m³)	(MPa)		(%)	(mm)
zand (0)	0,3	41	1550	3,4	neen	1,2	5
tuinturf/ zandmeng-sel (1)	2,3	48	1360	2,0	ja	1,2	9
tuinturf/ zandmeng-sel (2)	5,7	55	1550	1,7	ja	3,3	19

plantgat beperkt wortelstelsel. De aanvoer van water naar de wortelzone is beperkt door directe afvoer van regenwater over het verharde oppervlak naar het rioolstelsel. Bij meer doorlatende wegdekken neemt door vervuiling de toevoer van water en zuurstof in de loop der tijd af (Bakker & Uittenbogaard, 1974). Ook de luchtvoorziening van de wortels wordt beperkt door de beperkte contactmogelijkheden van het plantgat met de atmosfeer.

De eisen, die een boom aan het bodemmilieu stelt, stroken niet met de eisen van een goede bestrating. Wegen worden aangelegd op verdicht humusarm zand. Dit zand heeft een laag vochthoudend vermogen en een voor beworteling te hoge dichtheid. Er is gezocht naar funderingsmateriaal voor trottoirs dat zodanig verdicht kan worden, dat het weinig zetting geeft maar toch doorwortelbaar blijft. Uit een onderzoek gedurende 3 jaar bleek, dat van mengsels van straatzand en tuinturf een *troittoirondergrond* kan worden gemaakt, waarin wortelgroei mogelijk is, terwijl het dragend vermogen en de zakking aanvaardbaar blijven. Tabel 21.22 geeft resultaten van dit onderzoek weer.

De volumefractie voor de plant beschikbaar hangwater in het plantgat is toegenomen van 6,5% in zand tot 10% in mengsel (1) en tot 15% in mengsel (2). Dit is een toename van ongeveer 1,9 liter water per kg toegevoegde organische stof. Zowel het matig grove zand, als de zand-tuinturfmengsels bevatten voldoende lucht tot vlak boven het grondwater. Kunnen boomwortels tot nabij het grondwater groeien, dan is toevoeging van 2% organische stof voldoende. Kan de boom nauwelijks van het grondwater profiteren, dan zijn mengsels met 5% organische stof te verkiezen. Andere organische materialen, zoals stalmest, die gemakkelijker verteerbaar zijn dan tuinturf, kunnen door het grote zuurstofverbruik zeer lage zuurstofgehaltes in het plantgat veroorzaken. Overigens komt het ook voor, dat bomen zich drastisch teweerstellen tegen de ongunstige groeiomstandigheden in een stad, zoals bijvoorbeeld blijkt uit boomwortels die onder huizen door tot in de achtertuin groeien (Keizersgracht, Amsterdam).

21.23 *Vragen*

a. Een partij zand bezit een watergetal $w_z = 0{,}10$ kg water/kg stoofdroge grond en een massafractie organische stof $f_{h,z} = 1\%$; een partij veen bezit een watergetal $w_v = 0{,}50$ kg water/kg stoofdroge grond en een massafractie organische stof $f_{h,v} = 80\%$.
Bereken de massa vochtig veen waarmee 1 kg vochtig zand gemengd moet worden zodat een mengsel wordt verkregen met een massafractie organische stof van $f_{h,v+z} = 15\%$. Bereken de massafracties zand en veen.

b. Bereken nu met hoeveel m³ vochtig veen 1 m³ vochtig zand gemengd moet worden. Het stoofdroge zand bezit een dichtheid $\rho_z = 1400$ kg/m³, het stoofdroge veen $\rho_v = 210$ kg/m³. Geef ook de volumefracties zand en veen in het mengsel.

21.6 TOPLAAGVERBETERING

21.6.1 Inleiding

Deze paragraaf is gewijd aan de verbetering van de bovengrond of toplaag, de bovenste grondlaag waarop en waarin de hoofdfuncties van de bodem plaatsvinden (beworteling van planten, het dragen van belastingen, transport e.d.). Behalve aan de verbeteringen die alleen verandering in de hoedanigheid van deze toplaag teweegbrengen, b.v. verschraling met zand van elders, wordt in deze paragraaf ook aandacht besteed aan verbeteringen die naast de toplaag ook de dieper liggende lagen van het bodemprofiel veranderen. Voorbeelden zullen dit verduidelijken.

Tot de introductie van kunstmeststoffen, rond de eeuwwisseling, konden onze zandgronden alleen gewassen dragen als daarop ieder jaar stalmest werd aangebracht. Zo ontstonden onze *enkeerdgronden*, gekenmerkt door een humeus dek van 0,50 m of meer, resultaat van eeuwenlange bemesting. Dergelijke humeuze eerdlagen beschikken over vochthoudende eigenschappen en adsorberen plantenvoedende bestanddelen. Een tweede voorbeeld vormen de 'opgevaren' of *opgebaggerde gronden* (o.a. tuineerdgronden) in het westelijk deel van Nederland. Gronden werden verbeterd door deze gedurende eeuwen op te hogen met vruchtbare slootbagger, vaak gemengd met stalmest of stadscompost en duinzand.

In de *bollenstreek* (tussen Haarlem en Leiden) zijn over grote oppervlakten duinzandbovengronden vervangen door ondergrond. Dit werd gedaan door het zogenaamde diepdelven (spitten met de hand), diepploegen of ook wel diepspitten (met de dragline) of door omspuiten (met behulp van een zandzuiger). De maatregelen hadden tot doel de ziektekiemen uit de teellaag kwijt te raken of om de humeuze en te kleiige bovengrond te vervangen door zand.

Omgekeerd zijn op Texel, in de Wieringermeer en de Noordoostpolder en in Zeeland aanzienlijke oppervlakken *zand-opkleigronden* door diepe grondbewerking veranderd in lichte klei- en zavelgronden. De eerste twee hierbovengenoemde streken hechtten vooral betekenis aan deze bovengrondverbetering vanwege een aaltjesziekte in de suikerbieten (T-ziekte) die in zandige bovengrond wel, maar in zavel- en kleibovengrond niet voorkomt.

Uit het voorgaande blijkt dat toplaagverbetering vaak samengaat met een volledige verandering van het profiel. Het omspuiten van bollengronden kan zelfs tot diepten groter dan 10 m worden toegepast. Na de Tweede Wereldoorlog kwam het accent van toplaagverbetering gaandeweg steeds meer te liggen op recreatieterreinen: sport- en speelvelden en openbaar groen. Veel praktisch en wetenschappelijk onderzoek is daaraan besteed (Van Wijk, 1980; Segeren e.a., 1984).

21.6.2 Bewerkbaarheid

De bewerkbaarheid van de grond hangt nauw samen met de korrelgrootteverdeling en de vochtverdeling. Naarmate de bouwvoor een hoger kleigehalte heeft is deze moeilijker verkruimelbaar, vooral bij afwezigheid van kalk en organische stof (zie kader 21.24). Zware kleigronden hebben een uiterst smal vochttraject waarin ze goed verkruimelbaar zijn (tabel 38.11). Zijn ze natter, dan leidt bewerking tot vervloeien of versmeren; zijn ze droger dan vormen zich bij bewerking kluiten. Verbouw van bol-, knol- en wortelgewassen op deze gronden is moeilijk wegens problemen bij de zaai- en pootbedbereiding (kluitvorming), kieming en opkomst (droogliggen van zaad en knollen) en mechanisch oogsten (*oogstverliezen, veel tarra*). Verbetering van de bewerkbaarheid van een te zware bouwvoor kan worden verkregen door deze te vervangen door of te vermengen met lichtere lagen uit de ondergrond, of door opbrengen en vermengen met zand dat van elders is aangevoerd. De haalbaarheid van een dergelijke toplaagverschraling hangt af van de profielopbouw, voor zover het winning van schraal materiaal uit de ondergrond betreft en van beschikbaarheid (aankoop) en transportwijze en -afstand in het geval van schraal materiaal van elders. In het algemeen werkt verschraling niet opbrengstverhogend. Deze is alleen rendabel wanneer die leidt tot aanzienlijke kostenbesparing bij bewerking en oogst. De baten van kleiverschraling bleken zich gunstig te verhouden tot de kosten bij een bouwplan met veel aardappelen en bloembollen (Wind, 1969).

21.24 *Kader*

CONSISTENTIEWAARDEN OF ATTERBERGWAARDEN

Een grond is goed bewerkbaar wanneer ze gemakkelijk bij de bewerking wil verkruimelen en door het berijden en bewerken geen versmering of verdichting optreedt (Schneider, 1980: 9-15).

Het al of niet bewerkbaar zijn van een grond hangt af van de plastische toestand waarin de grond verkeert. Zand heeft geen plastische eigenschappen. Zandgronden zijn dan ook bijna altijd bewerkbaar. Materiaal met plastische eigenschappen is klei of leem: het is meer of minder vervormbaar of kneedbaar in afhankelijkheid van het vochtgehalte.

Met de Atterbergwaarden of consistentiewaarden is grond met plastische eigenschappen te karakteriseren; ze worden uitgedruk in het watergetal (*w*). Daarbij worden de volgende kenmerkende grenzen onderscheiden:

Vloeigrens: een v-vormige snede in een grondmassa in een schaaltje begint juist samen te vloeien wanneer het schaaltje van een hoogte van 1 cm een aantal keren op een vaste ondergrond valt.

Kleefgrens: de grond kleeft net niet meer aan een glad, metalen voorwerp. De cohesie, onderlinge samenhang tussen de gronddeeltjes is sterker dan de adhesie, de aanklevingskracht aan het metaal.

Uitrolgrens: uitrollen van draden van 3 mm dikte lukt juist niet meer, de draden breken.

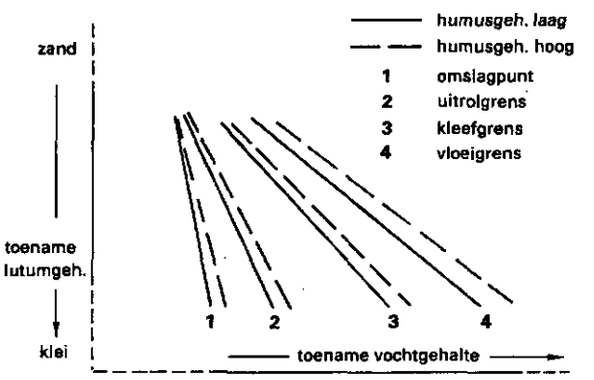
Omslagpunt: de donkere kleur van vochtige grond gaat over in een lichte kleur doordat vocht uit de capillairen verdampt en lucht in de poriën doordringt.

Bij de beoordeling van deze waarden moet er aan worden gedacht dat de bepalingen worden gedaan aan geroerde grond. In het veld is de bewerkbaarheid ook afhankelijk van de actuele structuur.

Behalve door de samenstelling wordt de vruchtbaarheid bepaald door de vochttoestand van de grond. In het voorjaar bepaalt het tijdstip van bewerken van de grond het tijdstip van zaaien en poten en daarmee de lengte van het groeiseizoen en in belangrijke mate ook de opbrengst. Weliswaar neemt de lengte van het groeiseizoen niet evenredig toe met het aantal dagen eerder zaaien maar er kan wel een extra opbrengst door worden verkregen.

Figuur 21.25 laat voor suikerbieten en zomergranen het verband zien tussen de relatieve opbrengstdaling en het aantal dagen *te laat zaaien*. Uit zaaitijdenproeven en waarnemingen op praktijkpercelen is gebleken dat over een reeks van jaren gezien, de optimale zaai/pootdatum voor zomergranen 1 maart is en voor suikerbieten en aardappelen 20 maart. Later zaaien zal in het algemeen opbrengstverlies betekenen. Hoe groot deze gemiddeld zal zijn is uit figuur 21.25 af te lezen. Als door te natte bodemomstandigheden bieten niet eerder dan bijvoorbeeld 30 april, dat is 40 dagen na optimale zaaidatum, gezaaid kunnen worden, dan kan een opbrengstdaling van ca. 18% worden verwacht.

In het najaar is de bewerkbaarheid van de grond van belang voor de *oogstbaarheid* van gewassen. De omstandigheden waarbij aardappelen en bieten worden geoogst, beïnvloeden enerzijds de kwaliteit (rooibeschadiging, veel tarra) en de hoeveelheid geoogst produkt (oogstverliezen) en anderzijds de bedrijfsvoering via de 'arbeidsfilm' en de in te zetten machines.



De Atterbergwaarden schematisch, in afhankelijkheid van textuur, vochtgehalte en humusgehalte.

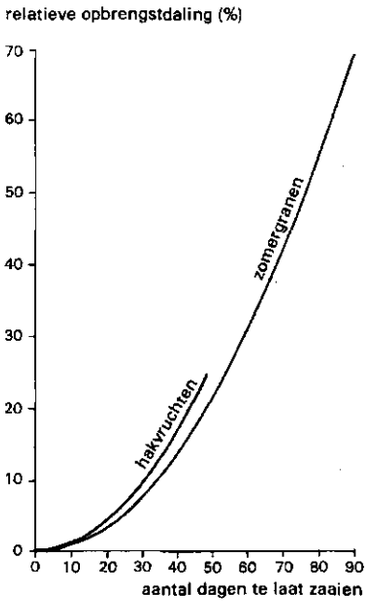
De twee voornaamste factoren waar de consistentiewaarden van afhangen zijn:

1. Korrelgrootteverdeling: de waarden liggen hoger wanneer de fijnheid toeneemt.
2. Humusgehalte: toename van humusgehalte geeft hogere waarden.

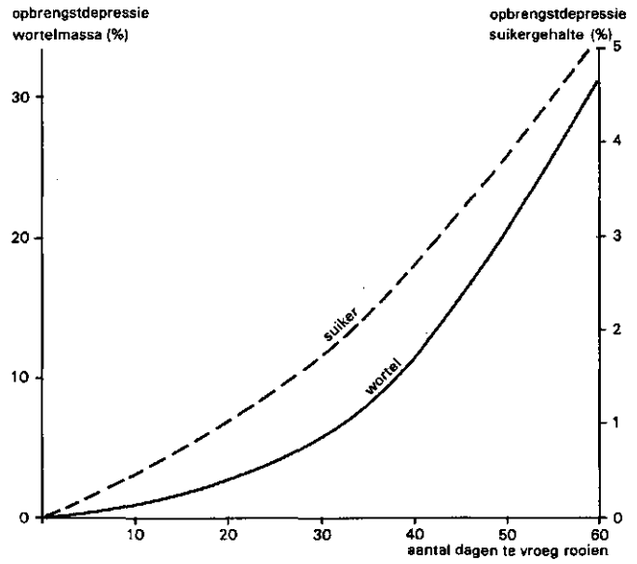
Naast de kenmerkende grenzen, zoals hierboven beschreven onderscheidt men nog de bewerkbaarheid (kleefgrens min uitrolgrens), veel gehanteerd in de keramische industrie en de *plasticiteitsindex* (vloeigrens min uitrolgrens). Hoe kleiner de plasticiteitsindex, des te slempgevoeliger is het materiaal.

N.B. De *bewerkbaarheid* voor klei als keramische grondstof verschilt van die voor de landbouw (resp. boven en beneden de uitrolgrens).

De Atterbergwaarden worden vaak gebruikt in de civiele techniek. In de landbouw is het gebruik beperkt tot het bodemkundige onderzoek (Van der Meer & Willet, 1969).



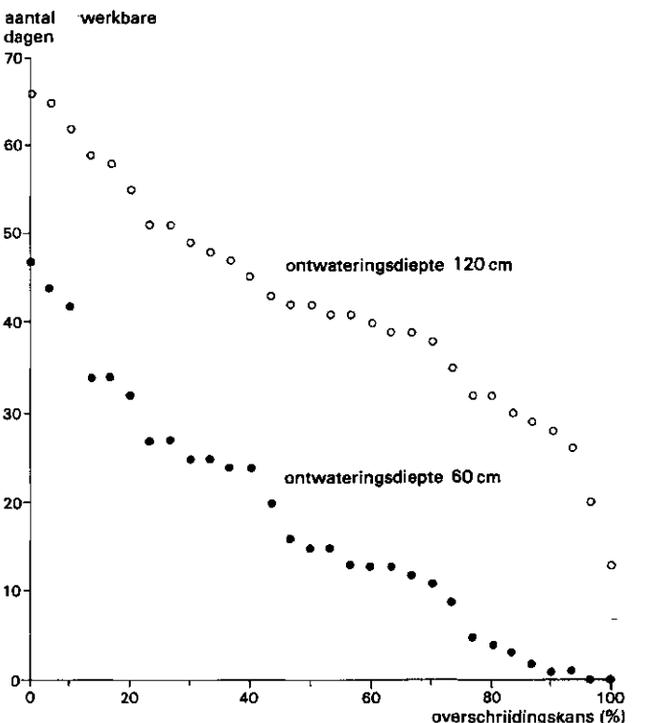
21.25 *Figuur*
Relatieve opbrengstdaling bij hakvruchten en zomergranen als gevolg van het aantal dagen te laat zaaien (naar Van Wijk & Feddes, 1975: 8).



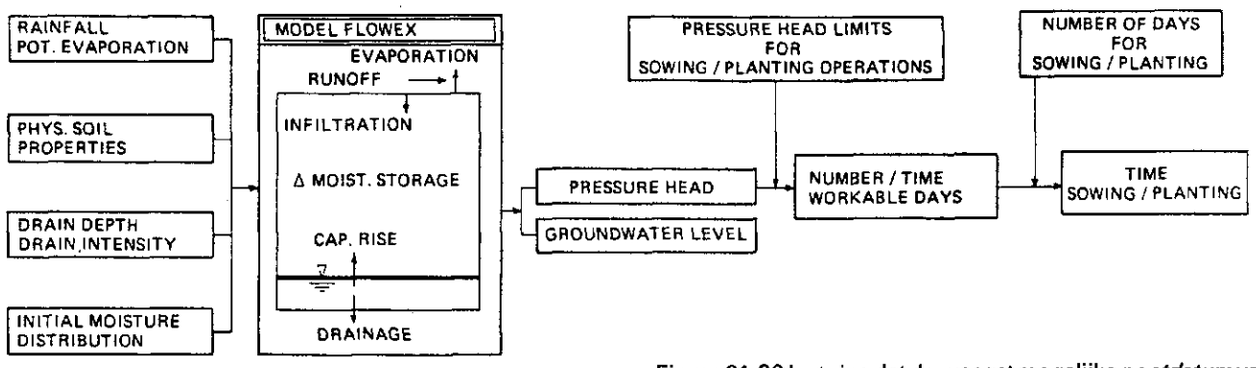
21.26 *Figuur*
Relatieve opbrengstdaling bij suikerbieten als gevolg van het aantal dagen te vroeg rooien. De opbrengst bij oogsten op 30 oktober is op 100% gesteld (naar Van den Hil, 1975: 9).

Op meer oogstzekere gronden, d.w.z. gronden die tot diep in het najaar bewerkbaar blijven, kan daarnaast nog de rooidatum van suikerbieten met minder risico naar een later tijdstip worden verschoven.
Figuur 21.26 laat zien dat *verlenging van het groeiseizoen* tot een aanzienlijk hogere opbrengst kan leiden. Op natte gronden zal men, vanwege het gevaar van een slechte bewerkbaarheid, in het algemeen vroeg rooien. Rooien op 15 september in plaats van op 30 oktober geeft gemiddeld een opbrengstverlies van 15% voor suikerbieten.
Omdat verbetering van de bewerkbaarheid door toplaagverschraling voor akkerbouw economisch niet haalbaar is, richt zich de aandacht de laatste jaren op verbetering van de bewerkbaarheid door *beïnvloeding van het vochtgehalte* van de bouwvoor met behulp van de ontwatering. Door het beschikbaar komen van *modellen* waarmee de stroming van water in het onverzadigde deel van de bodem kan worden gesimuleerd is het mogelijk geworden om voor verschillende gronden te onderzoeken, wat het effect is van ontwatering (draindiepte en -afstand), op het vochtgehalte in de bouwvoor bij werkelijk voorkomende neerslagen. Wanneer bekend is bij welk vochtgehalte of welke drukhoogte van het bodemvocht een bepaalde grond in het voorjaar bewerkbaar is voor het zaaien/poten van graan, bieten of aardappelen, dan kan met behulp van het model van dag tot dag het vochtgehalte of bodemvochtdrukhoogteverloop vastgesteld worden. Het aantal en tijdstip van de werkbare dagen kan daaruit worden afgeleid. Dit levert het tijdstip van zaaien of poten. Deze werkwijze is schematisch weergegeven in figuur 21.27.

Volgens de werkwijze, gegeven in figuur 21.27, zijn door Van Wijk & Buitendijk (1987) voor elk afzonderlijk jaar uit de periode 1951-1982 het aantal dagen tussen 20 maart en 31 mei berekend waarop een lichte zavelgrond geschikt is om aardappelen te poten. Dit is gedaan voor draindiepten van 60 en 120 cm (figuur 21.28).
In figuur 21.28 zijn deze 30 jaren zodanig gerangschikt dat het jaar met het grootste respectievelijk kleinste aantal *werkbare dagen* uiterst links respectievelijk rechts ligt. Bij een drainagediepte van 60 cm komen er jaren zonder werkbare dagen vóór eind mei voor. Door de drainagediepte van 60 naar 120 cm te vergroten neemt het aantal werkbare dagen aanzienlijk toe. In het meest natte jaar is er een kans van 100% op 12 of meer werkbare dagen tussen 20 maart en 31 mei. Voor een



21.28 *Figuur*
De kans dat er tussen 20 maart en 31 mei in de afzonderlijke jaren in de periode 1952-1981 een aantal werkbare dagen wordt overschreden op een lichte zavelgrond met een ontwateringsdiepte van 60 respectievelijk 120 cm beneden maaiveld. Een werkbare dag is hier gedefinieerd als een dag met zodanige vochtomstandigheden in de bovenste 10 cm van de bouwvoor dat een pootbed van goede kwaliteit kan worden gemaakt (naar Van Wijk & Buitendijk, 1987: 4).



21.27 *Figuur*

Rekenschema voor berekening van de invloed van weersomstandigheden, bodemgesteldheid en ontwatering op zaai- en planttijd (naar Van Wijk & Buitendijk, 1987: 2).

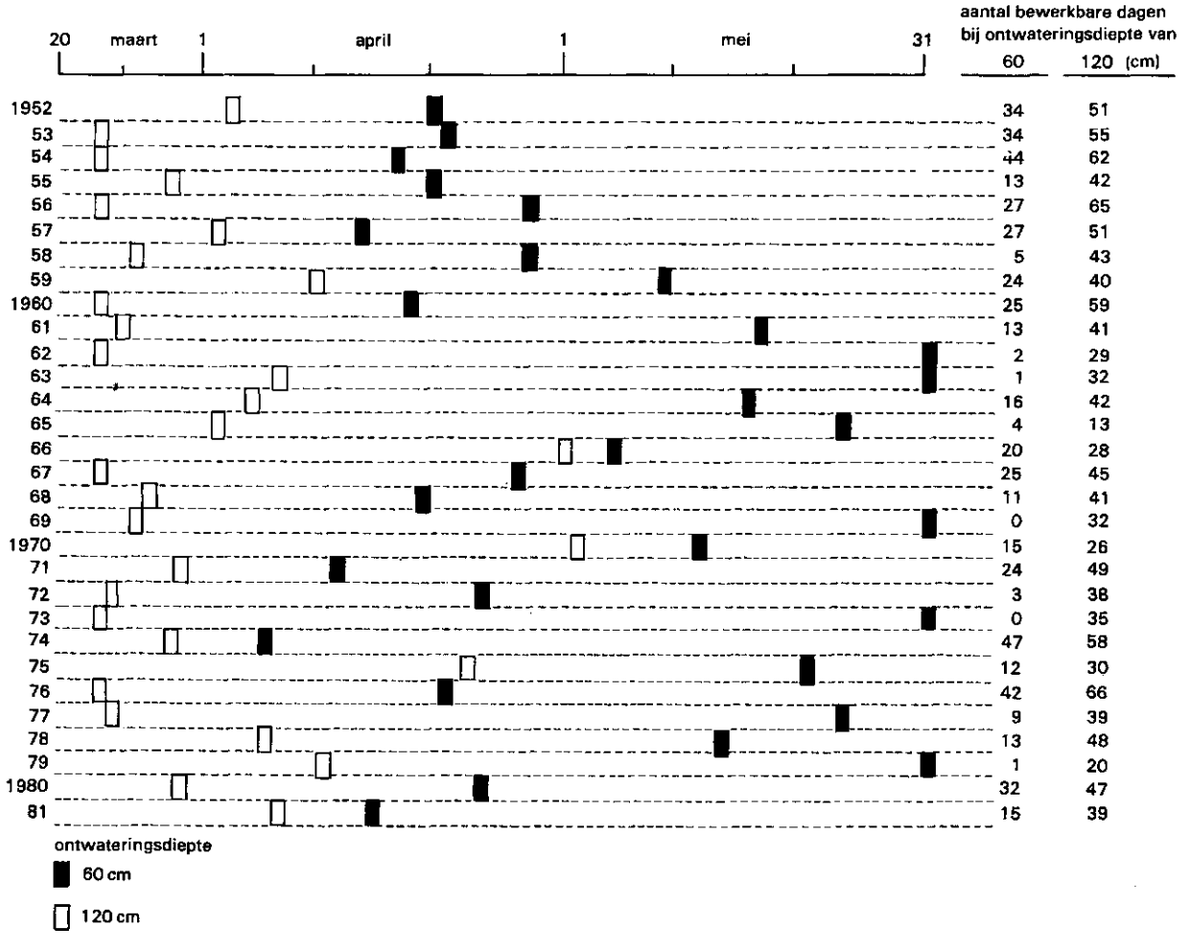
boer is echter niet zozeer het aantal werkbare dagen van belang alswel het tijdstip van voorkomen en de verdeling ervan over het voorjaar. Deze kunnen ook uit het van dag tot dag gesimuleerde vochtverloop in de bouwvoor worden afgeleid. Op basis hiervan geeft figuur 21.29 de vroegst mogelijke pootdatum van aardappelen na 20 maart over de periode 1952-1981 voor een lichte zavelgrond met een drainage op 60 en 120 cm. Voor het vaststellen van de pootdatum is verondersteld dat de boer steeds de eerst voorkomende werkbare dagen na 20 maart benut dat hij 4 dagen voor het poten nodig heeft.

Figuur 21.29 laat zien dat de vroegst mogelijke *pootdatum* van jaar tot jaar sterk kan verschillen. Bovendien blijkt dat op een goed gedraineerde grond aanmerkelijk vroeger gepoot kan worden dan op een slecht ontwaterde grond. In vijf van de 30 jaar kunnen op deze lichte zavelgrond bij een ontwateringsdiepte van 60 cm de pootwerkzaamheden niet goed worden uitgevoerd voor eind mei.

Vaststelling van het effect van verschillen in pootdatum, zoals die in figuur 21.29 naar voren komen, op de opbrengst kan niet zonder ook de andere gewasgroeifactoren en hun variabiliteit over de jaren in beschouwing te nemen. Zo kan het voor-

21.29 *Figuur*

De vroegst mogelijke pootdatum van aardappelen en het totaal aantal voor poten geschikte dagen tussen 20 maart en 31 mei, per jaar voor de periode 1952-1981, voor een lichte zavelgrond bij een ontwateringsdiepte van 60 respectievelijk 120 cm beneden maaiveld (naar Van Wijk & Buitendijk, 1987: 5).



deel van een vroege pootdatum teniet worden gedaan door een late opkomstdatum vanwege lage temperaturen of natte omstandigheden tijdens de kieming of door vochttekorten tijdens het volgend groeiseizoen. Aan de in figuur 21.27 gegeven werkwijze gaven Van Wijk & Feddes (1986) een uitbreiding, zodat een model ontstond dat in vervolg op de voorspelling van de zaai/pootdatum ook kiemingsduur, opkomst, verdamping, groei en droge-stofproduktie van gewassen voorspelt in afhankelijkheid van bodemeigenschappen, ontwatering en actuele klimaatsgegevens. Tabel 21.30 laat resultaten van deze modelaanpak zien voor de lichte zavelgrond uit de figuren 21.28 en 21.29 en een plaatgrond (40 cm klei op zeer lichte zavel), elk bij 5 verschillende sloot- of polderpeilen. De tabel geeft relatieve opbrengsten van aardappelen berekend over 30 jaar (1952-1981). De kolom *'voorjaarseffect'* brengt de opbrengstreductie ten gevolge van het tijdstip van bewerken en poten in beeld. Om opbrengstreducties ten gevolge van onvoldoende bewerkbaarheid en laat poten te voorkomen moet voor beide gronden gestreefd worden naar een ontwateringsdiepte van 150 cm. Voor een optimale vochtvoorziening tijdens het groeiseizoen is een geringere ontwateringsdiepte nodig (kolom *'zomereffect'*). Vermenigvuldiging van voorjaars- en zomereffect geeft het totaal effect. Dit laat zien dat de optimale ontwateringsdiepte, waarbij zo goed mogelijk met zowel de bewerkbaarheid in het voorjaar als met de vochtvoorziening in het groeiseizoen rekening wordt gehouden, ligt bij 120 cm.

21.30 *Tabel*

Gemiddelden over 30 jaar van de relatieve opbrengsten van aardappelen, opgesplitst in effect van drooglegging in het voorjaar, het groeiseizoen en het totale effect bij vijf ontwateringsdiepten voor een lichte zavel- en een plaatgrond (naar Van Wijk & Feddes, 1986: 289).

Ontwateringsdiepte* (cm)	Relatieve opbrengsten (%)		
	voorjaarseffect	zomereffect	totaal effect
Lichte zavelgrond			
60	83	97	81
90	92	95	87
120	98	94	92
150	100	90	90
180	100	87	87
Plaatgrond			
60	93	92	87
90	96	90	86
120	99	88	87
150	100	85	85
180	100	81	81

* Ontwateringsdiepte = slootpeil in poldergebieden of ontwateringsbasis buiten poldergebieden.

21.7 DRAAGKRACHT VAN DE TOPLAAG

21.7.1 Inleiding

Of het draagvermogen van de zodelaag van grasland of de toplaag van een sportveld voldoende is, hangt af van de drukken die erop worden uitgeoefend. Koeien wegen ongeveer 600 kg. Bij het lopen gebruiken ze twee hoeven met een gezamenlijke oppervlakte van ca. 150 cm². De druk die een koe uitoefent is dus ongeveer 4 kgf/cm² = 0,4 MPa. De druk die een trekker uitoefent is ongeveer 0,1 MPa. Een voetballer draagt schoenen met 6 noppen onder elke schoen, 4 onder de zool en 2 onder de hak. Het topoppervlak van een nop is ongeveer 1,2 cm². Wanneer een 75 kg wegende voetballer bij het lopen zijn massa laat rusten op vier noppen onder één van zijn schoenen dan is de contactoppervlakte 4,8 cm² en oefent hij een druk van ongeveer 1,5 MPa uit. Tijdens het spelen kan deze druk aanzienlijk hoger zijn als gevolg van de mechanische belasting. Bij voldoende draagkracht neemt de zode- of toplaag de uitgeoefende drukken op, zonder daarbij ernstig te vervormen.
De mechanische sterkte van de zodelaag kan ondermeer worden gemeten met een sondeerapparaat of *penetrometer* (zie de figuren 21.79 en 17.29). Bij een indringingsweerstand van minder dan 0,5 MPa wordt de zode bij beweiding kapot getrapt. Bij 0,5 tot 0,7 MPa is de zode gevoelig voor vertrapping. Bij 0,6 MPa is de draagkracht voldoende en vanaf 0,7 en hoger goed. Deze grenswaarden zijn vastgesteld met een penetrometer met een conus met een basisoppervlakte van 5 cm² en een tophoek van 60. Vaak wordt een conus toegepast met een basisoppervlakte van 1 cm² en een tophoek van 60. Voor omrekening van indringingsweerstanden gemeten met een conus van 5 cm² naar die van 1 cm² moeten de waarden van de conus van 5 cm² vermenigvuldigd worden met een factor 1,44 (Beuving, 1981). Voor de bespeelbaarheid van sportvelden is gevonden dat bij een indringingsweerstand van 1,4 MPa (gemeten met een conus van 1 cm²) geen vervorming van de toplaag optreedt op de meest intensief bespeelde plaatsen (middenveld). Om beschadiging van de toplaag op minder intensief bespeelde plaatsen (zijkanten) te voorkomen, moet daar de indringingsweerstand van de toplaag tenminste 1,0 MPa zijn.

Naast de penetrometer zijn enkele andere apparaten ontworpen en uitgeprobeerd om de mechanische sterkte van de zode- of toplaag te meten. Op sportvelden wordt veel gebruik gemaakt van de *'hakmethode'* (Boekel, 1979). Hoewel deze methode vrij grof is bezit deze het voordeel dat snel op veel plekken in korte tijd een indruk van de sterkte van de grond kan worden verkregen, vooral wanneer dit steeds door eenzelfde deskundige persoon gebeurt. Van Wijk (1980) vond goede overeenstemming tussen meetresultaten verkregen met de penetrometer en met een *afschuifweerstandsmeter* (vin-apparaat). Het Instituut voor Bodemvruchtbaarheid ontwikkelde een zogenaamde IB-afschuifweerstandsmeter (Mes & Pot, 1984). Dit apparaat bleek ook goed te voldoen.
Beide systemen (penetrometer, schuifweerstandsmeter) geven een gemengd resultaat voor zowel de cohesie als voor de afschuifweerstand van de toplaag.

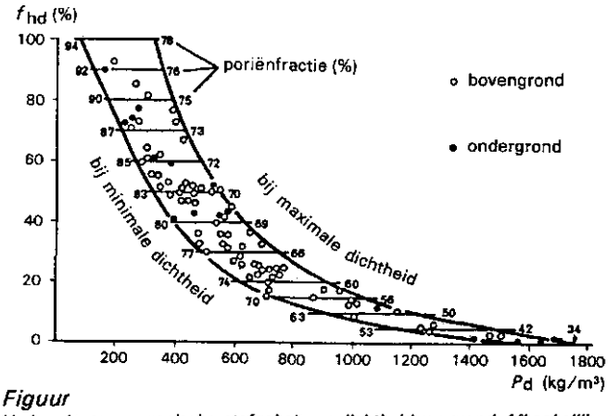
De belangrijkste factoren die de mechanische sterkte van de zodelaag bepalen zijn:
- *dichtheid (volumieke massa);*
- *drukhoogte van het bodemvocht;*
- *organische-stofgehalte;*
- *lutumgehalte;*
- *aard van de grasmat.*

Deze gaan we nu achtereenvolgens bespreken.

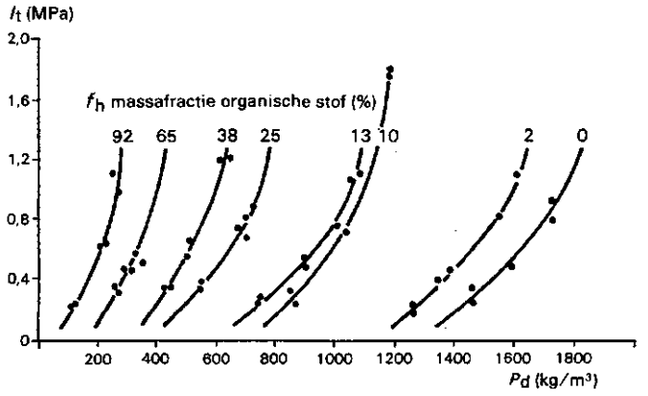
21.7.2 Dichtheid

Naarmate de bodemdeeltjes in een dichtere pakking liggen (dus de grond een hogere dichtheid bezit) zal het moeilijker zijn ze ten opzichte van elkaar te verschuiven. Een hogere dichtheid moet dus gepaard gaan met een hogere mechanische weerstand. Nu is de dichtheid onder meer afhankelijk van het organische-stofgehalte van de grond. Een grond met veel organische stof (b.v. veen) heeft een lage dichtheid en een grond met weinig organische stof (b.v. zand) heeft een hoge dichtheid. Wanneer we te doen hebben met gronden met een verschillend organische-stofgehalte mogen we de mate van verdichting van deze gronden niet vergelijken op basis van de dichtheden. Dit wordt geïllustreerd door figuur 21.31.

Een veengrond met 80% organische stof heeft in de meest losse veldtoestand een dichtheid van 200 kg/m³ en in de meest dichte veldtoestand een dichtheid van 400 kg/m³ en een zand met 0% organische stof varieert in dichtheid tussen ongeveer 1500 en 1800 kg/m³.



21.31 *Figuur*
Verband tussen organische-stofgehalte en dichtheid van grond. Afhankelijk van het organische-stofgehalte varieert de poriënfractie resp. de dichtheid binnen zekere grenzen. De meest losse, natuurlijke toestand is aangeduid als minimale dichtheid, de meest dichte natuurlijke toestand als maximale dichtheid (naar Schothorst, 1968: B3).

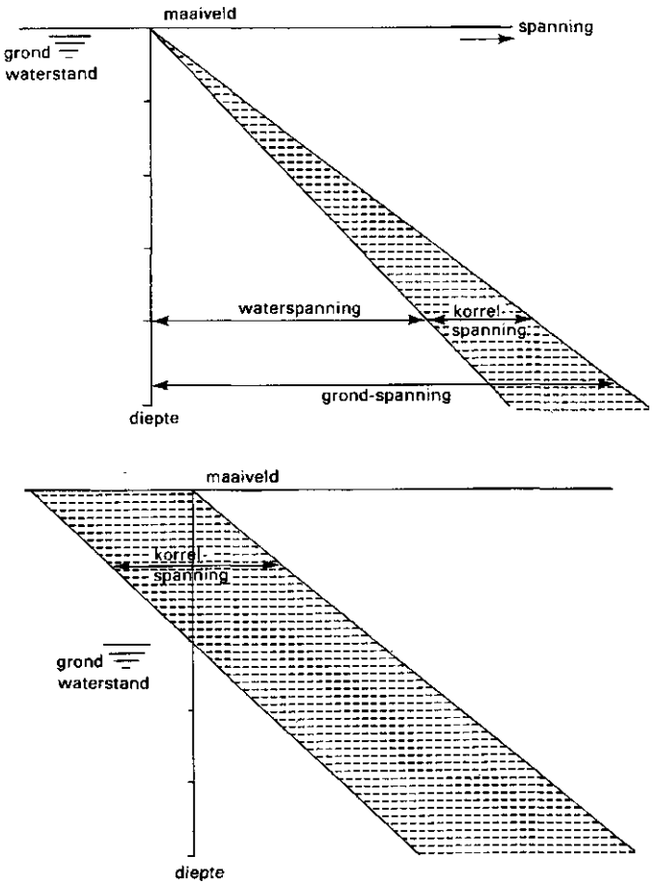


21.32 *Figuur*
Verband tussen indringingsweerstand (I_t) en dichtheid van de stoofdroge grond bij een drukhoogte van het bodemvocht h = –100 cm (naar Schothorst, 1968: B5).

Uit figuur 21.32 blijkt dat de indringingsweerstand vooral bepaald wordt door de *mate van verdichting*. Een veengrond met 92% organische stof heeft bij een dichtheid van 100 kg/m³ een indringingsweerstand van 0,2 MPa en bij 280 kg/m³ een van 1,0 MPa. Dezelfde indringingsweerstanden worden bij een zand met 0% organische stof gevonden bij dichtheden van 1400 en 1740 kg/m³. Een veengrond (92% organische stof) met een dichtheid van 280 kg/m³ heeft dus een gelijke mechanische sterkte als een humusarme zandgrond met een dichtheid van 1740 kg/m³. Verdichting is dus een maatregel om de draagkracht te vergroten. Een hogere dichtheid kan worden bereikt door belasten (rollen) en bij venige en kleiige gronden ook door indroging (krimp van het bodemskelet). Bij indroging neemt het aantal grotere poriën toe (scheuring). Dit betekent een toename van de doorlatendheid, doch veelal een afname van het vochthoudend vermogen. Bij belasting verdwijnen juist de grotere poriën zonder dat het vochthoudend vermogen afneemt. Extreme vormen van deze twee processen moeten worden voorkomen. Behalve aan de stevigheid moeten immers ook aan de vocht- en luchthuishouding zekere eisen gesteld worden.

21.7.3 Drukhoogte van het bodemvocht

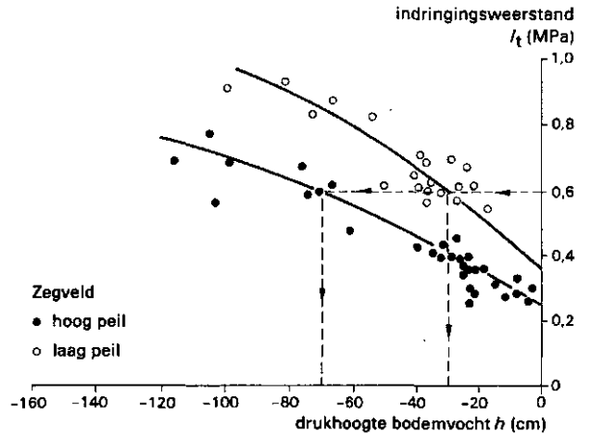
Bodemdeeltjes worden door een aantal krachten naar elkaar toegetrokken zoals London-Van der Waalskrachten en elektrische krachten (zie kader 21.2). In de capillaire zone, waarmee we in de toplaag meestal te maken hebben is het echter vooral de vochtspanning die aan de losse gronddeeltjes hun onderling verband geeft. Hoe hoger boven de grondwaterspiegel des te groter is de absolute waarde van de waterspanning ($-p_w$) en des te krachtiger worden de gronddeeltjes tegen elkaar getrokken, ofwel des te hoger de korrelspanning (vergelijk figuur 20.12).



21.33 *Figuur*
Korrelspanningen bij verschillende grondwaterstanden.

Volgens een grondmechanische wet is de *korrelspanning* gelijk aan grondspanning min waterspanning (20.15). Bij een grondwaterstand ter hoogte van het maaiveld is de korrelspanning $\sigma_k = 0$ (linker figuur). Wordt de grondwaterstand verlaagd (rechter figuur) dan neemt de korrelspanning en dus de mechanische stevigheid van de grond op maaiveldhoogte evenredig met de grondwaterstandsverlaging toe. Relatief kleine veranderingen in drukhoogte kunnen daardoor van grote invloed zijn op de mechanische sterkte van de zodelaag (waterspanning en drukhoogte zijn beide een maat voor de energietoestand van het bodemvocht, zie 9.35).

Figuur 21.34 laat zien hoe de indringingsweerstand van de zodelaag van veengrasland afneemt bij toenemende drukhoogte van het bodemvocht (minder negatief worden van h). De waarnemingen stammen van twee percelen met identieke zodelaag en profielopbouw, maar liggend bij slootpeilen van 25 respectievelijk 70 cm beneden maaiveld. De spreiding van de punten rond de lijnen wordt verklaard door kleine variaties in dichtheid van de grond en in grassamenstelling binnen de percelen. Op percelen met diepere peilen is de draagkracht bij gelijke natheid (h) van de zode hoger dan op percelen met een ondiep peil Dit is een gevolg van een sterkere krimp van de grond bij een dieper peil waardoor de *dichtheid* van de zo-



21.34 *Figuur*
Relatie tussen indringingsweerstand (l_t) en drukhoogte van het bodemvocht (h) in de zodelaag van ondiep (25 cm) en diep (70 cm) ontwaterd veengrasland. De stippellijnen geven de drukhoogte van het bodemvocht waarbij de zode voldoende draagkrachtig (0,6 MPa) is voor beweiden en berijden (naar Van Wijk, 1984: 291).

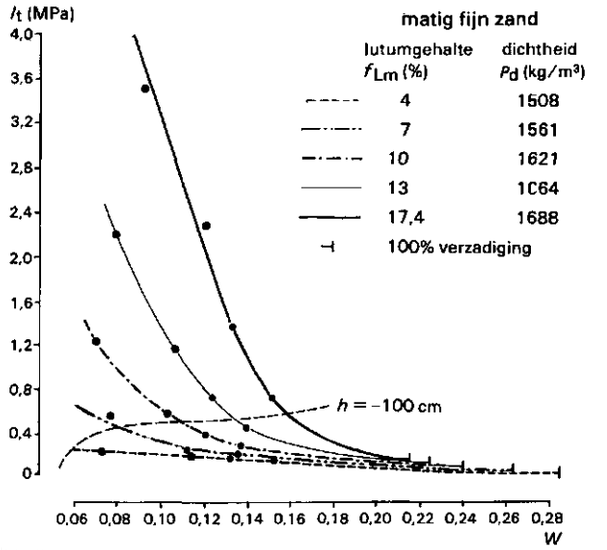
delaag wat hoger is. Deze hogere dichtheid heeft tot gevolg dat een draagkracht van 0,6 MPa bij het diepere peil al bereikt wordt bij een h = –30 cm, dus bij nattere omstandigheden dan bij hoog peil waar de zodelaag voor het bereiken van l_t = 0,6 MPa moet drogen tot h = –70 cm. Dit gevoelige samenspel tussen dichtheid en drukhoogte van het bodemvocht enerzijds en de draagkracht anderzijds leidt ertoe dat de slecht ontwaterde grond vanwege de geringere dichtheid van de zodelaag aanzienlijk droger moet zijn om aan een draagkracht van 0,6 MPa te voldoen dan een goed ontwaterde grond. De laatste zal vanwege zijn betere ontwatering veel eerder in het voorjaar de kritische grenswaarde van h = –30 cm en daarmee voldoende draagkracht halen dan de ondiep ontwaterde grond is gedroogd tot h = –70 cm.
Uit figuur 21.34 blijkt dat relatief kleine veranderingen in drukhoogte van het bodemvocht tot grote verschillen in draagkracht kunnen leiden. Dit wordt ook gevonden voor de draagkracht/stevigheid van sportvelden: zie 21.9.2 en figuur 21.47.

21.7.4 Organische-stofgehalte

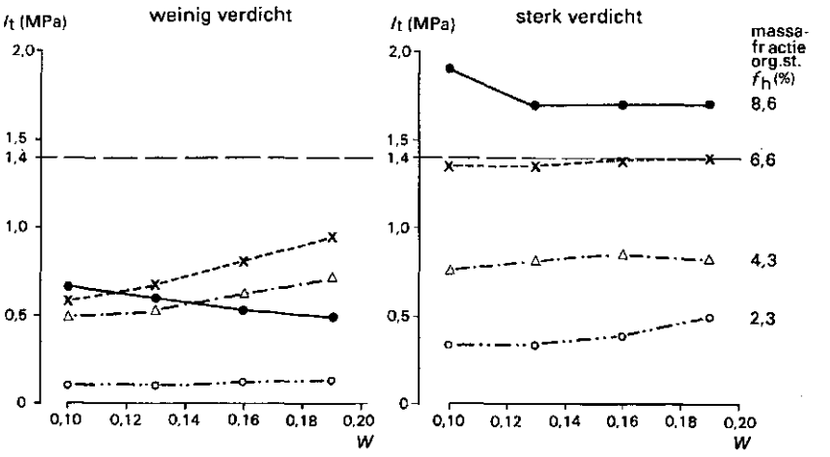
Venige gronden staan bekend als weinig draagkrachtig en zandgronden als goed draagkrachtig. Uit figuur 21.32 blijkt dat veengronden, mits voldoende verdicht, toch voldoende draagkracht hebben. In de praktijk hebben veengronden in het algemeen een minder goede ontwatering, zijn daardoor minder ingedroogd en gerijpt en hebben als gevolg een geringe dichtheid. Uitgesproken voorbeelden van dichte en stevige veengronden zijn de zgn. 'irreversibel' ingedroogde veengronden. We gaan hier voorbij aan de typische gebreken van deze gronden ten aanzien van de grasgroei. Zelfs wanneer deze tijdelijk onder water gebracht worden, bezitten ze dezelfde draagkracht als een bezande veengrond of een matig humeuze zandgrond. Voor voldoende draagkracht behoeft een veengrond gelukkig niet tot extreme indroging te komen. Een gemiddelde *grondwaterstandsdiepte* van 60 cm blijkt voldoende om de vereiste dichtheid en draagkracht te kunnen bereiken.
Een toplaag met weinig organische stof kan schraal en weinig stabiel zijn. Dit verschijnsel doet zich nog al eens voor op sportvelden. Frequente bespeling van een *schrale toplaag*, vooral onder droge omstandigheden, kan tot ernstige beschadiging van de toplaag leiden. Enkele procenten meer organische stof en verdichting kunnen de stabiliteit en mechanische sterkte van schraal zand aanzienlijk bevorderen, zoals uit figuur 21.35 blijkt.
De invloed van verdichting op de indringingsweerstand is bij hetzelfde vochtgehalte groter naarmate het zand meer humus bevat, ondanks het feit dat de dichtheid bij het toenemen van het humusgehalte afneemt. Uit de figuur valt af te lezen dat verdichting, in combinatie met een toename van het organische-stofgehalte, de indringingsweerstand sterk doet stijgen. Het vochtgehalte heeft veel minder invloed. Dit geldt voor humusgehalten tot 9%. Toename van het humusgehalte gaat echter ook gepaard met een afname van de doorlatendheid. Dit kan voor de draagkracht te natte bodemomstandigheden met zich meebrengen. Op de gevolgen van enerzijds de toename van humusgehalte en dichtheid en anderzijds de afname van de doorlatendheid voor de bespeelbaarheid van sportvelden wordt in § 21.9 teruggekomen.

21.7.5 Lutumgehalte

Zware kleigronden (= met een hoog lutumgehalte, zie figuur 5.33) zijn in ons land overwegend in gebruik als grasland. De Dollardpolders en een deel van de zuidelijke IJsselmeerpolders vormen een uitzondering op deze regel. De ontwatering van kleigraslanden is niet altijd optimaal.
Kleigrasland staat niet bekend als erg vertrappingsgevoelig. Dit komt omdat het weideseizoen grotendeels samenvalt met de periode met een verdampingsoverschot. Zo gauw een lutumhoudende zode ook maar iets opdroogt neemt de mechanische sterkte toe dankzij de toenemende cohesie (zie figuur 21.36). Bovendien krimpen zware kleigronden sterk bij indrogen, waardoor de dichtheid toeneemt. Onder droge omstandigheden kunnen kleigronden daardoor zeer hard worden en scheuren. Door de *scheuren* wordt de neerslag grotendeels naar de ondergrond afgevoerd zonder de bovengrond sterk te bevochtigen. Onder natte omstandigheden (winter) zwellen de scheuren weer (grotendeels) dicht en neemt de doorlatendheid af. We zien ook in figuur 21.36 dat onder natte omstandigheden lutum weinig bijdraagt aan de mechanische sterkte of draagkracht (het gebied rechts van de streeplijn; h = –100 cm). In het voorjaar is de natte en gezwollen boven-



21.36 *Figuur*
Het verband tussen indringingsweerstand l_t en watergetal w bij verschillende lutumgehalten. Het gebied van vochtgehalten, dat tijdens het grootste deel van het speelseizoen van sportvelden overweegt, wordt aan de bovenzijde begrensd door de bodemvochtdrukhoogtelijn h = –100 cm (naar Beuving, 1979: 20).



21.35 *Figuur*

Het verband tussen indringingsweerstand l_t en watergetal w bij verschillende organische-stofgehalten en verdichtingen (naar Beuving, 1979: 23).

grond het minst draagkrachtig. Bij een goede ontwatering zal de draagkracht echter snel toenemen bij het eerste verdampingsoverschot (ongeveer maart-april). In tegenstelling tot grasland, worden sportvelden juist wel in het natte jaargetijde gebruikt. Het vochtgehalte van de toplaag fluctueert dan juist in het gebied, waarin lutum nauwelijks bijdraagt aan de mechanische sterkte (zie figuur 21.36).

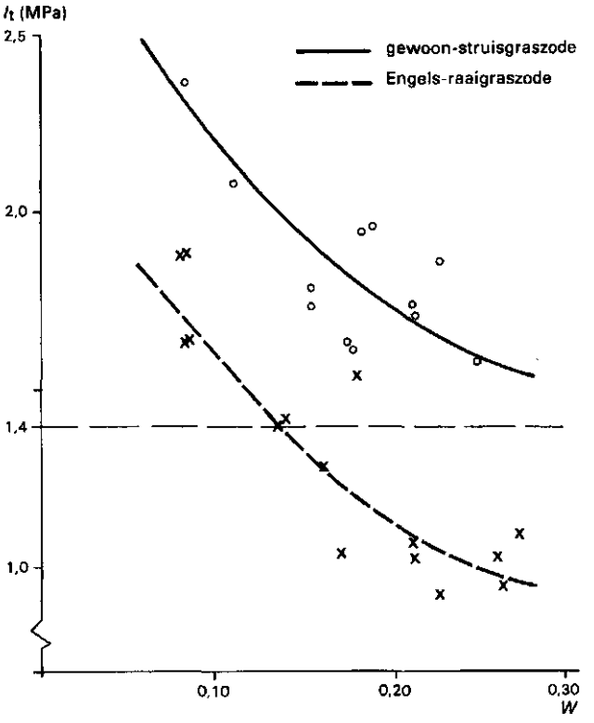
Bij hogere lutumgehalten is de toplaag plastisch en glad en is de doorlatendheid laag, zodat bij sportvelden gestreefd moet worden naar een *zo laag mogelijk lutumgehalte* in de zandige toplaag, zoals gedemonstreerd in figuur 21.36.

21.7.6 Grasmat

Bedrijfsintensivering op grasland heeft tot gevolg, dat door ontwatering en zwaardere stikstofbemesting een wijziging in de botanische samenstelling van de grasmat optreedt. Struisgras en roodzwenkgras, die een viltige zode vormen, worden vervangen door pollenvormend Engels raaigras. Hierdoor ontstaat een zode met een minder sterk verband, met als gevolg minder draagkracht. Uit metingen op een rassenproefveld op zandgrond bleek dat de extra bijdrage aan de draagkracht die een *viltige zode* levert, in de orde van 0,6 MPa ligt.

Ondanks de geringere bijdrage aan de draagkracht dan viltvormende grassen, heeft Engels raaigras algemeen de voorkeur op grasland vanwege zijn hoge produktiviteit en voedingswaarde en op sportvelden vanwege zijn goede betredingsresistentie.

Meer nog dan de bovengrondse delen leveren de *graswortels* een bijdrage aan de mechanische sterkte van de zode- of toplaag. In figuur 21.37 is het verband gegeven tussen indringingsweerstand en drukhoogte van het bodemvocht voor zandige toplagen met verschillende zoden. Duidelijk valt de invloed van de wortelmat op de indringingsweerstand te zien. Dit laat zich verklaren door het feit, dat het bodemmateriaal rond de indringende conus zich pas laat verplaatsen als de wortels afgescheurd worden. Uit Duits onderzoek blijkt dat voor het afscheuren van een Engels-raaigraswortel met een diameter van 0,2 mm een kracht nodig is van 290 gram-force (2,9 N). Bij een hoge bewortelingsintensiteit en voldoende dichtheid van het bodemmateriaal zijn dan ook grote krachten nodig om de toplaag te vervormen. Door de wapening van de toplaag door de wortels verkrijgt de toplaag de voor bespeling vereiste stevigheid van tenminste 1,4 MPa. Voorkomen moet echter worden dat door te frequente bespeling de wortelmassa in de bovenste cm's te sterk wordt uitgedund. Dit gebeurt nog al eens op trainingsvelden. Het verdwijnen van de wortelmassa heeft tot gevolg dat de toplaag ontoelaatbaar verdicht wordt.



21.37 *Figuur*

Verband tussen indringingsweerstand l_t en watergetal w van een zandgrond met een viltige, gewoon struisgraszode en een Engels-raaigraszode.

21.38 *Vragen*

a. Welke maatregelen zouden moeten worden toegepast om een losgepakte stuifzandgrond met een Gt VI geschikt te maken voor gebruik als sportveld?

b. Een zwaar kleiprofiel, Gt I, is in het voorjaar sterk vertrappingsgevoelig. Het resultaat is dat pas in mei vee kan worden toegelaten. Welke maatregelen kunnen leiden tot een vroegere beweiding?

c. Een sportveld is aangelegd volgens ideale ontwerpcriteria: een goede ontwatering en een draagkrachtige toplaag, bestaande uit humeus, matig fijn zand. Door bespeling zijn delen van het veld (middenveld, doelgebieden) kaal geworden. Het speelseizoen is pas half voorbij. Welke maatregelen moeten worden genomen?

21.8 DRAAGKRACHT BIJ GRASLAND

21.8.1 Inleiding

De *draagkracht van grasland is van grote betekenis voor* de intensivering en mechanisatie van het weidebedrijf. In het voorjaar is de draagkracht bepalend voor het tijdstip van de stikstofbemesting en het uitrijden van mest. Waar dit niet tijdig kan gebeuren begint het gras later te groeien en vangt het weideseizoen later aan. Geringe draagkracht leidt tot beperkingen van de mestafvoer en vergt daardoor een grotere mestopslagcapaciteit. Een geringe draagkracht in de zomer veroorzaakt beweidingsverliezen (door vertrapping van gras) en verliezen bij de ruwvoederwinning door geringe berijdbaarheid. Op natte, weinig draagkrachtige gronden zijn deze verliezen circa 8 tot 10% hoger dan op beter draagkrachtige gronden. In het najaar bepaalt de draagkracht tevens de lengte van het weideseizoen. Verbetering van de draagkracht wordt in de praktijk op verschillende manieren nagestreefd en wel door:

- verlaging van het organische-stofgehalte van de zodelaag door bezanden of door verschralen (zie 21.8.2);
- verlaging van het vochtgehalte en verhoging van de dichtheid van de zodelaag door ontwatering.

21.8.2 Bezanden en verschralen

Humusarm zand, vastgelegd door wortels, heeft een grote stevigheid. Vandaar dat in de praktijk te humeuze of te kleiige zodelagen nogal eens bezand of verschraald worden. Bij bezanden wordt een laagje zand op de bestaande bovengrond gebracht. Bezanden wordt meestal uitgevoerd met een *bezandingsmachine* of grondvijzel die het zand van onder veendikten tot 4 meter kan opvijzelen en over het land uitspreidt (figuur 21.61). Bij ondiepe veengronden en humeuze gronden wordt zodeverschraling bereikt door het *opploegen* van zand uit de ondergrond (veel toegepast in de Gelderse Vallei). Wanneer er geploegd wordt heeft het door het profiel ploegen van de zodelaag de voorkeur vanwege een beter effect op de draagkracht, lagere kosten en de mogelijkheid voor naegalisatie. Een zekere mate van profielverbetering gaat daar veelal mee gepaard (zie § 21.5). Een andere mogelijkheid is, eventueel in combinatie met andere werken, *zand van elders* aan te voeren (zuigen en spuiten of per as). Deze wijzen van verschralen zijn echter zo kostbaar dat zij pas in aanmerking komen voor kapitaalsintensieve projecten, bijvoorbeeld voor de tuinbouw of recreatie.

Het *verschralingszand* mag met het oog op de doorlatendheid en de luchthuishouding niet te fijn zijn en mag nauwelijks of geen organische stof, leem- of lutumdeel bevatten. Vermenging van dit zand met de oorspronkelijke bouwvoor gaat ten koste van de beoogde draagkracht. De schrale zodelaag, die door bezanden of verschralen ontstaat, behoeft de eerste jaren een zware bemesting, vooral met stikstof. Uit bezandingsproeven bleek dat een laagje zand van 6 cm voldoende draagkracht levert, d.w.z. een indringingsweerstand groter dan 1,0 MPa (conus 1 cm²), ook bij nagenoeg verzadigde omstandigheden (tabel 21.39).

Een grotere *bezandingsdikte* dan 6 cm is niet schadelijk, maar wel kostbaar; minder zand maakt dat de koeien er plaatselijk doorheen trappen, waardoor menging met de onderliggende grond optreedt en de draagkracht afneemt. De hogere opbrengsten op het bezande object uit tabel 21.39 ontstaan doordat de goede draagkracht vroege bemesting in het voorjaar mogelijk maakt en daarmee de grasproduktie vervroegt.

21.39 *Tabel*

Dichtheid en indringingsweerstand (conus 1 cm²) bij verschillende drukhoogten van het bodemvocht en opbrengst over de jaren 1964 t/m 1966 voor een onbehandelde, gefreesde en bezande (6 cm) veengrond (Schothorst & Beuving, 1968: 17).

Object	Dichtheid ρ_d (kg/m³)	Indringingsweerstand I_t (MPa) bij			Rel.opbrengst (%)		
		h=–3	–100	–500	N=0	100	200
onbehandeld	330	0,4	0,5	0,8	79	100	107
gefreesd	310	0,3	0,4	0,8	74	91	108
bezand	670	1,2	1,8	2,8	92	115	123

h = drukhoogte van het bodemvocht in cm
N = stikstofbemesting in kg.ha^{-1}.a^{-1}.

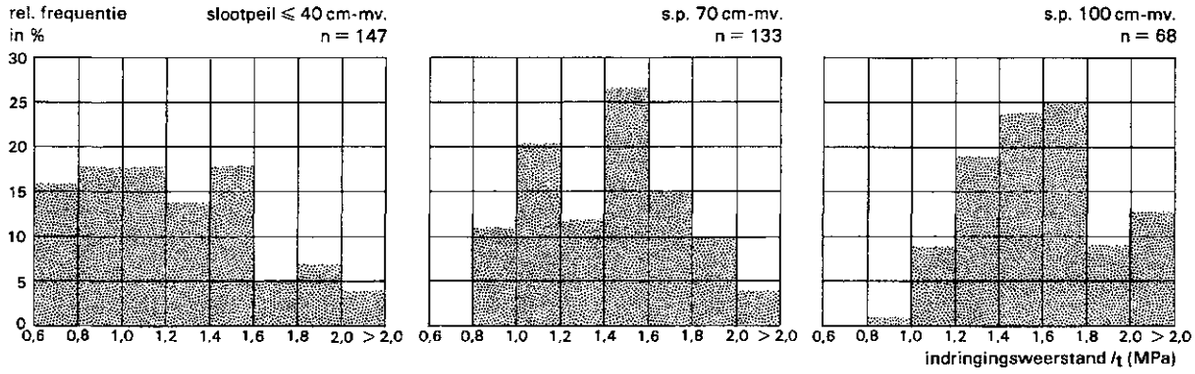
Onder *'bezanding'* wordt algemeen verstaan: het opbrengen van een dunne zandlaag (1-6 cm), zonder doorwerking. Bij *'verschraling'* wordt opgebracht zand met een meestal dunne laag bovengrond (10 tot 25 cm) doorgewerkt. Bij *'dressing'* gaat het om het aanbrengen van enkele millimeters zand.

21.8.3 Ontwatering

Verbetering van de draagkracht door ontwatering is en wordt op veel grotere schaal toegepast dan bezanding, daar met aanzienlijk lagere investingen een voldoende draagkrachtige zodelaag wordt verkregen (figuur 21.34). Een diepere ontwatering maakt de zodelaag droger en dichter en daardoor meer draagkrachtig. In een veenweidegebied zal men dikwijls een rendabele verbetering van de draagkracht slechts door diepere ontwatering kunnen bereiken. Hoe door *polderpeilverlaging* de draagkracht van veengrasland kan worden verbeterd, laat figuur 21.40 zien. De waarnemingen in de figuur stammen hoofdzakelijk uit nattere zomerperioden, waarin de draagkracht een probleem zou kunnen zijn. De zodelaag is niet vertrappingsgevoelig, indien de indringingsweerstand groter is dan 1,0 MPa (conus 1 cm²). Bij een slootpeil van 40 cm onder maaiveld en minder is 34% van de waarnemingen beneden 1,0 MPa. Bij een slootpeil van 70 cm is dit 11% en bij een slootpeil van 100 cm is dit nog slechts 1%.

Het in de praktijk algemeen gehandhaafde polderpeil van 40 cm of hoger is t.a.v. de draagkracht onvoldoende omdat in natte perioden de grondwaterstand nooit dieper kan zakken dan tot 40 cm, terwijl na een flinke regenbui de grondwaterstand tot maaiveld stijgt met als gevolg vertrappingsgevoeligheid en onberijdbaarheid. Om zoveel mogelijk verzekerd te zijn van een goede draagkracht, wordt aan de *grondwaterstand* de eis gesteld dat deze in natte perioden de grens van 30 cm niet mag overschrijden. Anderzijds is voor veengrond een grondwaterstand van meer dan 80 cm ongewenst in verband met eventuele droogteschade in droge perioden. Droogte kan bij veengronden bovendien extra zetting en oxydatie met zich meebrengen (zie § 20.8). Het is dus zaak de grondwaterstand zodanig te beheersen dat deze slechts schommelt tussen 30 en 80 cm. In hoeverre het peil verlaagd moet worden om aan deze eis te kunnen voldoen, hangt af van de doorlatendheid van de grond, de perceelsbreedte, te verwachten kwel, kortom van de hydrologische situatie. In veel gevallen bedraagt de daling van de grondwaterstand ongeveer de helft van de slootpeilverlaging.

Bij het nemen van maatregelen dient men te bedenken dat in het algemeen het effect van een *slootpeilverlaging* van 40 cm tot 70 cm aanzienlijk groter is dan van 70 cm tot 100 cm, zodat het effect met toenemende diepte afneemt, terwijl de kosten van uitvoering stijgen. Het rendement van de verbeteringsmaatregel daalt daardoor snel.



21.40 *Figuur*

Procentuele verdeling van n waarnemingen van de indringingsweerstand (conus 1 cm²; omgerekend uit de waarden, gevonden met conus 5 cm²) gemeten tijdens de zomers (mei t/m sept.) van 1970 t/m 1973 op 12 veengraslandpercelen. Toplaag: lutumgehalte 26-40%, organische-stofgehalte 32-50% (naar Van Wijk & Beuving, 1975: 11).

Verlaging van slootpeilen vergroot ook de mogelijkheid tot toepassing van *buisdrainage*. Afhankelijk van de kosten van uitvoering kan men een keuze maken tussen een diep slootpeil zonder drainage of een matige verlaging van slootpeil aangevuld met drainage. Deze laatste combinatie vergemakkelijkt het bereiken van een geringe fluctuatie (30-80 cm).

21.8.4 Stikstofhuishouding en ontwatering

De nadelige effecten van hoge grondwaterstanden op grasland komt vooral tot uiting in de geringere opbrengst van de eerste en tweede snede (tot circa half juni), welke normaal ongeveer 40% van de totale opbrengst bedraagt. Dit effect, dat een gevolg is van *verlate en vertraagde groei* door verlating van de stikstofbemesting bij onvoldoende draagkracht, door lage bodemtemperaturen, onvoldoende aëratie en vertraagde stikstofmineralisatie, treedt niet op bij een gemiddelde grondwaterstand in winter en voorjaar beneden 50 à 60 cm beneden maaiveld. Zoals figuur 21.42 laat zien, bestaat er een duidelijke relatie tussen de relatieve opbrengstdaling van de eerste en tweede snede en de gemiddelde grondwaterstand in winter en voorjaar.

Naarmate het bemestingsniveau hoger is, is de opbrengstdaling ten gevolge van hoge grondwaterstanden lager, dat wil zeggen door *stikstofbemesting* worden nadelige effecten van een slechte ontwatering gedeeltelijk gecompenseerd. Naarmate het bemestingsniveau afneemt, moet de ontwateringsdiepte toenemen om een gelijk opbrengstniveau te halen, dat wil zeggen met diepere ontwatering neemt de stikstofmineralisatie toe. Vooral in veengronden kan de extra *stikstofmineralisatie* ten gevolge van ontwatering zeer groot zijn. Een peilverlaging van 40 naar 100 cm beneden maaiveld gaat in het westelijk veenweidegebied gepaard met een extra stikstofopname door het gewas van circa 250 kg/ha per jaar. Bij een opnamepercentage van 50% van de in de bodem aanwezige stikstof zou dit een totale mineralisatie van rond 500 kg N/ha per jaar betekenen.

21.8.5 Economische aspecten

De bedrijfseconomische betekenis van de draagkrachtvergroting door ontwatering is onderzocht op de proefboerderij te Zegveld. Via een gescheiden weideboekhouding voor verlaagd slootpeil (ongeveer 80 cm beneden mv.) en normaal slootpeil (ongeveer 30 cm beneden mv.) werd een duidelijk verschil in relatieve opbrengst gevonden (tabel 21.43).

21.43 *Tabel*

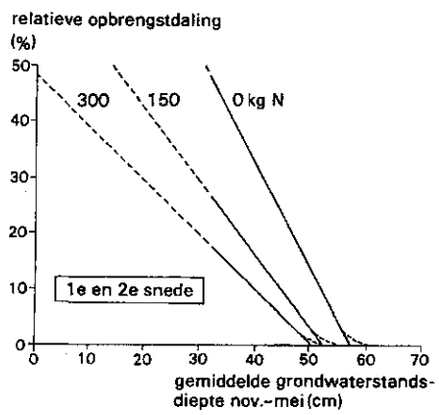
Relatieve opbrengst van grasland bij verlaagd en normaal peil (naar Stichting Proefcentrum, 1974-1975: 25).

jaar	relatieve opbrengst (%)	
	verlaagd peil	normaal peil
1970	64	57
1971	71	68
1972	91	67
1973	82	82
1974	100	92
1975	75	70
gem.	80	73

Gemiddeld wordt een meeropbrengst van 80 – 73 = 7% ten gunste van het verlaagd peil gevonden. Dit betekent een inkomstenverhoging van 200 tot 300 gulden per ha. Op de lange termijn bezien is dit bedrag een onderschatting van het effect daar het met uitzondering van 1972 relatief droge zomers betrof. Voor een natte zomer als 1972 wordt met de toen geldende prijzen een extra inkomen van ruim 700 gulden per ha berekend.

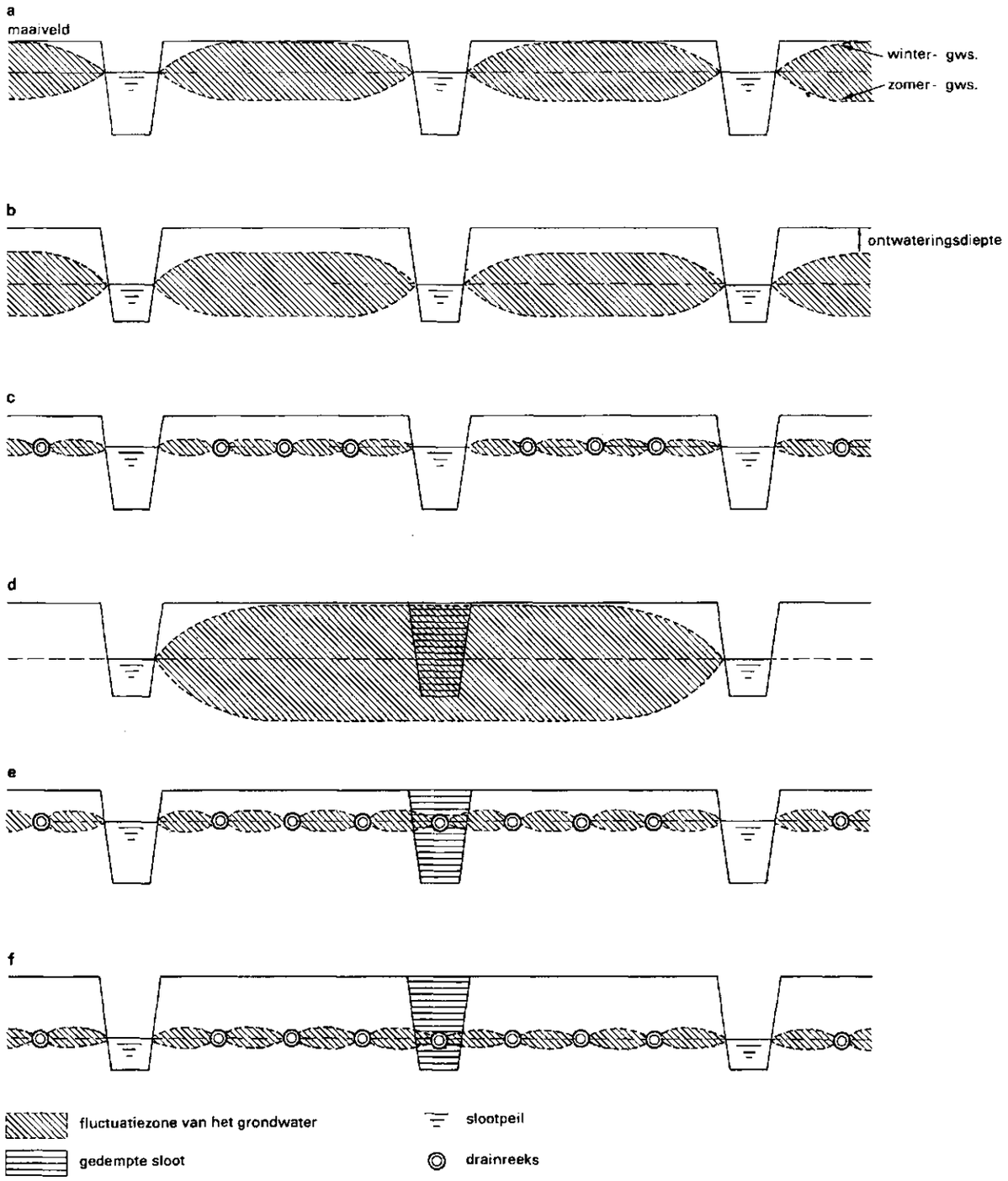
Gezien deze gunstige ervaringen staat polderpeilverlaging vooral in veenweidegebieden sterk in de belangstelling en wordt reeds op ruime schaal toegepast.

In bovenstaande tekst is de belangstelling vooral gericht op de netto geldopbrengst per ha. De maatschappelijke ontwikkelingen vragen om een nuancering van dit standpunt. De invloed van grondwaterstandsverlaging op natuur en milieu wordt tegenwoordig mede in de afweging betrokken. Ook de vermindering van de melkproduktie in de Europese Gemeenschap speelt hierbij een rol.



21.42 *Figuur*

Relatieve opbrengstdaling van de eerste en tweede snede in afhankelijkheid van de gemiddelde grondwaterstandsdiepte van november – mei bij stikstofgiften van 0, 150 en 300 kg/ha (naar Van Wijk & Feddes, 1975: 34).



21.41 *Figuur*

Ontwateringstoestanden gezien in doorsnede loodrecht op de sloten.

a. Uitgangstoestand, de wintergrondwaterstand ondiep; geringe draagkracht; zomergrondwaterstand tamelijk diep.

b. Slootpeil verlaagd; wintergrondwaterstand diep, zomergrondwaterstand zeer diep; kans op verdroging.

c. Slootpeil als a, buizendrainage; wintergrondwaterstand vrij diep, zomergrondwaterstand evenzo. Geringe fluctuatie.

d. Sloten om de andere gedempt, slootpeil verdiept; wintergrondwaterstand zeer ondiep, geringe draagkracht; zomergrondwaterstand zeer diep; verdroging. Grote fluctuatie.

e. Sloten om de andere gedempt, slootpeil gehandhaafd, aanvullende drainage; wintergrondwaterstand vrij diep, zomergrondwaterstand evenzo. Geringe fluctuatie.

f. Verdiept slootpeil en drainage. Diepe zomer- en winter grondwaterstand. Geringe fluctuatie.

Een gevolg van polderpeilverlaging, vooral waar het dikkere veenpakketten betreft, is de *zakking* van het maaiveld. Deze is schadelijk in verband met de langzame afname van het effect van de polderpeilverlaging (ongelijke ligging van het maaiveld) en het verzakken van gebouwen en kunstwerken. De componenten van zakking en de bepaling ervan zijn reeds eerder behandeld (zie hoofdstuk 20, rekenvoorbeeld 20.81 en tabel 20.82).

21.9 DRAAGKRACHT BIJ SPORT- EN RECREATIETERREINEN

21.9.1 Inleiding

Ten behoeve van de openluchtrecreatie en veldsport is in de achter ons liggende jaren een grote oppervlakte grond aan de landbouwkundige bestemming onttrokken (tabel 21.44).

21.44 *Tabel*

Aantal georganiseerde beoefenaren en het aantal velden voor enkele belangrijke veldsporten op twee peildata (Bron: NSF en CBS).

Aantal beoefenaren (× 1000)			Aantal velden			
	1975	1984	1975		1985	
			wedstrijd	oefen	wedstrijd	oefen
voetbal	900	1038	6427	1649	8147	2642
hockey	67	120	797	82	1136	166
korfbal	75	106	772	72	1023	184
handbal	72	86	647	34	933	29
totaal	1114	1350	8643	1837	11239	3021

Deze niet-agrarisch bodemgebruiksvormen stellen meestal niet dezelfde eisen aan de grond als het oorspronkelijk gebruik. Ook onderling kunnen de eisen sterk uiteenlopen. Frequentie, intensiteit en wijze van gebruik, maar ook de weersomstandigheden waaronder het gebruik plaats heeft kunnen aanleiding geven tot een differentiatie in bodemtechnische ontwerpnormen voor de verschillende terreinentypen en daarmee in aanleg.

Intensief gebruik van *recreatieterreinen* (campings, speelweiden, zonneweiden, enz.) beperkt zich tot de periode half mei tot half september en dan nog algemeen bij goede weersomstandigheden. Om aan zowel de gebruiks- als visueel-ruimtelijke functie te voldoen moet de toplaag van recreatieterreinen betreding zonder beschadiging kunnen doorstaan met behoud van gunstige groeivoorwaarden voor de vegetatie. Hieraan wordt voldaan indien de toplaag een indringingsweerstand heeft van 1,0 MPa, gemeten met een conus van 1 cm² (vergelijk met 21.7.2 en 21.7.3). Deze waarde komt overeen met de stevigheidseis voor grasland. Metingen gedurende enkele zomers op een aantal recreatieterreinen (sterk verschillend in samenstelling van de toplaag en ontwateringsdiepte) en op een aantal veengraslandpercelen met een hoog organische-stof- en kleigehalte in de toplaag (zie figuur 21.40) toonden aan dat een drooglegging (slootpeil) van rond 1 meter beneden mv. voldoende stevigheid biedt voor de toplaag van recreatieterreinen. Op dergelijke recreatieterreinen met een uitsluitend zomergebruik, kan bezanding of verschraling ter verbetering van de draagkracht van organische-stof- en kleirijke gronden, veelal achterwege blijven.

Het gebruikseizoen van *sportvelden* (half augustus tot half mei) valt grotendeels samen met een periode met een neerslagoverschot. Door een sterk gereduceerd contactoppervlak (noppen) zijn de krachten uitgeoefend op de toplaag van sportvelden, zeer groot. Voor een goede bespeelbaarheid moet het speeloppervlak in staat zijn de krachten, die erop uitgeoefend worden, op te nemen zonder zodanig te vervormen dat herstel van het oppervlak noodzakelijk wordt.

21.9.2 Enkele normen en grenswaarden

Lange tijd heeft de praktijk bij de *aanleg van sportvelden* de volgende criteria voor de samenstelling van de toplaag gehanteerd: de zandmediaan moet circa 200 µm bedragen, het leemgehalte (deeltjes <50 µm) mag niet meer dan 10% en het gehalte aan organische stof dient tussen 2 en 5% te liggen (Versteeg, 1972). Daarom werd de toplaag van klei- en leemgronden en gronden rijk aan organische stof bezand of verschraald (zie 21.8.2 en figuur 21.36).

Ondanks veelal kostbare bodemtechnische maatregelen bij de aanleg, zoals diepe grondbewerking, egalisatie, intensieve drainage en bezanding, komen problemen voor die zich uiten in een slechte bespeelbaarheid en hoge onderhoudskosten. Een van de belangrijkste oorzaken is dat tussen de eisen van zowel een voortdurend goed bespeelbaar veld als van een gesloten grasmat, ook op de meest intensief bespeelde plaatsen van het veld, een *tegenstrijdigheid* schuilt, nl. een hoge dichtheid in verband met de draagkracht, gecombineerd met een voldoende doorlatendheid en luchtvoorziening voor de graswortels. Van sportveldbeheerders wordt gevraagd de velden zo te onderhouden dat zij onder alle weersomstandigheden gebruikt kunnen worden. Dit vereist inzicht in de factoren welke de bespeelbaarheid beinvloeden en de mate waarin zij dat doen.

De *bespeelbaarheid* hangt af van de draagkracht van de toplaag. De draagkracht wordt bepaald door samenstelling, dichtheid, vochtomstandigheden en de wapening door graswortels. Wanneer de indringingsweerstand, gemeten met een conus met een basis van 1 cm² en een tophoek van 60° tenminste 1,4 MPa bedraagt, wordt de toplaag op intensief bespeelde delen van een sportveld niet vervormd. Op minder intensief bespeelde delen moet de indringingsweerstand tenminste 1,0 MPa zijn. Wegens de verschillen in organische-stofgehalte van zandige toplagen is het niet mogelijk een uniforme grenswaarde voor de dichtheid, waarbij de mechanische sterkte voldoende is, te formuleren (zie 21.7.2). De indringingsweerstand is echter veelal voldoende hoog voor een goede bespeelbaarheid wanneer de toplaag verdicht is tot een *relatieve dichtheid* (dat betekent de mate van verdichting) van 0,45 of hoger (zie tabel 21.50). Om deze dichtheden te kunnen handhaven zijn *regelmatige bespeling* en in perioden met een lage bespelingsfrequentie, *verdichting door rollen* passende onderhoudsmaatregelen.

Voor vergelijking van de mate van verdichting van gronden die verschillen in organische-stofgehalte kan het best gebruik worden gemaakt van het begrip relatieve dichtheid. Dit stamt oorspronkelijk uit de grondmechanica:

21.45 $$D_r = \frac{\rho_d - \rho_{d,min}}{\rho_{d,max} - \rho_{d,min}}$$

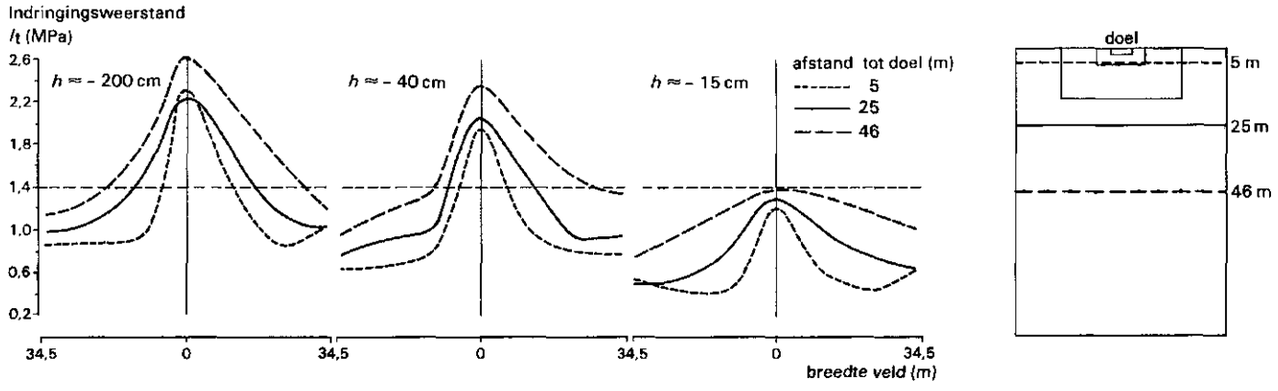
waarin:

D_r = relatieve dichtheid
$\rho_{d,max}$ en $\rho_{d,min}$ = maximale resp. minimale dichtheid van stoofdroge grond
ρ_d = actuele dichtheid van stoofdroge grond

De waarde van D_r varieert tussen 0 en 1; een waarde $D_r = 0$ betekent geen verdichting ofwel de meest losse toestand van een grond en $D_r = 1$ wijst op maximale verdichting. Een waarde $D_r = 0{,}45$ ligt dus ongeveer halverwege tussen maximale en minimale verdichting. Voor berekening van D_r zijn waarden $\rho_{d,max}$ en $\rho_{d,min}$ nodig. Het probleem nu is dat deze waarden behalve van samenstelling (organische-stof- en lutumgehalte) ook afhangen van de bij het typegebruik behorende uitgeoefende drukken, dus gebruiksgebonden zijn. Op sportvelden komen in het algemeen veel hogere dichtheden voor dan op graslandgronden, zodat ze niet zonder meer uit natuurlijke ligging kunnen worden afgeleid. Om de mate van verdichting van zandtoplagen van sportvelden in termen van relatieve dichtheid uit te drukken bepaalde Van Wijk (1980) op een gestandaardiseerde manier de $\rho_{d,max}$ en $\rho_{d,min}$ van matig fijn zand in het laboratorium. Voor graslandgronden kan worden uitgegaan van de door Schothorst (1968) gevonden waarden (zie figuur 21.31).

21.46 *Vragen*

a. Waarom is ρ_d niet geschikt als vergelijkingsmaat voor verschillende gronden?
b. In welke eenheid wordt D_r uitgedrukt?



21.47 *Figuur*

Verdeling van de indringingsweerstand over een speelhelft van een sportveld bij drie verschillende drukhoogten van het bodemvocht (h) in de bovenste 2 tot 3 cm van de toplaag. Het criterium voor voldoende stevigheid voor intensieve bespeling, een indringingsweerstand van 1,4 MPa is aangegeven door de gestippelde lijn (naar Van Wijk, 1980: 26).

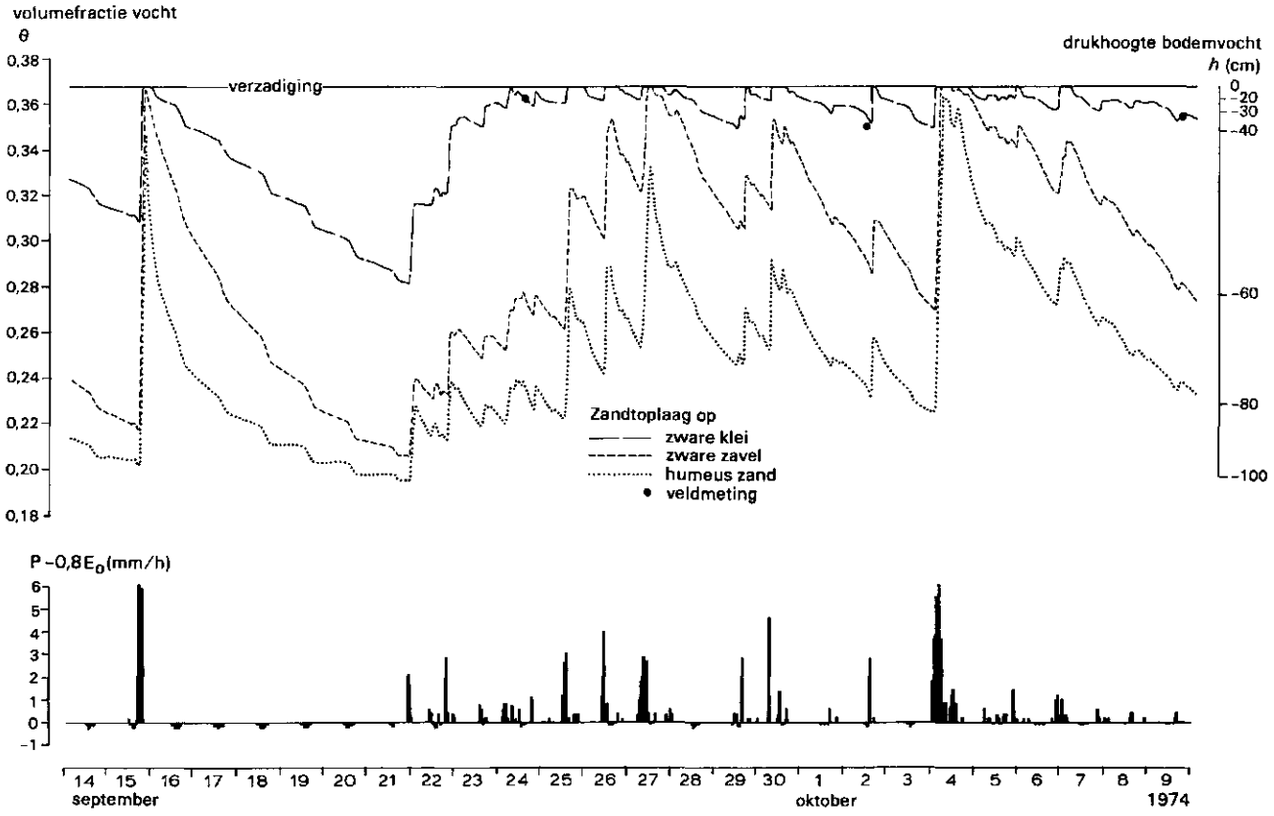
Indien de relatieve dichtheid 0,45 of meer is kan door te natte vochtomstandigheden de mechanische sterkte nog onvoldoende zijn. Uit verbanden tussen indringingsweerstand en drukhoogte van het bodemvocht bij verschillende dichtheden konden grenswaarden voor de drukhoogte (h), waarbij de mechanische sterkte van de toplaag te gering wordt voor een goede bespeelbaarheid worden afgeleid (zie tabel 21.50). Deze grenswaarden laten zien dat schrale toplagen natter mogen zijn dan toplagen met een hoger organische-stofgehalte voordat de indringingsweerstand zakt beneden de vereiste waarde van 1,4 MPa. Is de toplaag onvoldoende verdicht, dat wil zeggen duidelijk beneden een relatieve dichtheid van 0,45 dan moet voor voldoende mechanische sterkte de h-grenswaarde lager (droger) zijn dan voor een meer verdichte toplaag. Naarmate de h-grenswaarde lager is zal deze trouwens in natte perioden langduriger en vaker worden overschreden. Figuur 21.47 laat een beeld zien van de verdeling over sportvelden van de mechanische sterkte bij verschillende drukhoogten van het bodemvocht, zoals deze in de praktijk zijn gemeten.

Met betrekking tot de invloed van samenstelling en verdichting op de mechanische sterkte van de toplaag blijkt dat organische stof een belangrijke bijdrage levert aan de mechanische sterkte van zand, echter alleen na verdichting tot relatief hoge dichtheden (zie de eerder gegeven grenswaarden). Dus verdichting door regelmatige bespeling, indien nodig aangevuld met rollen, is een zeer effectieve maatregel om de bespeelbaarheid van meer humeuze toplagen op peil te houden. In het traject van drukhoogten van het bodemvocht van $-100 < h < 0$ cm, hetgeen geldt voor het grootste deel van het speelseizoen, dragen kleideeltjes (lutum) nauwelijks bij aan de mechanische sterkte van schrale zandige toplagen (zie figuur 21.36). Dit in tegenstelling tot organische stof (zie figuur 21.35). Onder drogere omstandigheden, die echter voornamelijk buiten het competitieseizoen vallen, heeft een zandige toplaag met kleibijmenging meer mechanische sterkte en stabiliteit dan een schrale toplaag. Onder natte omstandigheden worden schrale toplagen met kleibijmenging sterk verdicht. De kleideeltjes dragen nauwelijks bij tot de mechanische sterkte en doen bovendien de doorlatendheid afnemen. Daarom moet het gehalte aan fijne deeltjes van toplagen van in de winter te bespelen sportvelden laag zijn. Hierbij kan worden gedacht aan een norm van maximaal 5% <2 µm en maximaal 10% <20 µm. Op kleigronden met regenwormactiviteiten is het niet eenvoudig een dergelijk laag lutumgehalte te handhaven. In plaats van de gebruikelijke toediening van 0,5 tot 1 cm zand in het voorjaar (dressing) kan het best vanaf het begin van het speelseizoen zodebezanding worden toegepast en, indien nodig, doorlopend tijdens het speelseizoen in hoeveelheden van 1 tot 2 mm per keer, gecombineerd met rollen. Bij regelmatige bespeling wordt aldus een homogene toplaag met een laag lutumgehalte behouden. Met het oog op de mechanische sterkte is matig fijn zand als toplaag op kleigronden te verkiezen boven matig grof zand. Om plasvorming te voorkomen verdient matig grof zand de voorkeur omdat dan de toplaag minder dik behoeft te zijn.

Niet-stabiel *schraal zand* heeft zowel in losse als in verdichte toestand een geringe mechanische sterkte. Maar omdat dit type zand weinig samendrukbaar is heeft het – eenmaal door graswortels vastgelegd – een hoge indringingsweerstand en wordt dan nauwelijks meer vervormd. Schrale toplagen hebben echter de beperking dat de bespelingsfrequentie zodanig moet zijn dat een te sterke achteruitgang van de bewortelingsintensiteit wordt voorkomen. Vooral onder droge omstandigheden zijn deze toplagen bij frequente bespeling erg gevoelig voor schade. Zandige toplagen met hogere ($>3\%$) organische-stofgehalten hebben, ondanks de beworteling van het gras, in losse toestand een te geringe mechanische sterkte. Door verdichting tot hogere dichtheden (zie de eerder gegeven grenswaarden) wint de toplaag aanzienlijk aan sterkte en is voor zijn stevigheid dan minder afhankelijk van de vastlegging door de wortels. Op deze toplagen kan daarom een hogere bespelingsfrequentie worden toegestaan dan op schrale toplagen. Om deze redenen worden tegenwoordig geen 'schrale' toplagen meer aangelegd, ook al zijn deze vanuit een ontwateringsoogpunt eigenlijk ideaal (nooit plasvorming, mits goed gedraineerd). Uit het oogpunt van mechanische sterkte moet daarom de voorkeur gegeven worden aan toplagen met relatief hoge organische-stofgehalten, mits voldoende verdicht. Naarmate het organische-stofgehalte en de dichtheid toenemen zullen echter de doorlatendheid en het bergend vermogen van de toplaag afnemen en wordt de kans op te natte bodemomstandigheden groter.

21.9.3 Hydrologische condities

Uit simulaties van de vochtomstandigheden bij werkelijk voorkomende neerslagen met verschillende combinaties van toplaag en ondergrond bleek dat de vochtomstandigheden in de toplaag en daarmee de mechanische sterkte en bespeelbaarheid in hoge mate worden beïnvloed door de hydrologische eigenschappen van de ondergrond. Dit wordt geïllustreerd in figuur 21.48 waar het met behulp van een model gesi-



21.48 *Figuur*

Gesimuleerde verloop over de periode van 14 september - 9 oktober 1974 van vochtgehalte en drukhoogte van het bodemvocht in een 10 cm dikke zandlaag met 4,3% organische stof en een dichtheid van 1530 kg/m³, liggend op respectievelijk een zware klei, zware zavel en humeus zand. Draindiepte 100 cm, drainafvoer 15 mm bij een grondwaterstandsdiepte van 50 cm (naar Van Wijk, 1980: 94).

muleerde verloop van de vochtomstandigheden is weergegeven in een zandtoplaag, die achtereenvolgens gelegd is op zware klei, zware zavel en humeus, matig grof zand.

Naarmate het capillair geleidingsvermogen van de ondergrond hoger is, is de drukhoogte van het bodemvocht in de toplaag lager (droger) en andersom. Op slecht doorlatende gronden (zoals zwaardere kleigronden) past daarom een schrale toplaag (maximaal 4% organische stof) het best, op matig doorlatende gronden (zoals zavels en lemige gronden) zijn organische-stofgehalten in de toplaag tot ongeveer 6% toelaatbaar. Zandtoplagen op goed doorlatende gronden (zoals zandgronden) mogen een organische-stofgehalte hebben tot ongeveer 8%. Dit alles uiteraard onder de voorwaarde dat de dichtheden voldoen aan de eerder gegeven grenswaarden (tabel 21.50). Dit resultaat dat in tabel 21.50 is samengevat, wordt verklaard door het feit dat een toplaag, naarmate hij schraler is ook natter mag zijn alvorens de indringingsweerstand zakt beneden de voor een goede bespeelbaarheid vereiste waarde van 1,4 MPa.

21.49 *Vraag*

Er zijn drie terreingedeelten waarop sportvelden moeten worden aangelegd:

a. een zware kleigrond, lutumgehalte f_{L1} = 50%, organische-stofgehalte f_{h1} = 1%, Gt I;

b. een lichte zavelgrond, lutumgehalte f_{L2} = 15%, organische-stofgehalte f_{h2} = 5%, Gt II;

c. een schrale zandgrond zonder fijne deeltjes of organische stof, Gt VI.

Welke maatregelen zijn nodig, afgezien van egalisatie?

21.50 *Tabel*

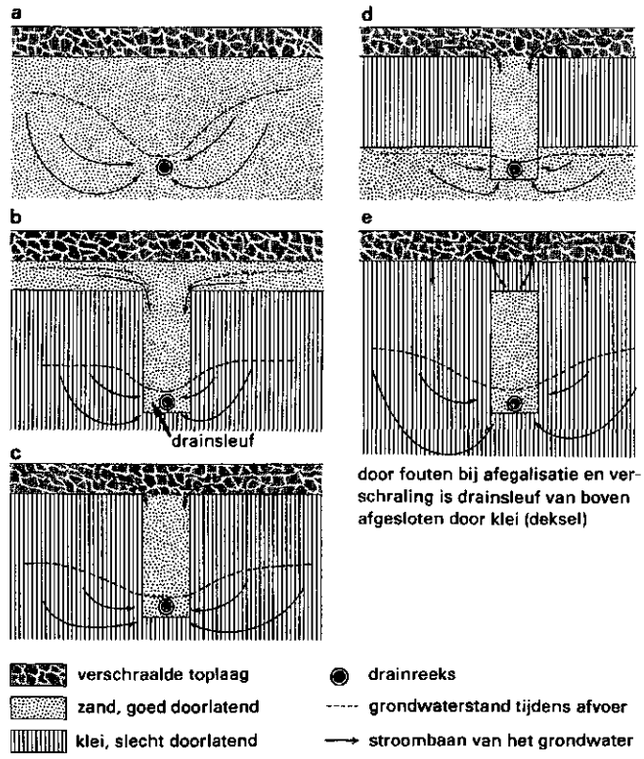
Geschiktheid van toplaag – ondergrondcombinaties voor grassportvelden in een gematigd humide klimaat. De toplaag dient te bestaan uit zand met een lutumgehalte <5% en met een dichtheid als vermeld bij de verschillende organische-stofgehalten. De drainage moet zodanig zijn dat de vermelde h-grenswaarden zo weinig mogelijk worden overschreden (naar Van Wijk, 1980: 108).

Toplaag met			Doorlatendheid ondergrond		
massafractie organische stof (%)	dichtheid ρ_d (kg/m³) (bij D_r = 0,45)	grens-waarden druk-hoogte h (cm) (bij $f_t \geq 1{,}4$)	gering (b.v. klei-gronden)	matig (b.v. zavel- en lemige gronden	goed (b.v. zand-gronden)
1	≥1650	0	+	−	−−−
2	≥1610	0	+	−	−−
3	≥1560	−10	+++	+	−
4	≥1520	−20	++	+++	++
5	≥1470	−30	−	+++	+++
6	≥1440	−30	−−	+	+++
7	≥1410	−30	−−−	−	++
8	≥1380	−30	−−−	−−−	+

\+ = geschikt
− = niet aan te bevelen

Toplagen die onvoldoende verdicht zijn, d.w.z. een dichtheid hebben duidelijk lager dan de in tabel 21.50 gegeven waarden zullen in de winter regelmatig onbespeelbaar zijn, ook als ze liggen op goed doorlatende en goed gedraineerde ondergronden. Rollen, en indien mogelijk regelmatig bespelen kunnen de bespeelbaarheid verbeteren.

Verdichting als gevolg van bespeling gaat tot een diepte van maximaal 10 cm. In het algemeen is een *dikte van de toplaag* van 10 cm dan ook voldoende. Op ondergronden met geringe doorlatendheid zijn dikten tot 20 cm aan te bevelen in verband



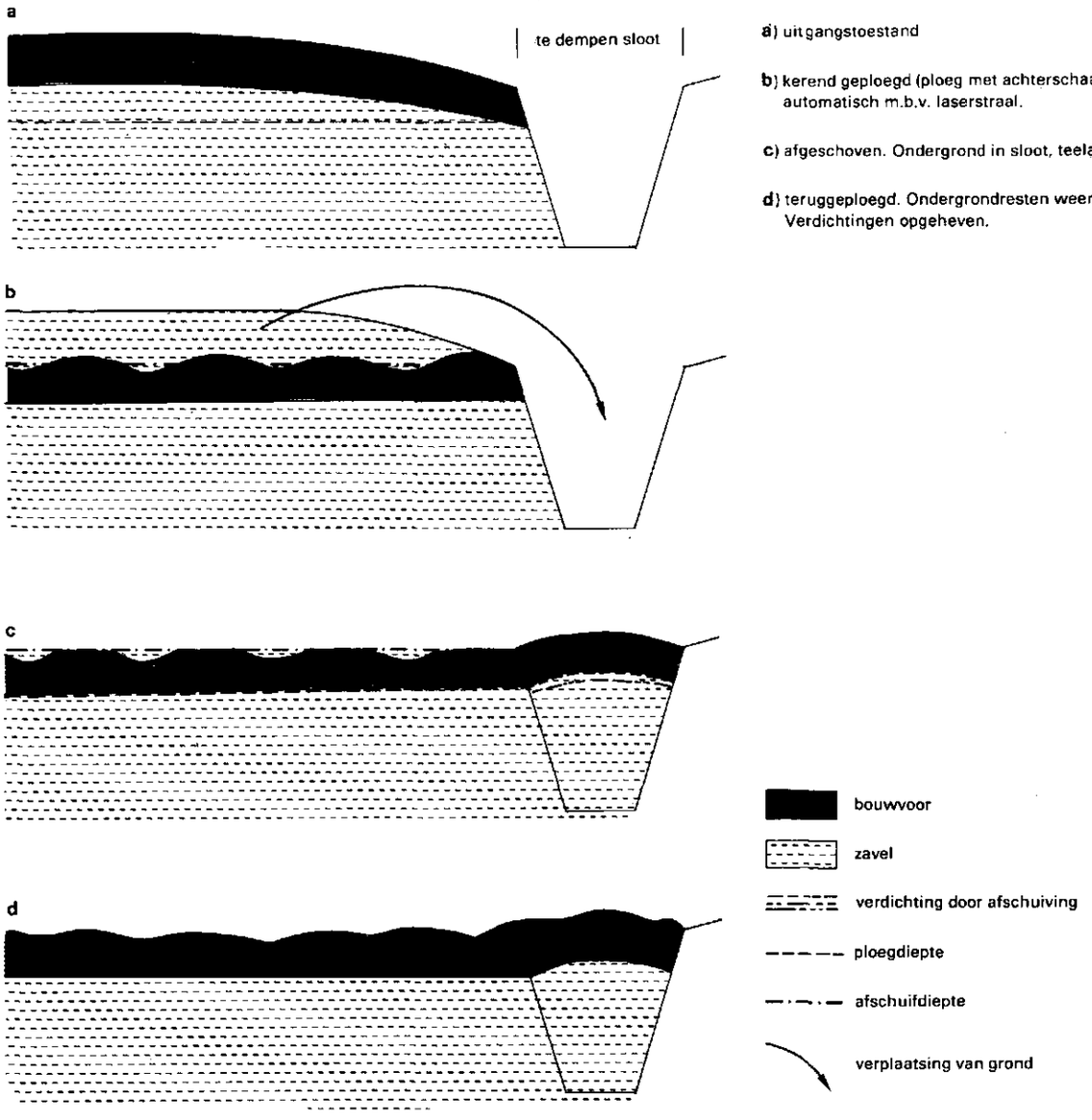
21.51 *Figuur*
Schema drainage van sportvelden.
a. 'Open' zandprofiel, drainage zonder sleufvulling.
b. Zand-op-kleiprofiel, drainage met sleufvulling.
c. Kleiprofiel, drainage met sleufvulling.
d. Klei-op-zandprofiel, drainage bij voorkeur in de zandlaag, sleufvulling.
e. Foutieve sleufvulling met 'deksel' van klei.

met de waterberging. Dit geldt uiteraard vooral bij slecht doorlatende ondergronden.
Het effect van *drainage* op de bespeelbaarheid hangt sterk af van de aanwezige toplaag en ondergrond. Voor een goede bespeelbaarheid hebben losse toplagen meer behoefte aan drainage dan toplagen die voldoende zijn verdicht en daarom natter mogen zijn. Liggen te gering verdichte toplagen op een goed doorlatende ondergrond dan kan met behulp van drainage de bespeelbaarheid aanzienlijk worden verbeterd. Een aanvullende toplaagverdichting geeft een nog gunstiger resultaat.
Ondergronden met een geringe doorlatendheid, die qua ontwatering *in feite het meest drainage behoeven, reageren het* minst op drainagemaatregelen. Het is daarom noodzakelijk om slecht doorlatende gronden, indien gebruikt voor sportvelden, behalve van drainage, tevens te voorzien van een schrale toplaag, waarvan de h-grenswaarde voor voldoende bespeelbaarheid dicht bij verzadiging ligt. Daarnaast verdient het aanbeveling om in geval van slecht doorlatende gronden de drainsleuven op te vullen met goed doorlatend materiaal, b.v. grof zand en ze in direct contact met de schrale zand- toplaag aan te leggen.
In het algemeen is een grote *draindiepte* gecombineerd met een lage afvoernorm (grote drainafstand) veel effectiever voor beheersing van de vochtomstandigheden in de toplaag, dan een geringe draindiepte gecombineerd met een hoge afvoernorm (kleine drainafstanden). De afvoernorm van 15 mm/ dag bij een grondwaterstand van 50 cm beneden maaiveld, zoals in Nederland wordt toegepast bij de drainage van sportvelden, is niet zinvol bij draindiepten van meer dan circa 100 cm beneden maaiveld. Bij een draindiepte van 120 cm kan worden volstaan met een afvoernorm van 7 mm/dag.

21.10 VERBETERING VAN DE TOPOGRAFIE: EGALISATIE EN SLOOTDEMPING

Om bij grondbewerking en oogst kostbare tijdverliezen te voorkomen, heeft de moderne landbouw behoefte aan vlakke en grote, goed bewerkbare percelen. In het kader van de aanpassing van de cultuurtechnische inrichting aan de individuele bedrijfsvoering worden egalisatie en perceelsvergroting door slootdemping of soms door zuigen en spuiten uitgevoerd. Een niet vlakke maaiveldsligging heeft als bezwaren:
– verschillen in opbrengst ten gevolge van verschil in vochtvoorziening op hoge en lage delen binnen een perceel;
– verschillen in tijdstip van bewerken bij het zaaien of poten en de oogst binnen een perceel.
Egaliseren om *verschillen in vochtvoorziening op te heffen* is alleen zinvol indien zowel de lage delen regelmatig te nat als de hoge delen regelmatig te droog zijn. Door de lage delen op te vullen met grond van de hogere delen kunnen de hogere delen meer van het grondwater profiteren en hebben de lagere delen geen wateroverlast. Indien niet aan beide voorwaarden wordt voldaan dient egalisatie achterwege te blijven (Wind, 1969). Verschillen in vochttoestand van de bouwvoor ten gevolge van verschillen in hoogteligging binnen een perceel kunnen oorzaak zijn dat met de voorjaarsbewerking of de oogst van een geheel perceel moet worden gewacht, totdat ook de natste plekken, vaak een klein percentage van het geheel, bewerkbaar of oogstbaar zijn. Dit kan aanleiding geven tot aanzienlijke opbrengstdepressies (figuur 21.25 en 21.26). Meestal zal een aan de laagte aangepaste drainage de beste en goedkoopste oplossing bieden.
Bij egalisatie is de belangrijkste voorwaarde: *het behoud van de bouwvoor*. Zowel op de plaats van ontgraven als op de plaats van ophogen zal de bovengrond eerst opzij moeten worden gezet om later weer teruggezet te kunnen worden. Dit tweemaal 'op de schop' nemen maakt egalisatie nogal kostbaar.

Een veel goedkopere methode van grondwinning en grondverzet, meestal met als doel slootdemping, is *ploegen en afschuiven*. Hierbij wordt met een tweescharige ploeg de benodigde ondergrond op de bouwvoor geploegd en door een bulldozer of kilver naar zijn bestemming geschoven. Ploegen en afschuiven is op ruime schaal toegepast in ruilverkavelingen op zavelgrond, gemiddeld 1230 ha/jaar over de periode 1968 t/m 1972 (Cultuurtechnische Dienst, 1973), onder andere in de ruilverkavelingen 'de Drieban' en 'Geestmerambacht' in Noord-Holland.
Daarbij is gebleken dat het zeker niet zonder risico's is. Wordt te veel ondergrond opgeploegd, te weinig afgeschoven of andersom, dan wordt de bouwvoor van deze zavelgronden verschraald en neemt de slempgevoeligheid toe. Wanneer de zavelgronden in akkerbouw liggen is zonder aanvoer van organische stof herstel van de schade nauwelijks mogelijk. Door nauwkeurig te ploegen is deze schade te voorkomen (preciese diepteregeling met behulp van laserapparatuur). Bij het afschuiven is verdichting van de ondergrond niet altijd te vermijden. Herstel van deze verdichting langs natuurlijke weg is uitgesloten en langs mechanische weg niet altijd volledig (Boels, 1976).
Een variant op het ploegen en afschuiven is de (gedeeltelijke) egalisatie van *kruinige percelen* in de kleibouwstreek in het noorden van Friesland. Het gaat hier om sterk bolliggende percelen van een beperkte oppervlakte, onderling gescheiden door diepliggende sloten. Volledige egalisatie, gecombineerd



21.52 *Figuur*
Schema 'ploegen en afschuiven' voor demping van sloten.

met slootdemping zou tot zeer hoge kosten leiden. Daarom past men een gedeeltelijke egalisatie toe waarbij ingesloten laagtes worden vermeden.

21.11 UITVOERINGSASPECTEN, WERKTUIGEN

Waren vroeger, naast menselijke arbeid, schop, kruiwagen en smalspoor de belangrijkste middelen om bodemtechnische ingrepen uit te voeren, tegenwoordig staat een heel scala van transportmiddelen en werktuigen ter beschikking, zoals de vrachtauto, trekker en dumper, bulldozer, kilver, diverse soorten graafmachines en een aantal specifieke grondverbeteringswerktuigen. Deze laatste worden hier besproken.

21.11.1 Diepploegen

De werking van de diepploeg (foto 21.53) wordt bepaald door het aantal, de lengte, de vorm en stand van de risters, de rijsnelheid en de samenstelling en vochttoestand van de grond. De diepploeg kan zowel kerend als mengend werken. Bij *kerend ploegen* wordt een ploeg met twee risters toegepast. Een groot rister ploegt de ondergrond op en een klein rister ploegt de bovengrond in de voor van het grote rister. Een kerende ploeg wordt gebruikt bij toplaagverbetering, bijvoorbeeld bij zand-op-kleiprofielen of voor grondwinning bij 'ploegen en afschuiven'.
Bij *mengend ploegen* wordt gebruik gemaakt van een ploeg met één rister. De mate van menging hangt af van de lengte, vorm en stand van dit rister en de rijsnelheid. Helt het rister over naar de vaste grond, dan zal meer bovengrond boven in het profiel blijven. Worden bodemlagen gemengd, waarbij de bovengrond grotendeels boven blijft, dan spreekt men van *conservatief* mengen. Naarmate het rister meer naar de losgeploegde grond helt, zal via een meer gelijkmatige menging van boven- en ondergrond, *proportionele* menging, de ploeg steeds meer kerend gaan werken (zie figuur 21.56).
Gebruik van ploegen met meerdere risters geeft de mogelijkheid meerdere lagen in het profiel van plaats te verwisselen: *selectief* ploegen. Gezien de goede resultaten met ploegen en woelers met mengende werking en het slechts beperkt voor-





21.54 *Foto*
Scherpe woeler, eigenaar Heidemaatschappij (foto- archief KNHM).





21.53 *Foto's*
Diepploeg, eigenaar Heidemaatschappij (foto-archief KNHM).

komen van een gelijke bodemopbouw over grote oppervlakten, worden ploegen met selectieve werking weinig toegepast.

21.11.2 Woelers

Er zijn twee typen woelers te onderscheiden:
– scherpe woelers, die uitsluitend een brekende werking hebben (foto 21.54);
– brede woelers, die een brekende en mengende werking combineren (foto 21.55).

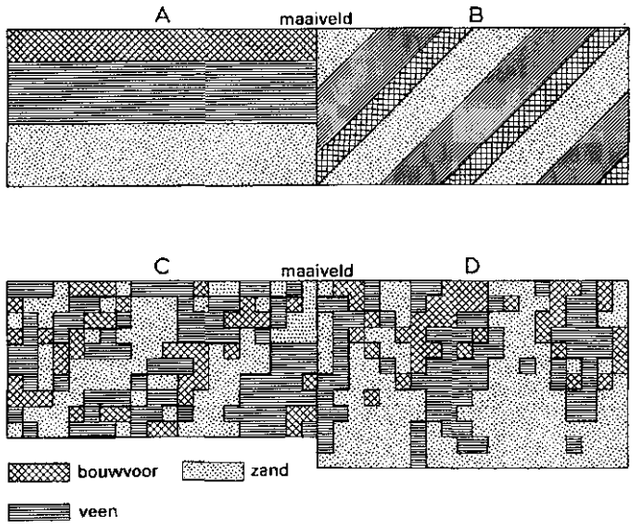
De *scherpe woeler* of ondergrondbreker bestaat uit een verticale woelpoot met aan de onderzijde een ganzevoetachtig woellichaam. Dit woellichaam staat onder een kleine hoek met de horizontaal, waardoor de grond bij het passeren van het woellichaam enigszins wordt opgelicht. De scherpe woeler wordt ingezet om lagen, die de wortelgroei of waterbeweging belemmeren, te breken of dichtgereden grond weer los te maken. Overigens met weinig resultaat door de veelal te grote afstand tussen de woelelementen en de zeer ongunstige breedte-werkdiepteverhouding.

In uitvoering kunnen de scherpe woelers, afhankelijk van de werkdiepte, uiteenlopen van lichte tot zeer zware werktuigen met een werkdiepte tot 1,50 m.

Brede woelers bestaan uit gootvormige woelpoten die onder een hoek van 45 door de grond worden getrokken.



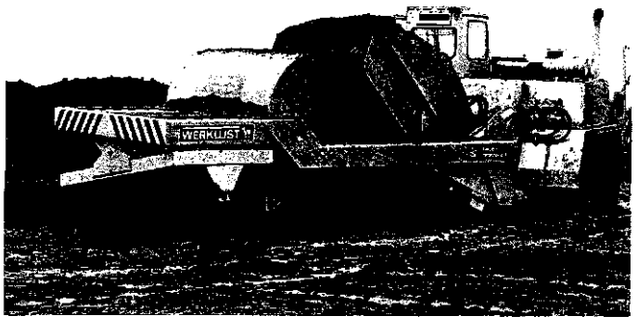
21.55 *Foto's*
Brede of mengwoeler, eigenaar Firma van Damme, Middenmeer (foto's Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders).



21.56 *Figuur*
Schematische verdeling van grondlagen bij verschillende methoden van grondverbetering in de Veenkoloniën; verticale doorsneden:
a. onbehandeld; b. zeer regelmatige ligging, proportioneel geploegd; c. onregelmatig, proportioneel geploegd; d. onregelmatig, conservatief gemengwoeld. Naar Wind & Pot, 1976: 195.



21.57 *Foto*
Mengploeg van de firma Kiewiet te Hijken (Dr.) (foto ICW).



21.58 *Foto*
Mengrotor, eigenaar Heidemaatschappij.

Menging van bodemlagen wordt verkregen doordat de ondergrond, die over de brede woelpoot naar boven wordt gestuwd, deels zijdelings terugvalt en deels naar de oppervlakte wordt gebracht, terwijl de bovengrond in de sleuf achter de mengpoot terechtkomt. Wanneer menging van bodemlagen wordt beoogd, is de mengwoeler een aantrekkelijke vervanger van de diepploeg. Bij diepploegen moet een beginvoor gegraven en een eindvoor worden gedicht. Behalve de extra kosten die dit met zich meebrengt, wordt het losgeploegde land met behulp van de bulldozer geëgaliseerd met het risico van verdichting. Qua bouw kunnen de brede woelers sterk verschillen. Het zijn vooral particuliere loonwerkbedrijven die ze ontwikkelen en blijven aanpassen. De diep werkende mengwoelers hebben twee of drie woelpoten, die ongeveer 0,20 m naast en 2 m achter elkaar staan en een breedte van ongeveer 0,80 m hebben. De werkbreedte is dan ca. 2 à 3 m en het dieptebereik 1 m. Dit vereist een vermogen van ca. 440 kW (600 pk).

21.11.3 Mengploeg, mengrotor

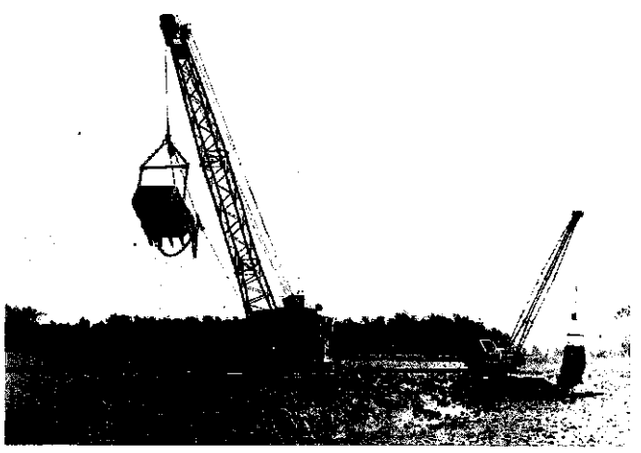
Naar aanleiding van de voor mengwoelen benodigde grote trekkracht en de wens om ook bij gevarieerde bodemopbouw een homogene bouwvoor in horizontale richting te verkrijgen, zijn *mengploegen* of woelploegen ontwikkeld (foto 21.57). Deze houden het midden tussen een mengwoeler en diepploeg. Ze vragen minder trekkracht dan een grote mengwoeler en hebben door verstelbare platen of risters een regelbare mengende werking van conservatief tot proportioneel mengen, hetgeen bij een wisselende bodemopbouw een groot voordeel is. Het dieptebereik van mengploegen is evenals dat van diepploegen ongeveer 2 m.
De *diepspitfrees* en de *mengrotor* (foto 21.58) zijn machines, te vergelijken met een spitfrees die met behulp van een aantal schopjes gemonteerd op een draaiend wiel bodemlagen mengt. Vergeleken met de mengende werking van de diepploeg, mengwoeler en mengploeg is menging door de roterende werktuigen aanzienlijk fijner en homogener. Bij de diepspitfrees bestaat de mogelijkheid de mate van menging te beïnvloeden door wijziging van het toerental en de rijsnelheid. De maximale werkdiepte en -breedte van deze werktuigen bedraagt ongeveer 1 à 1,5 m. De capaciteit van de roterende werktuigen is laag, waardoor de bewerkingskosten hoog zijn. Bovendien zijn ze gevoelig voor harde voorwerpen in de grond, zoals hout en stenen. Deze machines zijn veel gebruikt voor de verbetering van aspergegronden in de provincie Limburg en elders.

21.11.4 Andere werktuigen

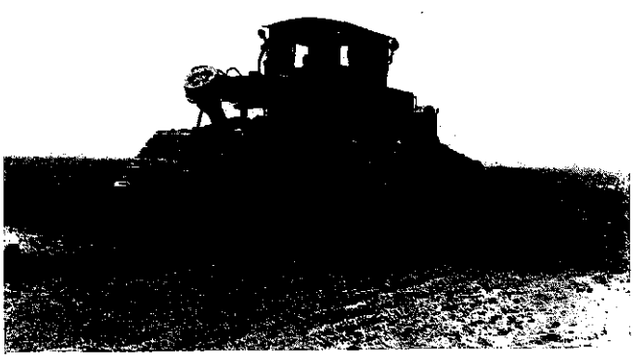
Naast de hierboven behandelde typische grondverbeteringswerktuigen zijn er ook nog de meer universele grondverzetsmachines, zoals de *bulldozer*, de *hydraulische graafmachine* en de *dragline* (foto 21.59 en 21.60). Deze werktuigen worden veel gebruikt bij aanvullende werkzaamheden, zoals egalisatie. Toch worden hydraulische graafmachines en draglines nogal eens ingezet bij het spitten van profielen voor sportvelden, sterk ongelijk liggende landbouwpercelen en tuinbouwpercelen. De voordelen zijn:
- wisseling van grondlagen kan zeer nauwkeurig geschieden (beter dan met welk ander werktuig ook);
- egalisatie en dempen of graven van sloten is tegelijk met grondverbeteringswerk mogelijk;



21.59 *Foto*
Hydraulische graafmachine (foto-archief KNHM).



21.60 *Foto*
Dragline (foto-archief KNHM).



21.61 *Foto*
Bezandingsmachine, eigenaar de firma Rathjens (BRD) (foto-archief KNHM).

– losgewerkte grond wordt niet bereden (geen verdichting).
De bulldozer is vrijwel steeds aanwezig als trekkracht bij diepploeg- en woelwerkzaamheden en wordt veel gebruikt voor het na-egaliseren en voor het spitten van kantstroken en kopakkers.
Een wel zeer bijzonder apparaat is de *bezandingsmachine* of *grondvijzel*, bestaande uit een groot rupsvoertuig voorzien van een vijzel waarmee zand uit de ondergrond omhoog gebracht kan worden en zijdelings over het grondoppervlak geworpen kan worden (foto 21.61). Het maximale dieptebereik bedraagt 4,00 m. Er kan zowel naar één als naar twee zijden zand verspreid worden tot dikten van 0,20 m. De machine heeft succesvol gewerkt bij de bezanding van veengraslanden onder andere in de ruilverkaveling Haarst-Genne (bij Zwolle). Ook bij de bezanding van kleigrond is het apparaat ingezet.

21.11.5 Werktuigeffecten

Hieronder worden nog eens kort de effecten van de verschillende grondverbeteringsmachines samengevat. Afhankelijk van het beoogde doel wordt bij grondverbetering een bepaald type werktuig ingezet. Een zorgvuldige analyse, gebaseerd op een bodemkundig detailonderzoek (minimaal enkele boringen per ha) is daarvoor nodig. De profielgebreken moeten vastgesteld worden, bijvoorbeeld fouten in de waterhuishouding, bewortelingsmogelijkheden, draagkracht (zie § 21.5 tot en met 21.9). De bodemchemische aspecten (pH, bemestingstoestand, zout e.d.) mogen niet vergeten worden. Pas daarna kan een afgewogen oordeel omtrent de mogelijkheden van bodemverbetering en de te behalen resultaten gegeven worden.
In concreto kunnen daarbij enkele veel voorkomende ingrepen aan de orde zijn. Wil men de *grond keren of lagen verwisselen* dan wordt een diepploeg gebruikt. Beoogt men het *vermengen* of *keren en mengen* van lagen, dan kan dit met een mengwoeler, mengploeg, diepploeg of mengrotor gedaan worden.
Naast de kosten, die ruwweg in deze volgorde toenemen, wordt het rendement van de maatregel bepaald door de meeropbrengst als gevolg van de maatregel. De meeropbrengst is mede afhankelijk van de wijze waarop de grond na bewerking achterblijft. De grondligging wordt, behalve door bodemopbouw en vochtomstandigheden, door bouw en hantering van de machine bepaald.
Bij de meeste grondverbeteringen (veenkoloniale gronden, vlakvaaggronden met een zavel- of kleidek, veldpodzolgronden) gaat het om *vergroting van de bewortelingsdiepte*. Voor verbetering van deze gronden komen in het algemeen werktuigen in aanmerking met een mengende werking. De toegepaste werktuigen verschillen sterk in intensiteit van menging of wel in homogeniteit van het mengsel. Bij gebruik van diepploegen en mengwoelers wordt een veel grovere menging verkregen dan bij toepassing van de mengrotor.
Op *veenkoloniale gronden* blijkt de grove menging verkregen bij diepploegen en mengwoelen hogere meeropbrengsten te geven dan de fijnere menging van de mengrotor (tabel 21.62).
Door menging van het zure veen met bouwvoormateriaal met een hogere pH, wordt de pH van het veen op het grensvlak met het oorspronkelijk bouwvoormateriaal verhoogd. Hierdoor komt vertering van het veen op gang, hetgeen veel stikstof vraagt (verlaging C/N). Naarmate het veen fijner verdeeld en daardoor de contactoppervlakte veen-bouwvoor en de vertering groter zijn, wordt meer stikstof ten koste van het gewas verbruikt.
Op *vlakvaaggronden met een klei- of zaveldek* (plaatgronden) is het verschil in effect tussen de grondverbeteringswerktuigen veel minder eenduidig. Over een reeks van jaren werd bij zomergerst en -tarwe geen verschil in reactie op grondverbetering door diepploegen en mengwoelen gevonden (Havinga, 1978). De meeropbrengst van beide behandelingen bedroeg ongeveer 11%. De met de mengrotor verbeterde objecten gaven een kleinere meeropbrengst, ongeveer 7%. Con-

21.62 *Tabel*

Meeropbrengst bij een fijne en grove menging van een veenkoloniale grond (Wind & Pot, 1976: 201).

Jaar	gewas	meeropbrengst ten opzichte van onbehandeld (%)	
		fijn gemengd	grof gemengd
1964	zomertarwe	+ 6	+32
1965	haver	− 9	− 5
1966	aardappelen	−10	+ 7
1967	zomertarwe	− 6	+14
1968	suikerbieten	−14	+ 6
1969	aardappelen	− 6	+13
1970	zomertarwe	+ 8	+59
1971	aardappelen	− 4	+21
1972	zomertarwe	−21	+ 4
1973	aardappelen	− 2	+ 4
1974	suikerbieten	+28	+11
1975	aardappelen	+ 8	+ 8

sumptie-aardappelen vertoonden een meeropbrengst bij diepploegen (ongeveer 8%) doch een negatieve reactie op de met de mengwoeler en mengrotor verbeterde objecten. Suikerbieten gaven een meeropbrengst van ongeveer 4% op de gediepploegde en gemengwoelde objecten en van ongeveer 12% op de met de mengrotor bewerkte objecten.

21.63 *Vragen*

Geef de gebreken en de beste methode van grondverbetering met daarbij gebruikte machines aan voor de volgende cultuuromstandigheden en gronden:

a. Veengrasland (koopveengrond); 0-3 m veen, daar beneden humusarm, leemarm, matig fijn zand.

b. Veengrasland (madeveengrond); 0-0,8 m veen, daar beneden hetzelfde zand als bij a.

c. Veenkoloniaal profiel, akkerbouw (dampodzolgrond); 0-0,15 m bouwvoor met zeer humeus zand met 0,15-0,40 m veen, pH 3,5, daar beneden zand als bij a.

d. Plaatgrond, akkerbouw (vlakvaaggrond); 0-0,40 m, zware zavel, daar beneden humusarm, kleiarm, matig grof zand.

e. Zandontginningsgrond, akkerbouw (veldpodzolgrond); 0-0,15 m bouwvoor met humeus zand; 0,15-0,25 m, uitspoelingslaag (E) en 0,25-0,35 m sterk verkitte inspoelingslaag (Bh), daar beneden humusarm, leemarm, matig fijn zand (C).

f. Kleigrond, akkerbouw (poldervaaggrond), 0-0,25 m bouwvoor met zeer lichte zavel, 0,25-0,50 m, humus- en lutumarm fijn zand, daar beneden matig zware klei.

g. Kleigrond, bloembollenteelt (drechtvaaggrond); 0-0,50 m matig humeuze, matig zware klei; 0,50-1,00 m veen, daaronder tot meer dan 10 m matig grof humus- en lutumarm zand.

h. Een zware kleigrond (poldervaaggrond), grasland, om te zetten in sportvelden; 0 tot meer dan 1 m diep zware klei.

i. Zelfde profiel en grondgebruik als h, om te zetten in een woonwijk.

21.12 ONTWATERING TIJDENS EN NA DE UITVOERING

Machinale grondverbetering heeft, naast duidelijke verbetering van de bodemfuncties (produktie, draagkracht e.d.) soms ook tot minder geslaagde gevolgen geleid. Vooral het hoge uitvoeringstempo bij uitvoering met machines (tot enkele hectaren per dag) maakte het moeilijk om beoordelingsfouten tijdig te corrigeren. Het kwaad is dan meestal reeds geschied. Naast een reeks van gemaakte fouten (ten aanzien van bewerkingsdiepte, keuze van het werktuig en de trekkracht) bleek de *ontwatering* een veel voorkomende bron van mislukkingen. Dit is aan drie oorzaken te wijten: afname van doorlatendheid, verdichting en het functioneren van het ontwateringsstelsel.

21.12.1 Afname van doorlatendheid

Allereerst de doorlatendheid van de bewerkte grond. Tijdens de diepe bewerking wordt het poriënstelsel grondig verstoord. Weliswaar neemt de porositeit door uitlevering meestal toe voor wat betreft de totale grondmassa, maar de poriënverdeling wordt verstoord, waarbij vooral grote poriën (vaak fossiele wortel- en diergangen) verdwijnen. Wanneer de grondwaterstand tijdens de bewerking hoog is, dat wil zeggen reikt tot in de bewerkte laag, dan raken de bindingen van fijne bodemdeeltjes (humus en leemdeel) verstoord en ontstaat *interne verslemping*. Bij schraal zand is dit effect verwaarloosbaar, maar bij ondergronden met een leemgehalte van meer dan ca. 15% is dit risico aanwezig (Koenigs, 1964). Bij matig diepe grondbewerkingen (minder dan 1,0 m) kan zich het euvel op natuurlijke wijze herstellen door wortelwerking en bodemdieractiviteit, door de vorming van bioporiën. Eenmaal losgemaakte bodemlagen beneden de diepte van 1,00 m herstellen zich slechts zeer traag of niet, vooral bij hoge zomergrondwaterstandsdieptes (binnen 1 m). Door de structuurloze, verzadigde ondergrond wordt de ontwatering van de bovengrond in gevaar gebracht. Natte perioden gedurende het groeiseizoen leiden tot verrotting van de gewassen, terwijl de bewerkbaarheid en de draagkracht in voor- en najaar in gevaar komen (Van der Meer & Willet, 1964; Koenigs, 1964).

21.12.2 Verdichting

Als tweede oorzaak moet genoemd worden de verdichting als gevolg van nabewerking van diepbewerkte gronden (Wind & De Haan, 1966). Vooral diepploegen levert een terreinligging met zeer grote hoogteverschillen (enige dm). Egalisatie is noodzakelijk voor een gewone landbouw. Meestal wordt hiervoor een bulldozer gebruikt, die tevens de niet geploegde hoeken en de wendakkers bewerkt. Gebleken is dat intensieve egalisatie, dat wil zeggen herhaald rijden en schuiven over hetzelfde terreingedeelte, sterke en vrij diepe verdichtingen kunnen veroorzaken. De verticale doorlatendheid van het bewerkte bodemprofiel kan hierdoor aanmerkelijk verlaagd worden (zie tabel 21.65).

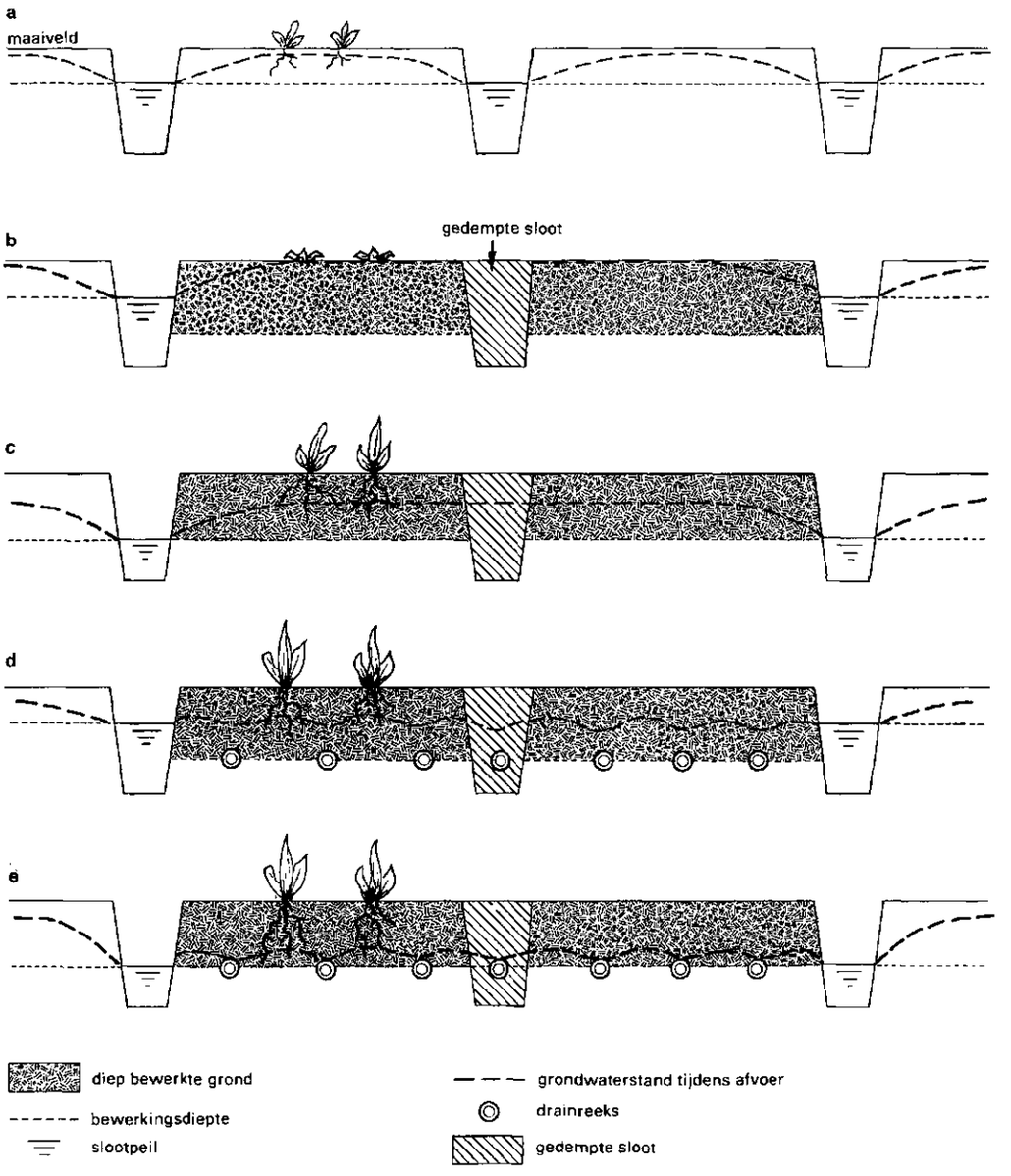
21.65 *Tabel*

Verzadigde doorlatendheid vóór en na berijden met een bulldozer, type D6 (naar Wind & De Haan, 1966: 247).

Aard materiaal	Diepte monster-name (cm)	doorlatendheid (m/d)	
		onbereden	bereden
een oorspr.bouwvoor (Ap-hor.)	0-10	7,9	0,8
een bruin zand (B-hor.)	10-15	10,8	4,2
een geel zand (C-hor.)	20-30	4,2	2,5
een geel zand (C-hor.)	60-70	4,4	4,3

21.12.3 Ontwateringsstelsel

De derde factor die een rol speelt bij wateroverlast tijdens en na diepe grondbewerking is het ontwateringsstelsel: greppels, sloten, buizendrainage. Een te hoog slootpeil, anders gezegd een te geringe ontwateringsdiepte kan, vooral tijdens veel neerslag en bij een wat lemige zandondergrond, interne verslemping en verlies van doorlatendheid veroorzaken en bovendien het natuurlijk structuurherstel in de weg zitten (geen biologische activiteit op grotere diepte). Dikwijls realiseert men zich te weinig dat, behalve het slootpeil, ook de slootafstanden en het al of niet werken van greppels en drains medebepalend zijn. Wanneer diepe grondbewerking gepaard gaat met slootdemping of verstoring van bestaande drainage, dan is het meestal zo, dat aanvullende maatregelen noodzakelijk zijn voor het handhaven van voldoende ontwateringsdiepte. Zelfs de storende invloed van verdichting kan gedeeltelijk gecompenseerd worden door een optimale ontwatering.



21.66 *Figuur*
Schematische weergave van de invloed van ontwateringssysteem op gewas.

21.12.4 Praktijkregels

Uit het voorgaande volgen enkele praktijkregels voor diepe grondbewerking:

1. Bij een ondergrond binnen de te bewerken diepte met een *leemgehalte* van >15% is het succes van de bewerking twijfelachtig bij hoge grondwaterstanden.
2. *Nabewerking*, zoals egalisatie moet zo mogelijk vermeden worden, of met grote voorzichtigheid uitgevoerd worden (licht materieel, weinig werkgangen). Zijn toch verdichtingen opgetreden, dan is een aanvullende bewerking met een aangepaste woeler tot de diepte van de verdichting gewenst, onder droge omstandigheden.
3. De *grondwaterstand* dient tijdens de diepe grondbewerking gelijk aan of dieper dan de bewerkingsdiepte te zijn. Slechts bij klei- en humusarm ondergrondzand mag van deze maatregel worden afgeweken. Ook zware kleigrond is weinig gevoelig voor structuurverval, maar de wenselijkheid van diepe bewerking is daar meestal afwezig. De definitieve ontwatering van het bewerkte perceel moet aangepast (opnieuw berekend) worden, bij de dan heersende omstandigheden (slootafstand of perceelsbreedte, geringere doorlatendheid).

21.12.5 Bemaling

Tot slot een enkele opmerking over tijdelijke grondwaterstandsverlaging, bemaling. Bij verschillende cultuur- en civieltechnische werken wordt de grond tijdelijk diep ontgraven en later weer op zijn plaats gebracht. Eigenlijk spelen hierbij dezelfde problemen als bij diepe grondbewerking, zij het dat de bewerkingsdiepte vaak veel groter is, soms vele meters. Gebruikelijk is in die gevallen een tijdelijke bemaling van het grondwater toe te passen met behulp van filters. Dit systeem, *bronbemaling* genoemd, lukt alleen in zandgronden. Bij kleigronden kan soms een open bemaling worden toegepast waarbij water met een klokpomp uit de ontgraven put wordt gepompt. Bij veengrond ligt dit ontwateringsprobleem gecompliceerd als gevolg van de geringe stabiliteit waardoor inkalving en zetting kan plaatsvinden. Een met water gevulde



21.67 *Foto*
Bronbemaling bij pijpleidingproject (foto KNHM).

put kan hier soms de oplossing geven, of het plaatsen van damwanden, gecombineerd met bemaling. Veel ervaring en kennis is opgedaan bij het in de grond brengen van het aardgasbuizennet tussen 1963 en 1980 (foto 21.67). De materie ligt eigenlijk iets buiten het bestek van dit hoofdstuk zodat volstaan wordt met het aanstippen ervan.

21.13 Nat grondverzet

Tot hier is in dit hoofdstuk steeds sprake geweest van 'droge' technieken, dat wil zeggen mechanische ingrepen waarbij geen water werd gebruikt. Bij natte of hydraulische bewerkingen wordt, naast machines, water als medium gehanteerd. Deze natte technieken worden niet alleen in stedelijke en industriële vestigingen maar ook in landbouw en recreatie toegepast (vergelijk het 'omspuiten' van bloembollengronden, 21.6.1). We bespreken achtereenvolgens hoe het materiaal gebaggerd, vervoerd en opgeslagen kan worden en wat toepassingsmogelijkheden zijn.

21.13.1 Ontgraving en transport

Bij het *ontgraven* van *zandige* specie treden weinig problemen op daar het zand onder water geen binding bezit en gemakkelijk toeloopt naar het punt van ontgraving. Velerlei baggerwerktuigen kunnen worden ingezet, zoals grijpers en winzuigers (figuur 21.68).

Kleiige en *venige* specie zullen in veel gevallen losgemaakt moeten worden, bijvoorbeeld met behulp van een baggermolen of een snijkopzuiger (figuur 21.68). Stenig en rotsachtig materiaal levert de meeste problemen maar komt in ons land vrijwel niet voor.

Het *transport* kan per schip gebeuren, bijvoorbeeld met een elevatorbak (figuur 21.68) of door persleidingen. In havengebieden wordt de gebaggerde specie veelal per schip naar een perszuiger gebracht die het vervolgens door persbuizen naar een depot perst. De aangevoerde specie wordt daartoe meestal verdund met water. Afhankelijk van de persafstand en de aard van de specie (korrelgrootteverdeling, organischestofgehalte) wordt de specie met een factor één tot tien verdund.

21.13.2 Opslag

Het voorgaande handelde over een typisch specialisme, het baggeren. De opslag van de specie past voor een belangrijk deel bij uitstek in de bodemtechniek en verdient daarom hier de nodige aandacht. *Opgespoten zand* is meer of minder dicht gepakt al naar gelang boven of onder water wordt opgespoten. De ontwatering tijdens het opspuiten is dan ook zeer belangrijk. Een vlakke ligging van het oppervlak wordt verkregen door tijdens het opspuiten regelmatig de spuitmond te verleggen. Bij de spuitmond bezinkt namelijk het grovere deel en verder weg het fijnere deel. Door verlegging van de spuitmond zorgt men ervoor dat op alle delen van de stort zowel grove als fijne delen terecht komen. Bij kleiige en venige specie is het een probleem om voldoende bezinking van fijne deeltjes te bereiken. Dit gelukt door de grootte van het oppervlak van het stort aan te passen aan de specie-aanvoer per tijdseenheid, het debiet. Voor het ontwerp van een *slibdepot* is het nodig om een 'slibbalans' op te stellen. Tabel 21.69 geeft hiervan een voorbeeld, ontleend aan de Rotterdamse havens.

21.69 *Tabel*
Slibbalans van opspuiting baggerspecie uit Rotterdamse havens (volumefracties, %). Willet, 1972: B6.

1.	Aangevoerde hoeveelheid bagger in bakken	100*
2.	Hoeveelheid slib + transportwater op slibveld	370*
3.	Volumetoename (2 – 1)	270
4.	Waterverlies tijdens opspuiting (verdamping + wegzijging)	50*
5.	Hoeveelheid water, toegevoegd bij opspuiting (3 + 4)	320
6.	Hoeveelheid bagger op stort na aftapping water	90*
7.	Volumevermindering tijdens aftapping (2 – 6)	280
8.	Waterverlies tijdens aftapping	30*
9.	Hoeveelheid afgetapt water (7-8)	250
10.	Hoeveelheid bagger is aftapwater ($\rho_2 = \rho_1$)**	2,5
11.	Verschil in hoeveelheid bagger op stort en aangevoerd in bakken (6 – 1)	–10
12.	Volumeverandering bagger tijdens opspuiting (11 – 10)	–7,5

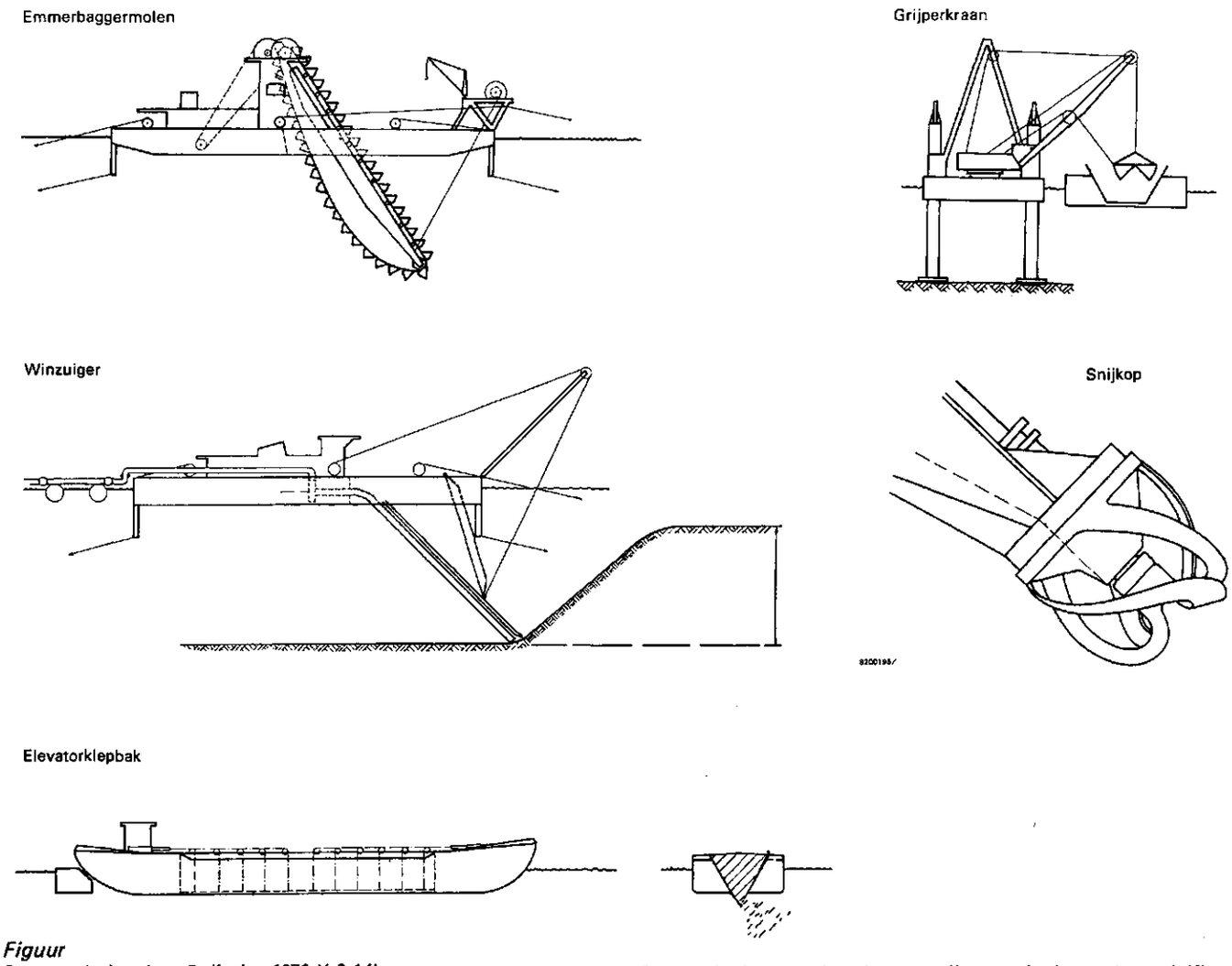
* gemeten percentages
** dichtheden tijdens opspuiting, ρ_1 en bij aftapping, ρ_2.

21.70 *Tabel*
Rijpingsklassen (naar Pons & Zonneveld, 1965: 75).

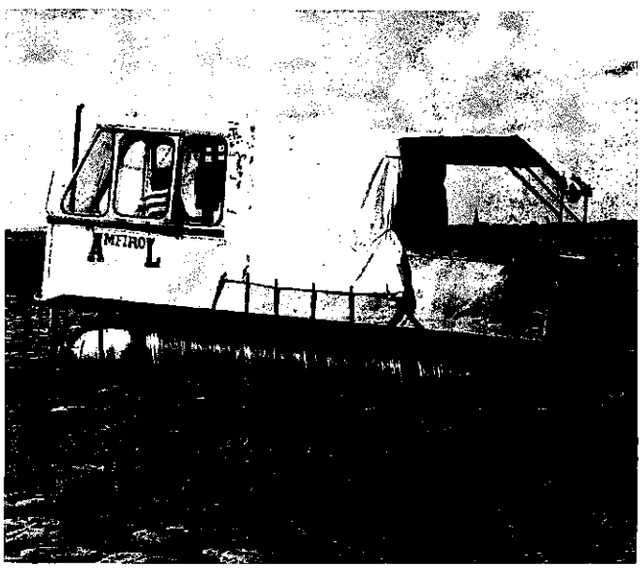
n	benaming	beschrijving van de consistentie
>2,0	ongerijpt	vloeibaar, niet kneedbaar
1,4-2,0	vrijwel ongerijpt	zacht, kleeft aan de hand, wordt gemakkelijk tussen vingers door geperst
1,0-1,4	half gerijpt	vrij zacht, kleeft aan de hand, wordt gemakkelijk tussen vingers door geperst
0,7-1,0	bijna gerijpt	vrij stevig, neiging tot kleven aan de hand, wordt niet gemakkelijk tussen vingers doorgeperst
<0,7	gerijpt	stevig, kleeft niet aan de hand, kan niet tussen de vingers door geperst worden.

(Tegenwoordig wordt voor specie, bestemd voor de dijkbouw, $n < 0,5$ gehanteerd, 'geheel gerijpt', als maatstaf voor de buitenste laag bekledingsklei).

Van grote betekenis is de *rijping*, het stevig worden van de opgespoten specie. Als regel kan gesteld worden dat kleiige en venige specie in lagen van maximaal 1 m (ongerijpt) opgespoten dient te worden. De rijpingstijd is vervolgens gekoppeld aan de ontwateringsmaatregelen die daarna worden toegepast (figuur 21.71).
Voor baggerspecie uit de Rotterdamse havens wezen proeven uit dat drie tot vier maal begreppelen voldoende was om een laagdikte van 1 m in één jaar te doen rijpen (figuur 21.72).



21.68 *Figuur*
Baggerwerktuigen (naar De Koning, 1970: V, 6-14).



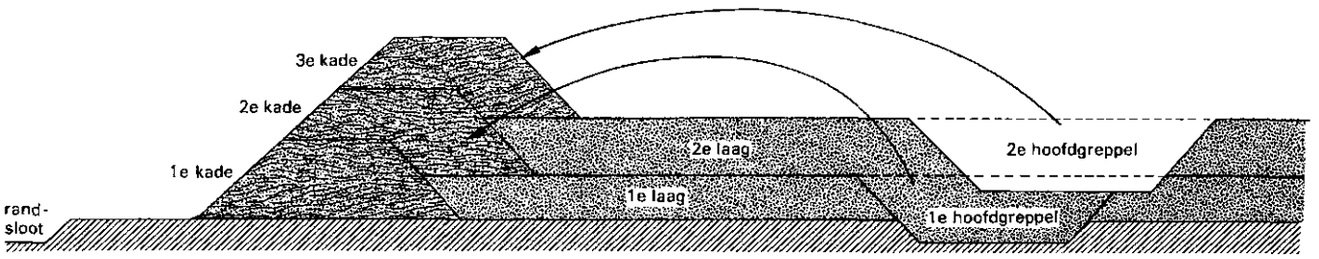
21.71 *Foto*
De 'amphirol', een amphibisch voertuig waarmee greppels in de bezonken, maar nog niet gerijpte specie, gemaakt worden (foto Heidemaatschappij).

De perskaden worden dan met dit materiaal opgehoogd (figuur 21.73) en de volgende laag van 1 m kan worden opgespoten.

De natuurlijke begroeiing (b.v. moerasandijvie) speelt bij de rijping een belangrijke rol. In het recente verleden werd onderzoek verricht om baggerspecie in diepe putten onder de waterspiegel te spuiten en te laten consolideren met behulp van bijzondere technieken, zoals verticale drainage, gecombineerd met een extra bovenbelasting van zand. Daaruit is gebleken dat deze technieken bruikbaar zijn. De rijpingsgraad van opgespoten specie kan, evenals die van natuurlijke afzettingen, zoals meerbodems, slikken en dergelijke, gekarakteriseerd worden met behulp van de rijpingsfactor *n* (tabel 21.70).

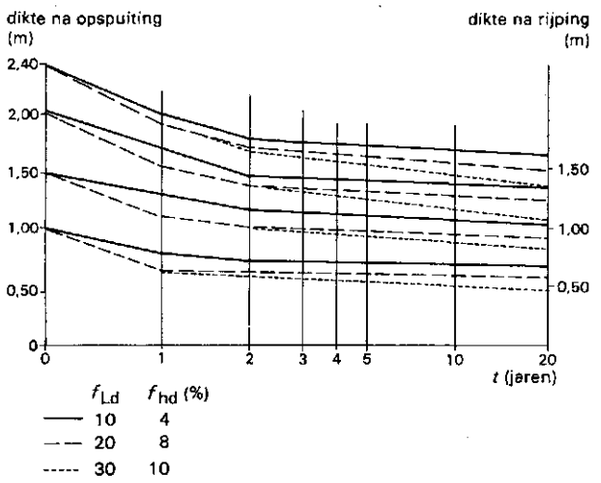
21.13.3 Toepassingen

Bij opspuitingen met zand is meestal een nuttige aanwending in het spel, ophoging van een bouw- of industrieterrein, constructie van een weg of dijk en zo meer. Bij kleiige en venige bagger ligt die meestal anders. De reden van het baggeren is meestal het verdiepen van vaarwegen, plassen of havens en de bagger kan dan beschouwd worden als reststof. Een complicatie daarbij is dat veel baggerspecie chemische verontreinigingen bevat. In Nederland zal naar verwachting over een periode van 10 jaar zo'n 350 miljoen m³ *verontreinigde specie* gebaggerd moeten worden (de Rotterdamse havens niet meegerekend). Het zoeken van een bestemming betekent een uitdaging voor alle betrokkenen (Willet, 1986). Storting in zee

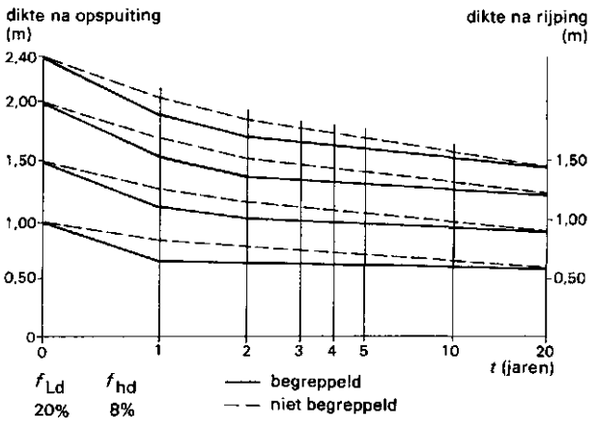


21.73 *Figuur*

Schematische weergave van het verhogen van de spuitkade met opgespoten en daarna gerijpte specie, gecombineerd met het graven van een hoofdgreppel aan de binnenzijde van de spuitkade.



a) Rijpingsklink bij verschillende lutum- en organische-stofgehalten



b) Rijpingsklink, begreppeld en niet begreppeld

21.72 *Figuur*

Klink van een laag opgespoten baggerspecie tegen de tijd en de invloed daarop van de slibsamenstelling (a) en van oppervlakte-ontwatering door begreppeling (b).

21.74 *Tabel*

Overzicht van verontreinigingsklassen voor baggerspecie in Rotterdamse havens en vaarwegen (mg/kg droge stof). Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 1984).

	grens kwal.klasse I-II	grens kwal.klasse II-III	grens kwal.klasse III-IV
categorie 1 stoffen			
cadmium	6	19	32
kwik	1,5	9	16
HCB	0,1	0,2	0,3
EOCl	6	9	21
3-4 benzofluorantheen	0,5	2,5	3,5
3-4 benzopyreen	0,2	1,0	2,0
PCB aroclor 1242	0,2	1,0	2,5
1248	0,2	0,5*	1,5
1254	0,2	1,0	2,0
1260	0,1	1,0	2,0
categorie 2 stoffen			
koper	60	190	370
zink	370	1160	2330
chroom	190	220	550
arseen	23	32	110
lood	110	460	660
nikkel	35	65	80
olie	1250	2500	4700
zes van Borneff	3	8	19

* arbitraire waarde vanwege het feit dat de 95%-waarde gebiedsklasse 2 hoger is dan de 95% waarde van de gebiedsklasse 3.

van verontreinigde bagger lijkt vanuit milieuoogpunt de slechtste oplossing. Ons mariene ecosysteem wordt toch al sterk aangetast door allerlei lozingen van afval. Bagger bezit dikwijls een samenstelling die het geschikt maakt voor allerlei doeleinden, mits het materiaal voldoende gerijpt is en de chemische samenstelling de gestelde normen niet overschrijdt. Goede resultaten zijn bereikt met bosbouw op baggerspecie (Peeters & Stuurman, 1980). Baggerspecie als bouwmateriaal voor woningbouw-, industrie- en recreatieterreinen en voor dijkbouw is op praktijkschaal met succes toegepast (Willet, 1985; Dekker, 1981; De Glopper & Veenstra, 1974).

Milieu-aspecten

In het algemeen wordt momenteel (1987) bij de milieuhygiënische beoordeling van bagger de *'Leidraad Bodemsanering'* van het ministerie van Volkshuisvesting Ruimtelijke Ordening en Milieuhygiëne van 1983 gehanteerd (Ministerie VROM, 1983). De interpretatie is echter per provincie of instantie verschillend. In het Rotterdamse havengebied wordt al vele jaren een indeling in *verontreinigingsklassen* gehanteerd die gekoppeld is aan bepaalde gedeelten van de rivier en de havens. Het westelijke gebied wordt gekarakteriseerd als klasse I, het middengebied als klasse II en het oostelijke gebied als klasse III, klasse IV vertegenwoordigt kleine, sterk verontreinigde gebieden, b.v. havens waar in het verleden sterke verontreiniging is opgetreden. De grenswaarden tussen de klassen zijn in tabel

21.74 te vinden. In het Rotterdamse havengebied is de bestemming van gebaggerde specie als volgt:

Klasse I: *storten op zee;*
Klasse II en III: *in grootschalig opslagbassin, westelijk van de Maasvlakte;*
Klasse IV: *bijzondere opslagbassins.*

De neiging bestaat om zich hier min of meer landelijk bij aan te passen, in die zin dat klasse I (en II) ook op land geborgen wordt. De milieuhygiënische aspecten van baggerspecie (zogenaamde onderwaterbodems) worden bestudeerd door een aantal werkgroepen van de ministerie van Verkeer en Waterstaat en van Volkshuisvesting Ruimtelijke Ordening en Milieuhygiëne (Werkgroep Normering, 1986). Het op diepte houden van de Rotterdamse haven vraagt veel opslagcapaciteit voor verontreinigde baggerspecie. Voor dit doel is voor de kust van Voorne een grootschalige bergingslocatie in zee aangelegd waar gedurende 10 jaar 15 miljoen m³ verontreinigde baggerspecie (jaarlijks) geborgen zal worden (verontreinigingsklassen II en III, zie tabel 21.74) (Projectorganisatie Grootschalige Locatie, 1984). Dit project heet in de wandeling 'Slufterdam-project'.

21.75 ***Rekenvoorbeeld***

Gegeven: In een voormalige zandput, oppervlakte 27000 m², gemiddelde diepte 9,00 m, bevindt zich op de bodem een sliblaag met een gemiddelde dikte van 6,0 m. De rijpingsfactor $n_{s1} = 2{,}5$. Na belasting en consolidatie zal de rijpingsfactor $n_{s2} = 1{,}0$ zijn. De massafractie lutum $f_{ls} = 24\%$, de massafractie organische stof $f_{hs} = 10\%$. De put moet aangevuld worden tot een blijvende hoogte, na zakking, gelijk aan die van het omringende maaiveld. De beschikbare aanvulspecie kan gebaggerd worden uit een te verbreden waterloop; de massafractie lutum en organische stof zijn gelijk aan die van de sliblaag in de put. De gemiddelde rijpingsfactor $n_{a1} = 1{,}0$ (de grens tussen bijna gerijpt en half gerijpt, zie tabel 21.70). De grondwaterstand in de put is 0,75 m beneden het omringende maaiveld; de dichtheid van de vaste fase, zowel in de put als in de ontgraving $\rho_{m+h} = 2500$ kg/m³. De rijpingsfactor van de aanvulspecie zal tijdens de opspuiting in de put gelijk zijn aan $n_{a2} = 2{,}5$; na consolidatie van de aanvulspecie zal deze zijn $n_{a3} = 0{,}7$ boven water en $n_{a4} = 1{,}0$ onder water. De dichtheid van water $\rho_w = 1000$ kg/m³.

Gevraagd: De hoeveelheid specie, gerekend in de ontgraving, nodig voor de demping van de put.

Oplossing: Met behulp van formule 20.60 worden de watergetallen berekend:

– Ongerijpt slib in de put en opgespoten aanvulspecie, (n_{s1} en $n_{a2} = 2{,}5$).
w_{s1} en $w_{a2} = 2{,}5\ (0{,}24 + 3 \times 0{,}10) + 0{,}2 = 1{,}55$.

– Halfgerijpt slib na consolidatie en aanvulspecie in de ontgraving alsook na consolidatie onder water (n_{s2}, n_{a1} en n_{a4})
w_{s2}, w_{a1} en $w_{a4} = 1{,}0\ (0{,}24 + 3 \times 0{,}10) + 0{,}2 = 0{,}74$.

– Gerijpte aanvulspecie in de put, boven de waterstand ($n_{a3} = 0{,}7$).
$w_{a3} = 0{,}7\ (0{,}24 + 3 \times 0{,}10) + 0{,}2 = 0{,}58$.

Tussen het watergetal en het massieke volume bestaat de volgende betrekking (formule 20.62):

$$v = \frac{1}{\rho_{m+h}} + \frac{w_{sat}}{\rho_w}$$

Invulling geeft:

$$v_{s1} \text{ en } v_{a2} = \left(\frac{1}{2500\ \text{kg/m}^3} + 0{,}00155\ \text{m}^3/\text{kg}\right) = 1{,}95\ \text{dm}^3/\text{kg}.$$

$$v_{s2},\ v_{a1} \text{ en } v_{a4} = \left(\frac{1}{2500\ \text{kg/m}^3} + 0{,}00074\ \text{m}^3/\text{kg}\right) = 1{,}14\ \text{dm}^3/\text{kg}.$$

$$v_{a3} = \left(\frac{1}{2500\ \text{kg/m}^3} + 0{,}00058\ \text{m}^3/\text{kg}\right) = 0{,}98\ \text{dm}^3/\text{kg}.$$

De massieke volumina zijn evenredig met de laagdikten (formule 20.51), zodat de gemiddelde dikte van de sliblaag, na aanvulling van de put en consolidatie zal zijn:

$$d_{s2} = d_{s1}\frac{v_{s2}}{v_{s1}} = 6 \times \frac{1{,}14}{1{,}95} = 3{,}5\ \text{m}.$$

De zakking is dus $z_s = 6{,}0 - 3{,}5 = 2{,}5$ m.
De dikte aanvulslib bedraagt $9{,}0 - 6{,}0 + 2{,}5 = 5{,}5$ m.

Evenwel de bovenste 0,75 m van de aanvulspecie krijgt uiteindelijk een rijpingsfactor $n_{a3} = 0{,}7$.
Teruggerekend naar de te ontgraven specie (met $n_{a1} \approx 1{,}0$) krijgt men de volgende laagdikte aanvulspecie:

$$(5{,}5\ \text{m} - 0{,}75\ \text{m}) + \left(0{,}75\frac{1{,}14}{0{,}98}\right) = 5{,}62\ \text{m}$$

De oppervlakte van de put bedraagt 27000 m², zodat de benodigde hoeveelheid aanvulspecie zal zijn: 5,65 m × 27000 m² = 152550 m³.
Gedurende de opspuiting gaat de aanvulspecie in ongerijpte toestand over, rijpingsfactor $n_{a2} = 2{,}5$. De opspuithoogte boven het sliboppervlak in de put bedraagt daarom

$$(5{,}5 - 0{,}75)\frac{1{,}95}{1{,}14} + 0{,}75\frac{1{,}95}{0{,}98} = 9{,}62\ \text{m}$$

Deze laagdikte zal in een aantal malen opgespoten moeten worden, met tussentijds consolidatieperioden van 1 jaar, met begreppeling.

21.76 ***Rekenvoorbeeld***

Gegeven: Dezelfde grootheden als in rekenvoorbeeld 21.75. Voorts een samendrukkingsconstante van de sliblaag $C_s = 3{,}9$; geen grensspanning; een verzadigde dichtheid van de ongerijpte sliblaag, $\rho_{s1} = 1300$ kg/m³; van de geconsolideerde aanvulspecie boven de waterspiegel $\rho_{a1} = 1600$ kg/m³ en onder de waterspiegel $\rho_{a2} = 1500$ kg/m³. Gerekend wordt met een hydrostatisch verloop van de waterspanning.

Gevraagd: De zakking van de sliblaag als gevolg van het aanbrengen van de aanvulspecie.

Oplossing: Allereerst wordt de gemiddelde korrelspanning van de sliblaag bepaald.

Figuur a (zie voor verklaring figuur 20.12).

– Op 3,0 m diepte is de grondspanning:
$\sigma_{tb} = 1000\ \text{kg/m}^3 \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 2{,}25\ \text{m} = 22{,}5\ \text{kPa}$.

– Op 9,0 m diepte is de grondspanning:
$\sigma_{to} = (1300\ \text{kg/m}^3 \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 6\ \text{m}) + 22{,}5\ \text{kPa} = 100{,}5\ \text{kPa}$.

– Op 3,0 m diepte is de waterspanning $p_{wb} = 22{,}5$ kPa.

– Op 9,0 m diepte is de waterspanning:
$p_{wo} = 1000\ \text{kg/m}^3 \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 8{,}25\ \text{m} = 82{,}5\ \text{kPa}$.

– Volgens formule 20.3 is nu de korrelspanning op 3,0 m diepte:
$\sigma_{kb} = 22{,}5 - 22{,}5 = 0$ en op 9,0 m diepte:
$\sigma_{ko} = 100{,}5 - 82{,}5 = 18$ kPa.

– De gemiddelde korrelspanning van de sliblaag is:

$$\bar{\sigma}_k = \frac{0 + 18}{2} = 9\ \text{kPa}.$$

Figuur b toont vervolgens de 'last-zakkingskromme', geconstrueerd volgens de formule van Terzaghi:

$$z = \frac{d}{C}\ln\frac{\bar{\sigma}_k + \Delta\sigma_k}{\bar{\sigma}_k}$$

Hiertoe worden twee belastingen gekozen en de daarbij behorende zakkingen uitgerekend:
$\Delta\sigma_{kA} = 30$ kPa.

$$Z_A = \frac{6}{3{,}9}\ln\frac{9 + 30}{9} = 2{,}25\ \text{m}.$$

$\Delta\sigma_{kB} = 50$ kPa.

$$Z_B = \frac{6}{3{,}9}\ln\frac{9 + 50}{9} = 2{,}89\ \text{m}.$$

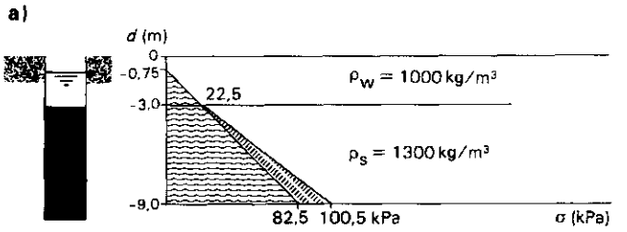
De gevonden waarden worden grafisch uitgezet (figuur b). Uit deze figuur kan de gewenste dikte van de aanvulspecie gevonden worden: $\Delta d = 5{,}5$ m en de daarbij behorende zakking $Z = 2{,}5$ m. De belasting, $\Delta\sigma_k$, stemt overeen met een bepaalde dikte van aanvulspecie, Δd uitgaande van de uiteindelijke dichtheden. Bij een laag aanvulspecie met een dikte van 3,0 m bedraagt de spanningstoename:

$\Delta\sigma_k = (1600\ \text{kg/m}^3 \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 0{,}75\ \text{m}) + (500\ \text{kg/m}^3 \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times \times 2{,}25\ \text{m}) = 23{,}25\ \text{kPa}$.

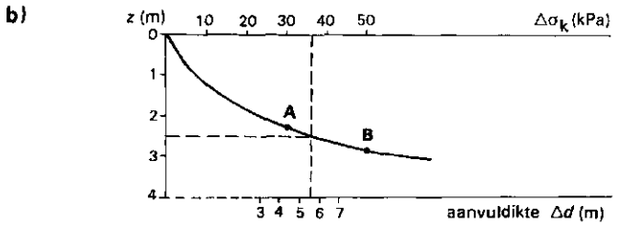
Zo kan men ook de andere dikten uitdrukken in spanningstoenamen. Bij lagen dunner dan 3,0 m verdwijnt uiteraard de goed gerijpte laag onder water. Dit speelt in het voorbeeld geen rol.

Figuur c laat de spanningsverdeling zien na het aanbrengen van de aanvulspecie en na consolidatie daarvan. Daarbij is ervan uitgegaan dat de waterstand na het aanvullen direct op 0,75 m beneden het spuitoppervlak zal komen te staan en vervolgens gelijkmatig meezakt. Het slib is nog niet geconsolideerd. Boven de waterspiegel op 1,75 m boven het omringende maaiveld is de grondspanning gelijk aan de korrelspanning:
$\sigma_t = 1600\ \text{kg/m}^3 \times 10\ \text{N kg}^{-1} \times 0{,}75\ \text{m} = 12\ \text{kPa}$.
Op 3,0 m beneden het omringende maaiveld is de grondspanning:

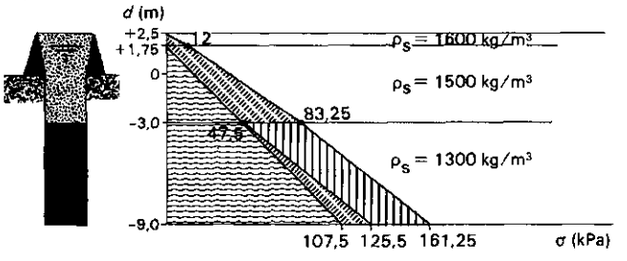
a)

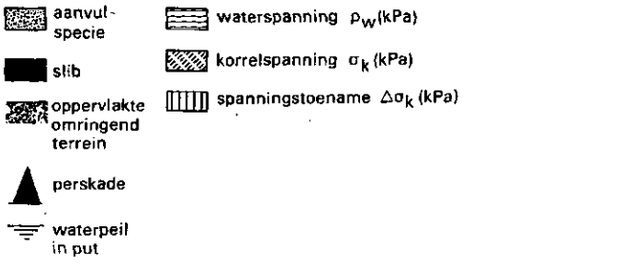


b)



c)





σ_t = (1500 kg/m³ × 10 N kg^{-1} × 4,75 m) + 12 kPa = 83,25 kPa.
Uit figuur c blijkt: p_w = 47,5 kPa.

De korrelspanning bedraagt 83,25 kPa – 47,5 kPa = 35,75 kPa welk bedrag tevens gelijk is aan de belastingstoename op de sliblaag $\Delta\sigma_k$.
Op 9,0 m beneden het omringende maaiveld is de grondspanning:
σ_t = (1300 kg/m³ × 10 N kg^{-1} × 6 m) + 83,25 kPa = 161,25 kPa.
Zoals reeds in rekenvoorbeeld 21.75 is uiteengezet zal de werkelijke dikte van de met ongerijpte specie op te spuiten laag veel groter zijn dan 5,5 m, en wel 9,62 m (zie de berekening aldaar).

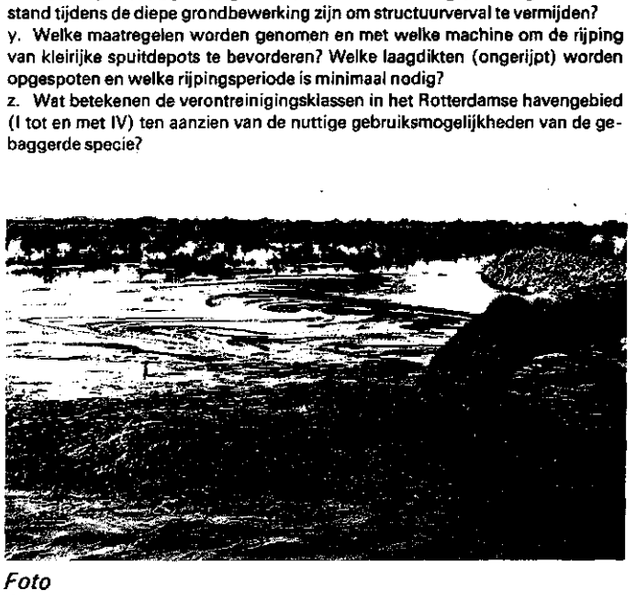
Uit de behandelde rekenvoorbeelden blijkt dat het probleem op twee manieren benaderd kan worden, een praktische met behulp van rijpingsfactoren en een theoretische met behulp van zettingsberekening. De eerste geeft een snelle benadering maar vraagt nogal wat ervaring bij de juiste keuze van de n-waarden. Er is slechts weinig onderzoek voor nodig. De tweede methode vraagt om gedegen veld- en laboratoriumwerk. Nog meer informatie krijgt men door ook de factor tijd in de oplossing te betrekken, waarvoor echter nog meer gegevens nodig zijn (zie formule 20.33).

21.77 *Vraag*

Welke gegevens ontbreken in rekenvoorbeelden 21.75 en 21.76 om een technisch ontwerp te kunnen maken?

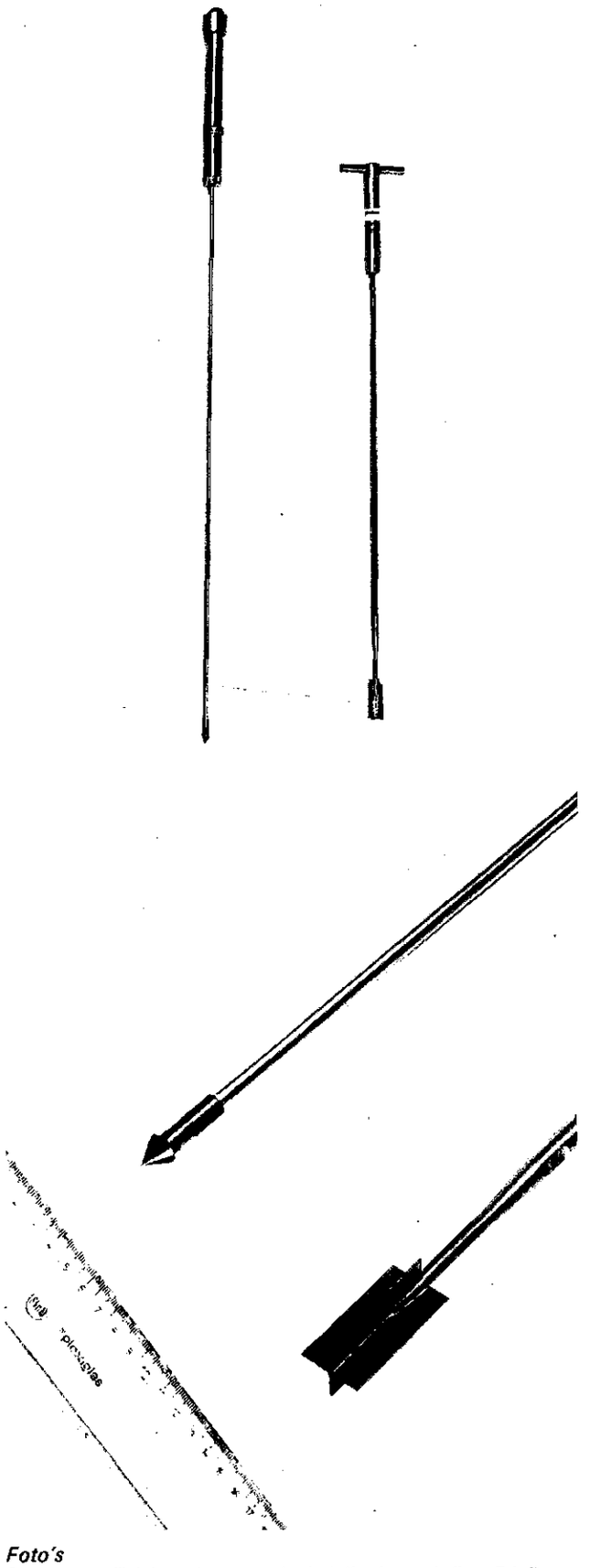
21.78 *Repeteervragen*

a. Welke zijn de belangrijkste gebreken die door middel van grondverbetering opgeheven kunnen worden?
b. Wat gebeurt er ten aanzien van de bodemstructuur wanneer het adsorptiecomplex hoofdzakelijk met natriumionen is bezet en een hoge concentratie van natriumionen in de bodemoplossing verlaagd wordt?
c. Geef de samenhang in een formule tussen de klimaatsfactoren gedurende het groeiseizoen en de oogstdepressie van het gewas.
d. Welke dikte beschikbaar hangwater moet een bodemprofiel hebben om in een normaal jaar geen oogstdepressie in akkerbouwgewassen te krijgen?
e. Bij welk grondwaterstandstraject wordt een gunstig compromis bereikt tussen maximale voorziening van capillair vocht uit de ondergrond enerzijds en voldoende vroegheid van zaai- en pootdatum in het voorjaar?
f. Welke vormkenmerken (basisoppervlakte en conushoek) heeft de penetrometer waaraan de meeste kritieke indringingsweerstanden (I_t) zijn gekoppeld?
g. Welk lutumgehalte moet de nieuwe bouwvoor bij een diep bewerkte plaatgrond bezitten om niet stuif- en verslempingsgevoelig te worden?
h. Waarom heeft diepe grondverbetering bij hooggelegen zandgronden (Gt VI en VII) weinig positief resultaat?
i. Wat zijn de gebreken van veenkoloniale gronden (m.n. dampodzolgronden)?
j. Welk organische-stofgehalte in de bouwvoor van een diep bewerkte veenkoloniale grond dient te worden nagestreefd, zodat enerzijds de draagkracht voldoende is en anderzijds stuifgevaar wordt vermeden?
k. Om het gewenste organische-stofgehalte van vraag j te bereiken zal de dikte van de te mengen zandlaag in een bepaalde verhouding moeten staan tot de dikte van de in het oorspronkelijke profiel aanwezige veenlaag. Welk is deze optimale verhouding in het algemeen?
l. Op welke wijze kan een opgespoten zandlaag van een woningbouwterrein geschikt gemaakt worden voor de groei van boomsoorten? Geef enkele maten (laagdikte, bewerkingsdiepte).
m. Geef definities van: vloeigrens, kleefgrens, uitrolgrens, omslagpunt en plasticiteitsindex. Hoe heten deze grootheden?
n. Op welke wijze wordt de bewerkbaarheid van kleigronden verbeterd en waarom doet men dat? Geef aan hoe deze maatregel verbetering kan geven van de opbrengst van akkerbouwgewassen.
o. Geef enkele kenmerkende getallen voor de belasting, uitgeoefend op het grondoppervlak door: een koe, een trekker, een voetballer. Welke kritische grenzen houdt men aan (MPa) voor beweiding en voor sportvelden (middenveld en kantstroken).
p. Noem de bodemkundige kenmerken, die de stevigheid van een toplaag van een sportveld bepalen. Vertaal deze kenmerken tot optimale aanlegcriteria voor de volgende grondsoorten: zware kleigrond, zavelgrond, zandgrond.
q. Geef de betekenis aan van de graszode voor de draagkracht van de toplaag en differentieer daarbij naar grassoorten.
r. Bij welk slootpeil blijken veengraslanden praktisch altijd bestand tegen vertrapping?
s. Omschrijf het systeem van 'ploegen en afschuiven' en geef aan wat daarmee bereikt wordt.
t. Wat wordt onder 'proportioneel', 'conservatief' en 'selectief' verstaan bij diepploegen?
u. Plaats de volgende werktuigen in een volgorde van fijnheid van mengin3: diepploeg, mengrotor, scherpe woeler, mengwoeler, mengploeg. Welke van deze machines vragen bij inzet de hoogste en welke de laagste bewerkingskosten per oppervlakte?
v. Geef enige procentuele meeropbrengsten als gevolg van diepe grondbewerkingen.
w. Welk lutumgehalte (kleiner dan 2 µm) mag niet overschreden worden bij diepe grondbewerking bij hoge grondwaterstanden?
x. Hoe diep moet bij lutumgehalten boven de kritieke grens, de grondwaterstand tijdens de diepe grondbewerking zijn om structuurverval te vermijden?
y. Welke maatregelen worden genomen en met welke machine om de rijping van kleirijke spuitdepots te bevorderen? Welke laagdikten (ongerijpt) worden opgespoten en welke rijpingsperiode is minimaal nodig?
z. Wat betekenen de verontreinigingsklassen in het Rotterdamse havengebied (I tot en met IV) ten aanzien van de nuttige gebruiksmogelijkheden van de gebaggerde specie?



21.80 *Foto*

Opspuiting van baggerspecie uit Rotterdamse havens.



21.79 *Foto's*
Penetrometer (links) en vinapparaat (rechts) (foto's van de firma Eykelkamp te Giesbeek).

21.14 LITERATUUR

Bakker, J.W. & M. Uittenbogaard, 1974. Een onderzoek van het bodemmilieu voor straatbomen. Groen 30, 10: 306-308. Verspreide overdrukken Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 166. 3 p.

Bakker, J.W., C.T. Visser & J.P. Couenberg, 1979. Grondverbetering voor straatbomen (een onderzoek naar de geschiktheid van zand-zwartveenmengsels). Nota Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 1109. 67 p.

Beuving, J., 1979. Invloed van organische stof en lutum op de verdichtbaarheid en de mechanische sterkte van zand. Nota Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 1076. 35 p.

Beuving, J., 1981. Invloed van conusafmeting op de penetrometerweerstand van de grond. Cultuurtechnisch Tijdschrift 21, 2: 109-115.

Boekel, P., 1979. Verbetering van de stevigheid van grassportvelden. Landbouwk. Tijdschr. 91: 92-98.

Boelens, J.J. & E. Koning, 1986. Grondverbetering in de IJsselmeerpolders. Flevobericht 267. 151 p.

Boels, D., 1976. Bepaling van kwaliteit van ploegen en afschuiven op lichte zavelgronden. Cultuurtechnisch Tijdschr. 16, 5: 259-266. Verspreide overdrukken Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 185. 7 p.

Bolt, G.H. & M.G.H. Bruggenwert, 1976. Soil Chemistry. A. Basic elements. Elsevier scientific publishing company, Amsterdam. 281 p.

Booy, A.H, G. Rutten & G.P. Wind, 1975. Reconstructiegebied Oost-Groningen en Gronings-Drentse Veenkolonieën en streekplangebied Oost- en Zuidoost Drenthe. Stichting voor Bodemkartering, Rapport 1198, bijlage 1, blad 4, Wageningen.

Cultuurtechnisch Vademecum, 1970. Uitgave Cultuurtechnische Dienst. 130 p.

Cultuurtechnische Dienst, 1975. Jaarverslag 1972 van de afdeling grondverzet en mechanisatie. Mededeling CD 104. 34 p.

Dekker, J., 1981. Grondmechanische aspecten van de toepassing van gerijpte baggerspecie in dijkbouw. Polytechnisch Tijdschrift, Bouwkunde, Wegen- en Waterbouwkunde 36, 11: 578-586.

Feitsma, K.S., 1969. Grondverbetering in het oostelijk deel van Oostelijk Flevoland. Cultuurtechnisch Tijdschrift 9, 2: 86-98.

Glopper, R.J. de, 1974. De bekledingsklei op de afsluitdijk van de Lauwerszee. Polytechnisch Tijdschrift Bouwkunde, Wegen- en Waterbouwkunde 14, 29: 453-459.

Grim, R.E., 1962. Applied clay mineralogy. McGraw-Hill Book Company Inc., New York. 422 p.

Havinga, L., 1975. Blijvend effect van diepe grondbewerking. Cultuurtechnisch Tijdschrift 15, 3: 131-135. Verspreide overdrukken Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 180. 4 p.

Havinga, L., 1978. Aspecten van grondverbetering op plaatgronden. Cultuurtechnisch Tijdschrift 18: 97-102.

Hidding, A.P. & G.P. Wind, 1963. Practical results of the improvement of clay cover soils. Netherlands Journal for Agricultural Sciences 11: 351-363. Technisch Bulletin Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 30. 9 p.

Hil, J. van den, 1975. Premies voor vroege en late levering. Maandblad Suikerunie 7: 8-10.

Hillel, D., 1971. Soil and Water. Academic Press, New York. 288 p.

Houben, J.M.M.Th., 1977. Hoe diep mag in dekzandgronden de zomergrondwaterstand zijn? Buffer 23, 5: 115-123.

Houben, J.M.M.Th., 1980. Mogelijkheden van profielverbetering op zandgronden. Cultuurtechnisch Tijdschrift 19, 6: 312-325.

Koenigs, F.F.R., 1964. Vochtgehalte bij bewerking en doorlatendheid van zandgronden. Tijdschrift Kon. Ned. Heidemaatschappij 75, 12: 617-627.

Koning, J. de, 1970. Baggermateriaal. Cursus Opspuiten Terreinen. Stichting Postdoctoraal Onderwijze in de Civiele Techniek, Delft, 1969, 1970, 1971. 44 p.

Konsten, C.J.M., W. Andriesse & R. Brinkman, 1986. A field laboratory method to determine total potential and actual acidity in acid sulfate soils. In: *Dost,H.,* Proceedings of the Dakar symposium on acid sulphate soils. International Institute for Landreclamation and Improvement, Wageningen (in druk).

Meer, K. van der & J.R. Willet, 1964. Bodemkundige aspecten van diepe grondbewerking. Tijdschrift Kon. Ned. Heidemaatschappij 75, 12: 628-634.

Mes, A.E.R. & M. Pot, 1984. De IB-handpenetrometer en de IB-schuifweerstandsmeter voor grassportvelden. Cultuurtechnisch Tijdschrift 23, 6: 333-341.

Ministerie van Verkeer en Waterstaat, 1984. Identificatie baggerspecie benedenrivierengebied. Nota Rijkswaterstaat Directie Benedenrivieren en RIZA. 25 p.

Ministerie van Volkshuisvesting, Ruimtelijke Ordening en Milieubeheer, 1983. Leidraad Bodemsanering. Staatsuitgeverij, 's-Gravenhage. 159 p.

Mitchell, J.K., 1976. Fundamentals of soil behavior. University of California, Berkely. John Wiley and Sons Inc. New York. 422 p.

Olphen, H. van, 1963. An introduction to clay colloid chemistry. Wiley Interscience, New York. 301 p.

Peeters, J.P. & F.J. Stuurman, 1980. Tien jaar beplantingsproef Broekpolder. Rijksinstituut voor Onderzoek in Bos- en Landschapsbouw 'De Dorschkamp', rapport 235. 146 p.

Pelgrum, A., 1976. De bodemstructuur op drie organische-stofbedrijven. Instituut voor Bodemvruchtbaarheid, rapport 5, 76. 27 p.

Pons, L.J. & I.S. Zonneveld, 1965. Soil ripening and soil classification. International Institute for Landreclamation and Improvement, publications 13. 128 p.
Projectorganisatie Grootschalige Bergingslocatie Baggerspecie, 1984. Grootschalige locatie voor de berging van baggerspecie uit het benedenrivierengebied. Dienst van Gemeentewerken Rotterdam, Bureau Voorlichting en Public Relations. 150 p.
Rijniersce, K., 1980. Profielverbetering in stedelijke gebieden in de IJsselmeerpolders. Cultuurtechnisch Tijdschrift 19, 6: 289-299.
Schneider, C.B.H., 1980. Bodemkunde van de bouwvoor. In: Cursus Bodemkunde, syllabus 22. Ministerie van Landbouw en Visserij, afdeling Scholing, 's-Gravenhage. 108 p.
Schothorst, C.J., 1968. De relatieve dichtheid van humeuze gronden. De Ingenieur 80, 2: 1-8.
Schothorst, C.J., 1977. Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands. Geoderma 17: 265-291.
Schothorst, C.J. & J. Beuving, 1968. Het resultaat van een proef met bezanding van veengrasland. Nota Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 485. 29 p.
Segeren, W.A. & H. Hengeveld, 1984. Bouwrijp maken van terreinen. Stichting Bouwresearch 99, 345 p.
Stichting Proefcentrum voor de Rundveehouderij in het westen des lands, 1975. Zegveld, jaarverslag 1974-1975. 47 p.
Tanis, K., 1961. De resultaten van mechanische herontginning in de oude Veenkoloniën. Tijdschrift Kon. Ned. Heidemaatschappij 72, 3: 62-69.
Touwen, L. & W. Versteeg, 1964. Sportvelden. Tijdschrift Kon. Ned. Heidemaatschappij 75, 6: 295-302; 7/8: 353-360; 9: 427-340; 12: 615-616.
United States Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agricultural Handbook 60, U.S. Department of Agriculture, Washington DC. 160 p.
Versteeg, W., 1972. Zand voor sportvelden. Tijdschrift Kon. Ned. Heidemaatschappij 83, 10: 363- 370.
Werkgroep Bos in Stedelijke gebieden, 1970. Jaarverslag over 1970 en onderzoeksresultaten. Stichting Bosbouwproefstation 'De Dorschkamp', Wageningen. 48 p.
Werkgroep Grondbewerking Technische Aspecten, 1985. Themadag effecten van diepe grondbewerking in de akkerbouw en vollegrondsgroenteteelt. PAGV-verslag nr. 42. 85 p.
Werkgroep Normering, 1986. Interimrapport onderwaterbodemoverleg. Rijkswaterstaat-Directoraat Generaal voor de Milieuhygiëne. 46 p.
Wiebing, R. & G.P. Wind, 1977. Grondverbetering beperkt droogteschade in de Veenkoloniën. Bedrijfsontwikkeling 8, 6: 591-594.
Willet, J.R., 1970. Bodemkartering ten behoeve van bodemverbetering. Tijdschrift Kon. Ned. Heidemaatschappij, 81, 9: 301-311.
Willet, J.R., 1972. Bodemphysisch gedrag van opgespoten baggerspecie uit de Rotterdamse havens. De Ingenieur, Bouw- en Waterbouwkunde 1, 18: 1-12.
Willet, J.R., 1985. Nuttig gebruik van slibsoorten. Heidemijtijdschrift 1996, 4: 104-108.
Wind, G.P., 1969. Grondverbetering. Cultuurtechnische verhandelingen van het Ministerie van Landbouw en Visserij: 189-222.
Wind, G.P. & A.P. Hidding, 1961. The soil physical basis of the improvement of clay cover soils. Netherlands Journal for Agricultural Sciences 9: 281-292. Technisch bulletin Instituut voor Cultuurtechniek en Waterh. 25: 11 p.
Wind, G.P. & R.A. Pot, 1976. Bodenverbesserung in den holländischen Veenkoloniën. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 17, 4: 193-206.
Wind, G.P. & R. Wiebing, 1985. Ervaringen met diep losmaken en herverdichting van grond. In: PAGV-verslag nr. 42. Themadag Effecten van diepe grondbewerking in de akkerbouw en vollegrondsgroenteteelt: 61-69.
Wijk, A.L.M. van, 1980. Playing conditions of grass sports fields. Proefschrift. Pudoc, Wageningen. Agricultural Research Report 903, 124 p.
Wijk, A.L.M. van, 1984. Landbouwkundige aspecten van ontwatering in veenweidegebieden. Commentaar op een literatuuranalyse. Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, rapport 9. 12 p.
Wijk, A.L.M. van, 1985. Mogelijkheden en beperkingen in bodemgebruik door de landbouw. Cultuurtechnisch tijdschrift 25, 4: 281-297.
Wijk, A.L.M. van & J. Beuving, 1975a. Bodemtechnische ontwerpnormen voor speel- en ligweiden en trapvelden. Cultuurtechnisch Tijdschrift 15, 3: 150-163. Verspreide overdrukken Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 181. 14 p.
Wijk, A.L.M. van & J. Beuving, 1975b. Relation between playability and some soil physical aspects of the top layer of grass sports fields. Rasen- Turf-Gazon 3: 77-83, Verspreide overdrukken Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 177. 7 p.
Wijk, A.L.M. van & J. Beuving, 1978. Relation between soil strength, bulk density and soil water pressure head of sandy top-layers of grass sports fields. Zeitschrift für Vegetationstechnik 1, 2: 53-58.
Wijk, A.L.M. van & J. Buitendijk (in druk). A method to predict workability of arable soils and its influence on crop yield. 9 p. In: R.E. Horn & J. Drescher. Proceedings of the First International workshop on soil physics and soil mechanics, Hannover, 1986.
Wijk, A.L.M. van & R.A. Feddes, 1975. Invloed van de waterhuishouding op de opbrengst van landbouwgewassen. Nota Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding 867. 44 p.
Wijk, A.L.M. van & R.A. Feddes, 1986a. Mogelijkheden en beperkingen in bodemgebruik in de landbouw. Cultuurtechnisch Tijdschrift 25,4: 281-297.
Wijk, A.L.M. van & R.A. Feddes, 1986b. Simulating effects of soil type and drainage on arable crop yield. In: Wijk, A.L.M. & J. Wesseling. Proceedings of a symposium on Agricultural water management, Arnhem. 1985. 97-112.

BIJLAGE A

Antwoorden

2.4 Afhankelijk van het gewicht en in mindere mate van de vorm, treedt tijdens het transport van de klastische deeltjes voornamelijk onder invloed van de zwaartekracht sortering op. Naarmate het transport zich herhaalt, leidt dit tot een 'ideale' sortering.
Een voorbeeld van zo'n 'ideaal sortering' is weergegeven in figuur 2.28. Bij stollingsgesteenten treedt tijdens de vloeibare fase ook sortering op. Sommige mineralen kristalliseren eerder uit dan andere en daar ze ook nog een verschillende dichtheid hebben, zullen ze onder invloed van de zwaartekracht op verschillende tijdstippen bezinken. We kennen dit proces onder de naam magmatische differentiatie (2.4.4).

2.5 Over het algemeen wateren in meertjes lokale riviertjes af. De chemische samenstelling van de in dit water opgeloste ionen is meestal een andere dan die van door talloze rivieren uit een groot achterland naar de binnenzeeën aangevoerde water.

2.9 Schalie en leisteen hebben beide klei als 'uitgangsgesteente'. In het ene geval is de klei door diagenese veranderd in een schalie, terwijl in het andere geval door metamorfose de klei omgezet is in een leisteen.

2.14 Wegener veronderstelde, dat de continenten op de vloeibare sima (zie 2.4.2) dreven. De continenten bevinden zich echter op bewegende schollen. Vanuit de kern opgewekte convectiestromen zorgen, via stromingen in de mantel, voor verplaatsing van de schollen waarop de continenten gelegen zijn.

2.17 Ligging van de magmahaard en lengte van de transportweg zijn tijdens het proces van magmatische differentiatie bepalend voor de chemische samenstelling van de lava's. Naarmate de magmahaard ondieper ligt en de transportweg naar het oppervlak derhalve korter is, is de kans groot dat bij de vulkaan, zowel basische als intermediaire lava's naar buiten stromen.

2.18 Zure magma's hebben een hoog SiO_2-gehalte (2.2.3). Omdat in het magma silicium- en zuurstofatomen lange ketens vormen ontstaat een zeer 'taaie' vloeistof.

2.21 Doordat de P-golven, net als lichtstralen, op de grensvlakken tussen media met verschillende dichtheid (overgang mantel/kern) afgebogen dan wel teruggekaatst worden, ontstaan twee schaduwzone's. Daarnaast worden de S-golven (transversale golven), vanwege het feit dat de kern van de aarde zich als een vloeistof gedraagt, niet meer doorgezonden. In dit geval leidt absorptie van S-golven ook tot een schaduwzone.

2.23 Plaattektoniek heeft duidelijk gemaakt dat de subductiezones de plaatsen zijn waar uiteindelijk de erosieprodukten van de continenten terechtkomen. In de subductiezone is de korst erg dun en kunnen gemakkelijk magma's het sediment binnendringen. Omdat bij het onder elkaar schuiven van de schollen plooiingsgebergten gevormd worden is het niet verwonderlijk dat deze naast mariene afzettingen ook stollingsgesteenten bevatten.

2.26 In het geval van de korte kringloop wordt die van het water bedoeld. In dit geval wordt een kringloop doorlopen van: zeewater – waterdamp – condensatie van de waterdamp tot wolken – neerslag op het continent (water en/of sneeuw) – via de rivieren afstroming naar zee. De gesteentekringloop is qua duur een langere. De chemische en mechanische afbraakprodukten van

het gesteente worden uiteindelijk o.a. door de rivieren naar zee verplaatst. Hier worden ze opnieuw afgezet. Komt dit sediment in de subductiezone's terecht dan wordt het opgenomen in de vloeibare mantel en kunnen via convectiestromen elders weer als stollingsgesteenten afgezet worden en/of bij het proces van gebergtevorming betrokken raken.

2.30 Oeverwallen worden direkt langs rivieren of geulen gevormd. Het sediment ervan is over het algemeen grover en zandiger dan in de achter de oeverwal gelegen kommen, omdat in het laatste geval de stroomsnelheden veel geringer zijn. In de directe omgeving van de rivier worden door de hogere stroomsnelheden de grofste bestanddelen van het door het water getransporteerde klastische materiaal afgezet. Verder van de rivier af komen de fijne klastische bestanddelen (kleien) in een rustiger milieu tot bezinking.
Overslaggronden of crevasses zijn meestal eenmalige doorbraken door oeverwallen (dijken). Bij zo'n doorbraak wordt veel water en klastisch materiaal door een nauwe opening naar de laagste delen in het landschap geleid. Doordat de sortering gering is en de verbreiding van overslaggronden meestal een delta-achtige uitwaaiering laat zien, zijn ze te onderscheiden.

2.32 Zowel bij *sandar- als crevasse-afzettingen is sprake* van een doorbraak. Door relatief smalle openingen wordt veel klastisch materiaal en water in één maal verplaatst. Dit leidt tot een geringe sortering en een zekere uitwaaiering van het materiaal. Dus zowel qua vorm als sedimentatie lijken ze enigszins op elkaar.

2.34 Stuwwallen worden gevormd door oprukkende landijsmassa's. Dit in tegenstelling tot eindmorenes die gevormd worden bij een stationair ijsfront.

2.35b Tijdens de grootste uitbreiding van het landijs werden de zuid-noord lopende rivieren door het west-oost verlopende landijsfront in westelijke richting gedwongen.

2.35 Een kameterras is een fluvioglaciale afzetting die gevormd wordt tussen het stagnerend ijs en een bestaande of door het ijs gevormde wand. Raakt het contact met de gletsjer verbroken en die kans is in de randzone het grootst omdat dan het ijs het dunst is (figuur 2.31), dan raakt dit 'dood ijs' begraven onder het puin, dat door smeltwater aangevoerd wordt.

2.40 Stroomsnelheden bepalen de sedimentatiemogelijkheden van de klastische deeltjes. Deze stroomsnelheden zijn het grootste in de geulen. Omdat we op de wadden met niet even sterke eb- en vloedstromen te maken hebben, is het mogelijk dat, in het geval van sterke vloedstromen, veel sediment naar binnen gebracht wordt. Bij de getijwisseling is er voldoende tijd om het grove sediment te laten bezinken. Hierdoor ontstaat een soort natuurlijk reliëf. Is dit natuurlijke reliëf eenmaal aanwezig, dan versterkt het zichzelf. Er kunnen zich situaties voordoen die vergelijkbaar zijn met die van rivieren nl. zandige oeverwalvorming langs de geulen met daarachter lager gelegen delen waar onder rustige sedimentatie-omstandigheden de klei kan bezinken.

2.41 Periglaciale afzettingen zijn behandeld in de paragraaf Hydrosfeer, omdat veel geologische processen, die kenmerkend zijn voor periglaciale afzettingen, samenhangen met de waterhuishouding. Men hoeft maar te denken aan de vorming van ijswiggen, polygonen, cryoturbate verstoringen etc. Verschijnselen die allemaal het gevolg zijn van aggregatietoestanden, waarin water zich kan bevinden.

2.43 Zowel het grond- als het oppervlaktewater nemen veel ionen uit respectievelijk onder- en bovengrond op. Dit water is de belangrijkste voedselleverancier voor de planten van de laagveengebieden. Hoogveengebieden worden hoofdzakelijk gevoed door regenwater. Dit bevat duidelijk minder ionen. De laatste jaren wijzigt zich dit door de toenemende luchtverontreiniging.

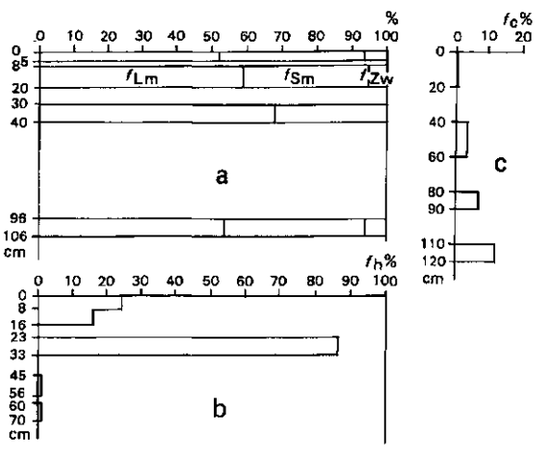
2.45 Storingen, zoals breuken, zijn constateerbaar doordat bij een kartering afwijkingen in de normale opeenvolging van fossielhoudende lagen vastgesteld worden. Er kan al naar gelang van de positie van de fosielrijke lagen zelfs vastgesteld worden of er sprake is van een opschuiving of een afschuiving.

2.46 De beperkingen zijn de volgende:
- in hoeverre hangt de recente verbreiding van de soort samen met lokale verschillen in het milieu;
- is het recente milieu waarin de soort voorkomt wel gelijk aan het fossiele voorkomen;
- hoe representatief is een soort.

2.47 Waarschijnlijk is hier sprake van omwerking van oudere mariene afzettingen. Men moet zich bijvoorbeeld voorstellen dat oudere afzettingen al een tijd lang aan de oppervlakte liggen, omdat een gebied tektonisch opgeheven is. Door erosie kunnen dan met het rivierwater 'oude' glauconietkorrels weer in zee afgezet worden. Omwerking of remaniëring is een van de problemen, waar serieus rekening mee gehouden dient te worden als men de afzetting dateert.

2.49 In het jongste deel van het Kwartair, met name in het Holoceen, worden veel afzettingen gevormd die zich, gezien de halfwaardetijd uitstekend laten dateren met behulp van C_{14}. Men moet dan denken aan de tussen de klastische pakketten ingeschakelde veenlagen en schelphoudende afzettingen. Ook kunnen we uit voornoemde periode veel hoogvenen dateren die op zich al uit dateerbaar organisch materiaal bestaan, maar daarnaast ook nog op verschillende niveau's o.a. boomresten en zaden bevatten, waardoor bijvoorbeeld gedetailleerde datering van de vegetatie-ontwikkeling in de tijd mogelijk is.

3.2 Textuurprofiel (a), humusprofiel (b) en kalkprofiel (c) van resp. de profielen 28, 6 en 17 uit De Nederlandse Bodem in Kleur. Profiel 28 heeft vrijwel geen zand-



fractie, profiel 17 heeft geen koolzure kalk in de bovengrond (lees in de toelichting op deze grond in deze publikatie de alinea's over de analyseresultaten, in het bijzonder de mogelijke verklaring voor het ontbreken van koolzure kalk in de bovengrond van profiel 17 door het gebruik van ammoniumsulfaat).

3.4 Hoewel deze grond een homogeen textuurprofiel heeft, valt hij niet onder profielverloop 5. Het textuurprofiel voldoet aan de definitie van profielverloop 4, nl. hij bestaat van 0-120 cm diepte geheel uit 'niet-kalkrijke zware klei'.

3.5 Hoewel deze grond zand heeft vanaf 45 cm diepte, valt hij niet onder profielverloop 2. De zandondergrond bestaat uit kleiig, uiterst fijn zand (bepaal de zandmediaan met behulp van figuur 5.39 en tabel 5.36). Dit zand is uitgesloten in de definitie van profielverloop 2, hij valt onder profielverloop 5.

3.6 Deze grond heeft geen van de differentiërende lagen voor de eerste vier profielverlopen. Het is een toegestane variant binnen profielverloop 5: met een zanddek en een oplopend textuurprofiel.

3.10 Zand uit een E-horizont van een podzolgrond is loodkleurig; de term schier kan eveneens de betekenis grijs hebben (vgl. de schiere monniken van Schiermonnikoog), maar ook schraal of onvruchtbaar betekenen. Overigens bestaat het verhaal dat lood een vergissing zou zijn van iemand die de Duitse term *Bleicherde* als *Bleierde* gelezen zou hebben!

3.16 b. De onderkant van de Ap-horizonten van deze drie gronden ligt scherp op de ondergrond; verder zijn er ploegsporen of spitsteken te zien. Verder hebben deze gronden, nadat ze de laatste maal geploegd zijn, kennelijk zo lang in gras gelegen dat de zode (de Ah-horizonten) door bodemvorming inmiddels een aanzienlijk hoger humusgehalte heeft gekregen (11,7-9,3; 12,2-3,7 en 10,7-2,0%): er heeft zich een Ah in een Ap ontwikkeld!

c. Bij profiel 22 wordt verondersteld dat de minerale delen het verweringsresidu vormen van (vele meters) verweerd krijt en is het onderliggende krijt dus moedermateriaal van de bovenliggende horizonten. Bij schematisch profiel 3.12a is vermeld dat het bovenliggende materiaal löss is, een windafzetting, en niet het verweringsprodukt van het onderliggende krijt. Het laatste is dus geen moedermateriaal voor de bovenliggende horizonten.

3.19 Respectievelijk a, b en c.

3.22 De eerste vier hebben kalkverloop a, de volgende twee kalkverloop b en de laatste twee kalkverloop c.

3.26a Hoewel de bewuste grond door de mens is opgespoten, is de gelaagdheid door geologische krachten ontstaan, nl. door verschillende stroomsnelheden; het is een geogene structuur, meestal een (nog) weinig verstoord gelaagd complex.

b. Bij uitdroging en weer bevochtiging zwelt en krimpt de zware klei, waardoor structuurelementen ontstaan: het fragmentatieproces. Omdat de grond zwaar is, is de activiteit van bodemdieren gering en ook de bewerteling is niet intensief, daardoor treedt het granulatieproces sterk op de achtergrond.

c. Zwel en krimp treedt bij de lichte zavel veel minder of nauwelijks op: zwakke fragmentatie. Als deze grond niet te weinig humus heeft is de biologische activiteit hoger dan in de zware klei, waardoor het granulatieproces overheerst.

3.29 Bij een tot ploegzool verdichte laag kunnen veranderingen optreden doordat ten gevolge van uitdroging en bevochtiging krimp en zwel optreedt; door fragmentatie ontstaan dan structuurelementen.
Bij een laag lutumgehalte is dat te verwaarlozen en blijft de grond massief. In het volgende lutumtraject treedt de krimp (vrijwel) geheel verticaal op en ontstaan platen; het uitdrogingsfront verplaatst zich immers evenwijdig aan het maaiveld naar beneden. Bij het zwaardere traject treedt ook horizontale krimp op en ontstaan blokken.

3.35a Deze structuur heeft weinig poriën, en wordt genoemd: een zwak homogeen poreuze sponsstructuur.

3.35b De prisma's zelf zijn zwak homogeen poreus, maar de totale structuur is matig heterogeen poreus!

3.37 Structuur b is beter omdat tussen de blokken, waaruit het prisma is opgebouwd, scheuren (interpedale poriën) voorkomen, die in geval a, het enkelvoudige prisma, ontbreken.

4.5a ϕ_a = volumefractie lucht; ρ_h = volumieke massa (dichtheid) van de organische stof; m_w = massa van de vloeibare fase; V_t = volume van veldvochtige grond.

4.5b Het symbool p = poriën geeft lucht en water samen aan.

4.5c De vaste fase bevat per definitie geen poriën dus geen lucht.

4.34a Uit de gegevens volgt: $m_{m+h} = 144$ g;
$m_{m+h} + m_w = 168$ g; $m_{m+h} + m_{w,sat} = 190$ g;
$V_t = 100$ cm³.
(4.30) $\rho_t = 168$ g/100 cm³ = 1680 kg/m³.
(4.31) $\rho_d = 144$ g/100 cm³ = 1440 kg/m³.
(4.32) $\rho_{sat} = 190$ g/100 cm³ = 1900 kg/m³.
Iets minder voor de hand liggend is, dat ook de dichtheid van de vaste fase te berekenen is:
(4.28) $\rho_{m+h} = m_{m+h}/V_{m+h} = 144$ g/$(V_t - V_{w,sat})$ =
= 144 g/(100 cm³−46 cm³) = 144 g/54 cm³ =
= 2667 kg/m³.
Het volume van de vloeibare fase bij verzadiging, $V_{w,sat}$ werd als volgt berekend:
(4.29) $V_{w,sat} = m_{w,sat}/\rho_w$ = (190 g−144 g)/
/1,0 g/cm³ = 46 cm³.

4.34b $V_t = V_{veldvochtig}$ is het enige volume dat bekend is: bij bemonstering werd de ring precies vol gemaakt. Bij drogen treedt krimp op als het monster flink wat organische stof en/of lutum bevat. $V_d = V_{gedroogd}$ is dan onbekend en moeilijk te bepalen.

4.34c Constant blijven: $V_t = 100$ cm³; $V_{m+h} = V_t - V_{w,sat}$ =
= 100 cm³−46 cm³ = 54 cm³; $V_p = V_{w,sat} = 46$ cm³.
(4.15) $\phi_{m+h} = 54$ cm³/100 cm³ = 0,54.
(4.18) $\phi_p = 46$ cm³/100 cm³ = 0,46.
V_w en V_a noemen we na drogen V_{wd} en V_{ad} en na verzadigen $V_{w,sat}$ en $V_{a,sat}$.
(4.29) $V_w = m_w/\rho_w$ = (168 g−144 g)/1,0 g/cm³ =
= 24 cm³; $V_{w,sat} = 46$ cm³; $V_{wd} = 0$.
(4.16) $\theta = 24$ cm³/100 cm³ = 0,24;
$\theta_{sat} = 46$ cm³/100 cm³ = 0,46;
$\theta_d = 0$.
$V_a = V_t - V_{m+h} - V_w = 100$ cm³−54 cm³−24 cm³ =
= 22 cm³; $V_{a,sat} = 0$; $V_{ad} = V_p = 46$ cm³.
(4.17) $\phi_a = 22$ cm³/100 cm³ = 0,22;
$\phi_{a,sat} = 0$;
$\phi_{ad} = 46$ cm³/100 cm³ = 0,46.

ϕ_h en ϕ_m zijn uit deze proef niet te berekenen.

4.34d $A = \pi \times r^2 = 3{,}14 \times (2{,}5\ \text{cm})^2 = 3{,}14 \times 6{,}25\ \text{cm}^2 = 19{,}6\ \text{cm}^2$; $V_w = 24\ \text{cm}^3$; $V_{w,sat} = 46\ \text{cm}^3$.
(4.20) $d_w = 24\ \text{cm}^3/19{,}6\ \text{cm}^2 = 12\ \text{mm}$;
$d_{w,sat} = 46\ \text{cm}^3/19{,}6\ \text{cm}^2 = 23\ \text{mm}$.

4.34e $m_w = 168\ \text{g} - 144\ \text{g} = 24\ \text{g}$; $m_{w,sat} = 190\ \text{g} - 144\ \text{g} = 46\ \text{g}$.
(4.25) $w = 24\ \text{g}/144\ \text{g} = 0{,}17$;
$w_{sat} = 46\ \text{g}/144\ \text{g} = 0{,}32$.

4.34f De bovengrond geven we aan met index 1, de ondergrond met index 2. De gegevens zijn:
$w_1 = 0{,}15$; $w_2 = 0{,}25$; $\rho_{d1} = 1200\ \text{kg/m}^3$;
$\rho_{d2} = 1400\ \text{kg/m}^3$. Verder geldt steeds $\rho_w = 1000\ \text{kg/m}^3$. We moeten θ_1 en θ_2 berekenen en daaruit V_w en d_w. De nummers van de toegepaste formules zijn: 4.16; 4.20; 4.25; 4.29; 4.31.

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{m_w/\rho_w}{m_{m+h}/\rho_d} = w \times \rho_d/\rho_w$$

Gegevens invullen in deze formule:
$\theta_1 = (0{,}15 \times 1200\ \text{kg/m}^3)/1000\ \text{kg/m}^3) = 0{,}18$;
$\theta_2 = (0{,}25 \times 1400\ \text{kg/m}^3)/(1000\ \text{kg/m}^3) = 0{,}35$.
$V_{t1} = d_1 \times A = 0{,}40\ \text{m} \times 10\,000\ \text{m}^2 = 4000\ \text{m}^3$;
$V_{t2} = d_2 \times A = 0{,}60\ \text{m} \times 10\,000\ \text{m}^2 = 6000\ \text{m}^3$.
$V_{w1} = \theta_1 \times V_{t1} = 0{,}18 \times 4000\ \text{m}^3 = 720\ \text{m}^3$;
$V_{w2} = \theta_2 \times V_{t2} = 0{,}35 \times 6000\ \text{m}^3 = 2100\ \text{m}^3$;
$V_w = V_{w1} + V_{w2} = 2820\ \text{m}^3$.
$d_w = V_w/A = 2820\ \text{m}^3/10\,000\ \text{m}^2 = 0{,}282\ \text{m} = 282\ \text{mm}$.

4.56a $\phi_p = 1 - \phi_{m+h} = 1 - (V_{m+h}/V_t) = 1 - (m_{m+h}/\rho_{m+h})/(m_{m+h}/\rho_d) = 1 - (\rho_d/\rho_{m+h})$. Achtereenvolgens zijn de formules 4.36, 4.15, 4.28 en 4.31 toegepast.

4.56b $m_t = m_w + m_d = w\,m_d + m_d = m_d\,(w + 1)$;
$m_d = m_t/(1 + w)$.

4.58a (4.45) $\rho_{m+h} = 1/(0{,}04/1470\ \text{kg/m}^3) + 0{,}96/2650\ \text{kg/m}^3) = 2568\ \text{kg/m}^3$. De vaste fase blijft na ploegen dezelfde dichtheid houden, omdat door ploegen wel het volume van de grond verandert, maar niet het volume van de vaste fase.

4.58b De toestand vóór het ploegen duiden we aan met een 1, erna met een 2. Formule 4.39 invullen:
$\phi_{p1} = 1 - (1500\ \text{kg/m}^3)/2568\ \text{kg/m}^3 = 1 - 0{,}584 = 0{,}416$; $\phi_{p2} = 1 - (1200\ \text{kg/m}^3)/2568\ \text{kg/m}^3 = 1 - 0{,}467 = 0{,}533$.
Door het ploegen is de grond losser geworden, de porositeit groter.

4.58c Formule 4.40 invullen:
$\theta_1 = (0{,}25 \times 1500\ \text{kg/m}^3)/1000\ \text{kg/m}^3 = 0{,}375$;
$\theta_2 = (0{,}25 \times 1200\ \text{kg/m}^3)/1000\ \text{kg/m}^3 = 0{,}300$.

4.58d (4.36) $\phi_{a1} = 0{,}416 - 0{,}375 = 0{,}041$;
$\phi_{a2} = 0{,}533 - 0{,}300 = 0{,}233$. Door het ploegen is het luchtgehalte flink toegenomen en de volumefractie water iets gedaald.

4.58e (4.49) $d_2 = d_1\,\rho_{d1}/\rho_{d2}$;
$d_2 = (0{,}20\ \text{m} \times 1500\ \text{kg/m}^3)/1200\ \text{kg/m}^3 = 0{,}25\ \text{m}$.

4.58f (4.31) $m_{d2} = V_{t2}\,\rho_{d2} = 0{,}25\ \text{m} \times 10\,000\ \text{m}^2 \times 1200\ \text{kg/m}^3 = 3000\ \text{Mg}$.
(4.42) $m_{t2} = 3000\ \text{Mg}\ (1 + 0{,}25) = 3750\ \text{Mg} = 3750\ \text{t}$.

4.58g (4.21) $m_h = f_h\,m_d = 0{,}04 \times 3000\ \text{t} = 120\ \text{t}$.

4.58h (4.36) $\phi_{m+h} = 1 - \theta - \phi_a = 1 - \theta - 0$
(4.44) $\phi_{m+h} = \rho_d/2600\ \text{kg/m}^3$
(4.40) $\theta = 1{,}71 \times \rho_d/1000\ \text{kg/m}^3$.
Dit zijn drie vergelijkingen met drie onbekenden.
Uitwerking:
$\phi_{m+h,1} = ((\theta_1 \times 1000\ \text{kg/m}^3)/1{,}71)/2600\ \text{kg/m}^3 = (1 - \phi_{m+h,1}) \times 0{,}2249$; $\phi_{m+h,1} = 0{,}184$; $\theta_1 = 0{,}816$.

4.58i (4.51) $\phi_{m+h,1}/\phi_{m+h,2} = 0{,}5\ \text{m}/1\ \text{m}$;
$\phi_{m+h,2} = (2\ \text{m/m}) \times 0{,}184 = 0{,}368$. Gegeven is $\phi_{a2} = 0{,}5\,\theta_2$, zodat geldt volgens 4.36:
$\theta_2 + 0{,}5\,\theta_2 = 1 - 0{,}368 = 0{,}632$; $\phi_{a2} = 0{,}211$;
$\theta_2 = 0{,}421$.

4.58j Door de rijping is veel water uitgetreden en is de porositeit verminderd. De plaats van het water is boven de grond volledig ingenomen door lucht (zakking van het maaiveld) en in de grond gedeeltelijk.
(4.16) $V_{w1} = 0{,}816 \times 1\ \text{m} \times 10\,000\ \text{m}^2 = 8160\ \text{m}^3$;
$V_{w2} = 0{,}421 \times 5000\ \text{m}^3 = 2105\ \text{m}^3$. Uitgetreden is $V_{w1} - V_{w2} = 6055\ \text{m}^3$.

4.60a Humusgehalte = organische-stofgehalte van stoofdroge grond = f_h; als massafractie; elke fractie kan als % worden opgegeven (kader 4.35), maar liever niet in formules. Kalkgehalte = carbonaatgehalte van stoofdroge grond = f_c; als massafractie. Lutumgehalte van de minerale delen = f_{Lm}; als massafractie. Volume % vocht = volumefractie water θ. Volumegewicht W_d = volumieke massa van stoofdroge grond ρ_d; liever kg/m³ dan g/cm³. Soortelijk gewicht van de grond = volumieke massa van de vaste fase = ρ_{m+h}.
Poriënvolume = poriënfractie of porositeit ϕ_p. Fasenverdeling = verhouding tussen de volumefracties vaste, vloeibare en gasvormige fase $\phi_{m+h} : \theta : \phi_a$.

4.60b In formule 4.46 moet het lutumgehalte van stoofdroge grond worden ingevuld. Omrekenen:
(4.55) $f_{Ld} = (1 - f_{cd} - f_{hd})\,f_{Lm}$
$f_{Ld} = (1 - 0{,}022 - 0{,}028)\ 0{,}26 = 0{,}247$.
(4.46) De volumieke massa van de vaste fase $\rho_{m+h} = 1/(0{,}028/1470\ \text{kg/m}^3 + 0{,}247/2880\ \text{kg/m}^3 + 0{,}725/2660\ \text{kg/m}^3 = 2650\ \text{kg/m}^3$.

4.60c (4.39) $\phi_{p1} = 1 - (1308\ \text{kg/m}^3)/2650\ \text{kg/m}^3 = 0{,}506$;
$\phi_{p2} = 1 - (1491\ \text{kg/m}^3)/2650\ \text{kg/m}^3 = 0{,}437$.

4.60d (4.36) $\phi_{m+h,1} = 0{,}494$; $\phi_{m+h,2} = 0{,}563$.
(4.53) $\theta_2 = (0{,}563/0{,}494) \times 0{,}30 = 0{,}342$.
(4.36) $\phi_{a1} = 1 - 0{,}494 - 0{,}30 = 0{,}206$;
$\phi_{a2} = 1 - 0{,}563 - 0{,}342 = 0{,}095$.
Vóór verdichting 49:30:21;
na verdichting 56:34:10.

4.60e (4.49) $d_2 = (1308\ \text{kg/m}^3) \times 0{,}27\ \text{m}/1491\ \text{kg/m}^3 = 0{,}237\ \text{m}$.
De dikte van de bouwvoor is met 3,3 cm afgenomen.

4.62a (4.42) $m_{dz} = 1\ \text{kg}/(1 + 0{,}09) = 0{,}9174\ \text{kg}$.
(4.54) $f_{hz}\,m_{dz} + f_{ht}\,m_{dt} = f_{h,z+t}\,(m_{dz} + m_{dt})$; $0{,}02 \times 0{,}9174\ \text{kg} + 0{,}90\ m_{dt} = 0{,}15 \times 0{,}9174\ \text{kg} + m_{dt}$; $m_{dt} = 0{,}1590\ \text{kg}$. Te mengen hoeveelheid turfstrooisel:
(4.42) $m_{t,t} = 0{,}1590\ \text{kg}\ (1 + 0{,}40) = 0{,}223\ \text{kg}$.

4.62b (4.16) $\theta = V_w/V_t$; (4.8 en 4.12) $d_w = V_w/A = V_w/(V_t/d_t)$.
Combineren: $d_w = (\theta_2 - \theta_1)\,d_t = 0{,}18 \times 0{,}8\ \text{m} = 0{,}144\ \text{m} = 144\ \text{mm}$. Dit is een grote hoeveelheid, die men niet in één keer moet geven, omdat bijna elke grond wel grote, naar de ondergrond doorlopende poriën heeft, waardoor veel water zou wegzijgen. Dit vraagstuk is een voorbeeld, hoe men op eenvoudige wijze een formule kan afleiden uit de definities in § 4.2 als er in § 4.3 geen toepasselijke formules te vinden zijn.

4.68a Aflezen in figuur 4.67 geeft ρ_{m+h} = 2510 kg/m³ (berekenen met formule 4.45 kan ook).

4.68b V_p = 50,013 cm³; m_p = 30,5387 g; m_{p+v1} = 74,5001 g; m_{p+s} = 45,7415 g; m_{p+s+v2} = 85,0008 g.
(4.63) $\rho_v = m_v/V_p$ = (74,5001 g − 30,5387 g)/50,0131 cm³ = 43,9614 g/50,013 cm³ = 879 kg/m³.
(4.64) ρ_s =
$$= \frac{(45{,}7415\text{ g} - 30{,}5387\text{ g}) \times 879\text{ kg/m}^3}{74{,}5001\text{ g} + 45{,}7415\text{ g} - 85{,}0008\text{ g} - 30{,}5387\text{ g}} =$$
= 2842 kg/m³.

4.76a Op twee manieren. Door biologische activiteit wordt de grond los gemaakt, d.w.z. ϕ_p neemt toe en ρ_d af. Door biologische activiteit kan ook menging van bodembestanddelen plaatsvinden, hetgeen de waarde van ρ_{m+h} kan beïnvloeden en dus ook die van ρ_d.

4.76b Nee, ze zijn in principe krom. Uit formule 4.39 volgt $\rho_d = (1-\phi_p)\ \rho_{m+h}$. De dichtheid ρ_d heeft bij een bepaalde waarde van ϕ_p dus een lineair verband met ρ_{m+h}. Maar ρ_{m+h} verandert niet-lineair met f_h (formule 4.45 en figuur 4.67). Ondat het in de figuur om een klein verschil in organische-stofgehalte gaat, is de kromming niet te zien.

4.76c De relatief hoge waarde van de dichtheid in de twee bovenste horizonten is waarschijnlijk het gevolg van berijding. Door grondbewerking is de bouwvoor iets minder dicht dan de daaronder liggende A1an2. Tussen 52 en 101 cm diepte heeft de grond een hoge porositeit. De C1-horizont en in mindere mate de overgangshorizont BC zijn echter weer dicht gepakt. Dit zal samenhangen met het lage organische-stofgehalte. In de C1 is ook het leemgehalte laag.

4.76d $\theta_{sat} = \phi_p$ = 0,94.
(4.41) w = 0,94 × 1000 kg m^{-3}/94 kg m^{-3} = 10. Dit is een zeer hoge waarde; het materiaal heeft meer het karakter van water dan grond.

4.77 m_d = 255,7 g − 112,0 g = 143,7 g;
m_w = 278,7 g − 255,7 g = 23,0 g;
$m_{w,sat}$ = 300,7 − 255,7 g = 45,0 g;
(4.25) w = 23,0 g/143,7 g = 0,16.
(4.16 en 4.29) θ = (23,0 × 10^{-3} kg/10³ kg m^{-3})/
/100 × 10^{-6} m³ = 0,23; $\phi_p = \theta_{sat}$ =
= (45,0 × 10^{-3} kg/10³ kg m^{-3})/100 × 10^{-6} m³ = 0,45.
(4.31) ρ_d = 143,7 g/100 cm³ = 1437 kg/m³.
(4.39) ρ_{m+h} = 1437 kg m^{-3}/(1 − 0,45) = 2613 kg/m³.

5.4 Op de foto variëren de doorsneden van de zandkorrels ong. van 2-0,5 cm. De ware grootte varieert dus van 20 000 µm × 1/40 = 500 µm tot 75 µm. De löss is wat moeilijker te meten, maar de grenzen kunnen ruwweg geschat worden op 25 µm en 50 µm. Van de klei zijn geen afzonderlijke deeltjes te onderscheiden. De in dit boek gebruikte korrelgroottegrenzen zijn weergegeven in figuur 5.13.

5.10 'Op de Veluwe treffen we grotendeels zandgronden aan. Hier en daar vindt zandwinning plaats. Wil het zand geschikt zijn voor wegenbouw, dan moet het leemgehalte laag zijn. De grinddelen kunnen uit het zand gezeefd worden en voor het maken van beton worden gebruikt. Als metselzand zijn de grovere zanddeeltjes geschikt. Het voorkomen van lagen met oude klei kan de verdere exploitatie van een zandgroeve verhinderen.'

5.18

	Korrelgrootteklassen (µm) bij		
	Stiboka	RIJP	RGD
lutumfractie	0–2	0–2	0–2
sloeffractie	–	2–16	–
slibfractie	–	0–16	–
siltfractie	2–50	–	2–63
leemfractie	0–50	–	–
zandfractie	50–2000	16–2000	63–2000
grindfractie	>2000	>2000	2000–63000

5.21 Open vraag, open antwoord.

5.22 Zo'n mengsel zal kenmerken vertonen van alle drie de delen. Later zal blijken dat het 'lichte zavel' heet. Een lutumgehalte van 15% is voldoende om het mengsel veel adsorptievermogen te geven voor kationen en water, en een hoge, natuurlijke, chemische vruchtbaarheid. Sterke verkitting is nog niet te verwachten: licht bewerkbaar. Scheuren bij uitdrogen doet het nauwelijks. Wel is het mengsel al zo fijn dat het in natte toestand goed vervormbaar is.

5.23a De som van de massa's na zeven =
0,59 g + 2,21 g + 6,02 g + 14,71 g + 9,10 g +
+ 3,09 g = 35,72 g.
Het verschil met de massa waarmee begonnen werd = 35,72 g − 35,67 g = 0,05 g
ofwel (0,05 g/35,67 g) × 100% = 0,14%. Zo'n verschil wordt veroorzaakt door normale fouten bij de analysemethode. In ons geval zou er bv. een iets kleinere massa korrels in de zeven kunnen zijn blijven zitten na de proef dan ervoor. Het is het meest zuiver om de gehaltes te berekenen van de massa waarmee de proef begonnen werd:
massagehalte van de minerale delen:

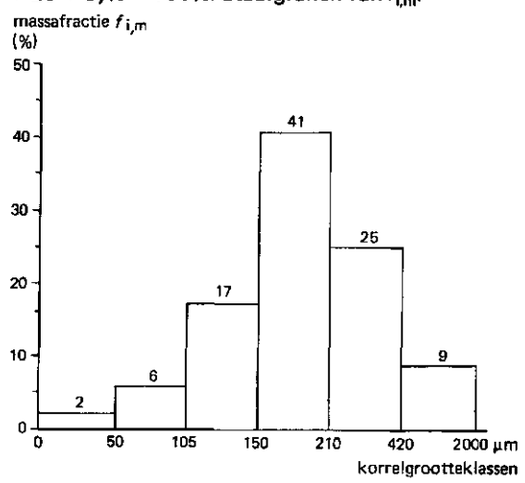
$$f_{i,m} = \frac{\text{massa uitgezeefde deel}}{\text{beginmassa minerale delen}} = \frac{m_i}{m_m};$$

massagehalte van de stoofdroge grond:

$$f_{i,d} = \frac{\text{massa uitgezeefde deel}}{\text{beginmassa stoofdroge grond}} = \frac{m_i}{m_d}.$$

5.23b f_{hd} = (40,00 g − 35,67 g)/40,00 g = 0,108 ≈ 11%.

5.23c en d
Het antwoord op vraag c staat in de kolom onder $f_{i,m}$ en dat op vraag d onder $f_{i,d}$.
Controle: $f_{hd} + \Sigma f_{i,d}$ = 11% + (1 + 5 + 15 + 37 + + 23 + 8)% = 100%. Staafgrafiek van $f_{i,m}$:



klasse (µm)	m_i (g)	m_m (g)	$f_{i,m}$ (= m_i/m_d) (%)	$f_{i,m}$ (%)	m_d (g)	$f_{i,d} = m_i/m_d$ (%)
0– 50	0,59	35,67	0,02	2	40,00	1
50– 105	2,21	35,67	0,06	6	40,00	5
105– 150	6,02	35,67	0,17	17	40,00	15
150– 210	14,71	35,67	0,41	41	40,00	37
210– 420	9,10	35,67	0,25	25	40,00	23
420–2000	3,09	35,67	0,09	9	40,00	8

Een staafgrafiek geeft goed weer dat het om een verdeling van massa's over grootteklassen gaat.

5.23e Het vochtgehalte van de grond varieert. Zouden we het vocht meetellen, dan zou de korrelgrootteverdeling steeds in andere getallen uitgedrukt moeten worden, afhankelijk van het vochtgehalte bij bemonstering. Grinddeeltjes worden bij bepalingen voor landbouwkundig gebruik niet meegeteld omdat enige (zware) grindkorrels het getallenbeeld van de korrelgrootteverdeling sterk zouden beïnvloeden, terwijl de invloed van het grinddeel op de bodemeigenschappen in de Nederlandse gronden meestal zeer klein is.

5.27a Nee. Bij zuiver bolvormige deeltjes kunnen we de diameter nemen voor de grootte. Maar gronddeeltjes zijn niet bolvormig. Bij een grillig gevormde korrel is de grootte gelijk aan de maaswijdte van de zeef waar de korrel nog net doorheen kan vallen:



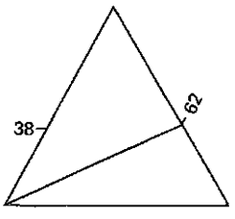
d = "grootte"

Bij de fijnste deeltjes is de grootte gedefinieerd via de valsnelheid in water. We hebben in feite te maken met een begrip korrelgrootte dat niet geometrisch, maar via de bepalingsmethode gedefinieerd is.

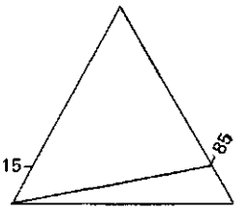
5.27b

d (µm)	$t = 10\,\text{cm}/v$
2	7 h 43 min 49 s
16	7 min 14 s
50	44 s
105	10 s
150	5 s

5.31a en b: Door de puntenzwermen van figuur 5.32a resp. 5.32c kunnen we een rechte lijn trekken die de regressielijn benadert:



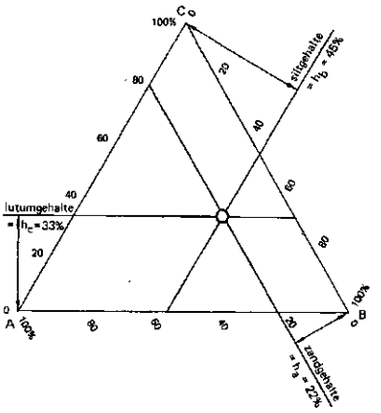
in figuur 5.32a (marien afgezet)



in figuur 5.32c (eolisch afgezet)

De snijpunten op de rechterzijde geven een lutum-siltverhouding van 38%/62% = 0,61 resp. 15%/85% = 0,18. Deze verhoudingen zijn constant op de lijn. Grondsoorten met gelijke verhouding tussen twee delen liggen in de driehoek op één lijn, die door het hoekpunt van het derde deel gaat. Conclusie: grondmonsters die in een marien milieu zijn afgezet, vertonen bij stijgend siltgehalte een snellere toeneming in lutumgehalte dan de eolische grondmonsters. Bij rivierklei is bij stijgend lutumgehalte de lutum-siltverhouding niet constant, zie figuur 5.32b.

5.35a Het gevraagde mengsel wordt weergegeven door het snijpunt van drie hulplijnen:



Het monster heet lichte klei.

5.35b Leemdeel = gedeelte tussen 0 en 50 µm; zanddeel = gedeelte tussen 50 en 2000 µm; 100% = gedeelte tussen 0 en 2000 µm. Dus leemgehalte = 100% – zandgehalte.
De tabel wordt dan:

f_{Zm} (%)	$f_{L+S,m}$ (%)	naam*
100 –90	0 –10	leemarm zand
90 –82,5	10 –17,5	zwak lemig zand
82,5–67,5	17,5–32,5	sterk lemig zand
67,5–50	32,5–50	zeer sterk lemig zand

* Mits het lutumgehalte $f_{Lm} < 8\%$ is.

5.40 Bij monster 1: M_Z = 210 µm + (19%/41%) × 90 µm = = 252 µm. Matig grof zand. Vermoedelijk rivierzand; een windafzetting is minder waarschijnlijk bij deze grofheid. Bij monster 2: M_Z = 105 µm + (19%/26%) × × 45 µm = 138 µm. Zeer fijn zand. Vermoedelijk een windafzetting, gezien de fijnheid van het zandgedeelte en het relatief hoge siltgehalte; enige invloed van verspoeling is niet uitgesloten. Overigens mogen we niet alleen op de korrelgrootteverdeling afgaan bij het raden van de geogenese.

5.43 Eerst berekenen we het silt- en zandgehalte. Vervolgens kiezen we één van beide driehoeken, afhankelijk van de geologische ontstaanswijze, zetten het monster erin uit en lezen de naam af. Als het zand is, berekenen we de klasse waarin M_Z valt en lezen in tabel 5.36 de naam voor de grofheid af. Voor zavel wordt dit ook wel gedaan. Deze naam worden in bodembeschrijvingen gebruikt. Het antwoord staat in de tabel:

afzetting	f_{Lm} (%)	f_{Sm} (%)	f_{Zm} (%)	totaal M_Z (µm) (%)* tussen	textuurnaam Stiboka
duinzand	1,5	0,8	97,6	99,9 150–210	matig fijn, leemarm zand
zavel, marien	19	31,5	49,8	100,3 50–105	uiterst fijnzandige, zware zavel
zand, marien	1	4,4	94,8	100,2 105–150	zeer fijn, kleiarm zand
rivierklei	48	51	2,0	101,0	matig zware klei**
löss	15	82	3,6	100,6	siltige leem**
dekzand	4	27,9	68,4	100,3 105–150	zeer fijn, sterk lemig zand
keileem	18	15	67,3	100,3 150–210	matig fijnzandige, zware zavel (of: kleiige leem)
stuwwalzand	1,5	9,6	89,0	100,1 210–420	matig grof, zwak lemig zand

* De afwijkingen van de 100% blijken hier zo klein dat ze de classificatie niet beïnvloeden.
** Het karakteriseren van de zandgrofheid heeft hier geen zin (zeer laag zandgehalte). Maar ook bij zavel en zandige leem wordt dit vaak weggelaten.

5.46 Monster nr. 7, de keileem, geeft de grootste spreiding. De lijn loopt bijna diagonaal door de grafiek. Er zitten geen steile stukken in; de helling blijft ongeveer constant.

5.48a De som van het leemdeel, zanddeel en grinddeel is op 100% gesteld. Stenen, blokken, kalk en organische stof zijn buiten beschouwing gelaten.

5.48b

grindgehalte (%)	naam
0	grindarm materiaal*
5–30	grindig materiaal
>30	grind

* materiaal op het tweede niveau nader aan te geven, bv. grindarm, zwak lemig zand.

5.48c Als het grindgehalte hoog is, waren er grote stroomsnelheden bij afzetting en konden er bijna geen fijne deeltjes bezinken. Als het leemgehalte hoog is, waren de stroomsnelheden klein en konden er bijna geen grinddeeltjes getransporteerd worden.

5.51 De Stiboka heeft geen grinddriehoek. De Stiboka heeft voor zand-, silt- en lutummengsels twee driehoeken, de RGD één. Hierdoor ontbreken bij de RGD de namen kleiig zand, kleiarm zand, silt, kleiige leem. De RGD verdeelt zandige leem en siltige leem nog onder in zware en lichte. Verder zijn de grenzen in de driehoek van de RGD zoveel mogelijk aangepast aan die van de Stibokadriehoeken; bv. de zandgebieden zijn gelijk. Toch zit hier een kleine adder onder het gras, omdat de definities van de zandfractie verschillen (50 versus 63 µm als ondergrens). De hoofdindeling van de klassen is verder gelijk, ook de namen. In de onderverdeling van de zandklasse zitten kleine verschillen:

RGD	Stiboka
106	105 µm
212	210
300	niets
425	420

Tenslotte onderscheidt de RGD nog: stenenfracties; blokken; uiterst grof zand.

5.56a De massieke oppervlakte van bolvormige deeltjes is als volgt af te leiden. Het volume van één deeltje = $\pi r^3 \times 4/3 = \pi d^3 \times 1/6$. Aantal deeltjes per volume $= 6/\pi d^3$.
Aantal deeltjes per massa $= 6/\rho \pi d^3$.
Oppervlakte van één deeltje $= 4 \pi r^2 =$
$= \pi d^2 s$ = gezamenlijke oppervlakte per massa $= 6 \pi d^2/\rho \pi d^3 = 6/\rho d$.

5.56b Met formule 5.52 wordt de massieke oppervlakte

$$s = \frac{2}{2650\ \text{kg/m}^3}\left(\frac{1}{0{,}5\times10^{-6}\ \text{m}} + \frac{1}{0{,}5\times10^{-6}\ \text{m}} + \frac{1}{5\times10^{-9}\ \text{m}}\right) = 153\,962\ \text{m}^2/\text{kg} \approx 15{,}4\ \text{ha/kg}.$$

Dit komt overeen met de oppervlakte van 22 voetbalvelden. Met vergelijking 5.55 wordt de massieke oppervlakte $s = 2/(2650 \times 5 \times 10^{-9}) = 150\,943\ \text{m}^2/\text{kg} \approx 15{,}1$ ha/kg.
De met 5.55 verkregen uitkomst is 100% × (15,1 ha/kg)/15,4 ha/kg) ≈ 98% van de met 5.52 berekende waarde. Verwaarlozing van *l* en *b* van de kleiplaatjes beïnvloedt het resultaat slechts in geringe mate.

5.56c $s_L = 153\,962\ \text{m}^2/\text{kg}$ (zie vorige vraagstuk)
$s_S = 6/15 \times 10^{-6}\ \text{m} \times 2650\ \text{kg/m}^3 = 151\ \text{m}^2/\text{kg}$
$s_Z = 6/(100 \times 10^{-6}\ \text{m} \times 2650\ \text{kg/m}^3 = 23\ \text{m}^2\ \text{kg}$
$s_{L+S+Z} = (0{,}15 \times 153\,962 + 0{,}25 \times 151 + 0{,}60 \times \times 23)\ \text{m}^2/\text{kg} = (23\,094 + 38 + 14)\ \text{m}^2/\text{kg} =$
$= 23\,146\ \text{m}^2/\text{kg}$.

5.56d Het aandeel van het lutumdeel in de massieke oppervlakte van de grond is 100% × (23 094 m²/kg)/ /(23 146 m²/kg) = 99,8%.
Het aandeel van het siltdeel en het zanddeel, resp. 38 en 14 m²/kg, is dus te verwaarlozen.

5.62 Twee belangrijke eigenschappen van grond, vochtbinding en capillaire opstijging, worden sterk beïnvloed door de fijnheid van het zand. Grond met een lutumgehalte f_{Ld} = 5 à 8% en U_{16} <120 heeft, wat deze eigenschappen betreft, het karakter van zand, terwijl grond met hetzelfde lutumgehalte, maar met U_{16} > 120, meer het karakter van zavel heeft.

5.64 De volgorde van hoog naar laag vochtbindend vermogen is: zware klei – lichte klei – lichte zavel – zwaklemig grof zand – leemarm fijn zand – leemarm grof zand.

6.6a De krijteerdgrond bevat nog kalkdeeltjes, kleefaarde niet. Kleefaarde is dus sterker verweerd.

6.6b Het zijn afkortingen van het eerstgenoemde mineraal. 9 Ig betekent 'intergrade' (Eng.), dat wil zeggen 'tussenvorm'.

6.6c De mineralen in monster A hebben als verweringsindex 6, 7 en 8. Die in B 10, 11 en 12. B heeft een hoger verweringsgetal en bevat sterker verweerd materiaal.

6.9 Nesosilicaten: geïsoleerde tetraëders.
Sorosilicaten: de tetraëders vormen groepen van twee.
Cyclosilicaten: de tetraëders vormen een ring.
Inosilicaten: de tetraëders vormen een ketting van één of twee rijen.
Fyllosilicaten: de tetraëders vormen vlakken waardoor de kristallen uit dunne plaatjes bestaan.
Tektosilicaten: de tetraëders vormen een driedimensionaal bouwwerk.

6.12 Mineralen worden niet alleen getypeerd door hun chemische samenstelling maar ook door hun kristalstructuur. Orthoklaas heeft een monoklien kristalstelsel, microklien een triklien kristalstelsel.

Voor de indeling naar kristalstelsel verwijzen we naar figuur 2.2 en mineralogieboeken, zoals Nota & Troelstra, 1968: 33-40. Dat een stof meer kristalvormen vertoont, wordt *modificatie* genoemd. De modificaties andalusiet, distheen en sillimaniet worden resp. gevormd bij lage, matig hoge en hoge temperatuur.

6.16a Er zijn mineralen vermeld uit tabel 6.10 (magmatische gesteenten), 6.11 (metamorfe gesteenten) en tabel 6.14 (secundaire mineralen). Het materiaal kan dus afkomstig zijn uit stollings- en metamorfe gesteenten en hun verweringsmateriaal.

6.16b Secundaire mineralen zijn: kaoliniet, illiet, vermiculiet, montmorilloniet, calciet, oxyden zoals goethiet. Het is niet uitgesloten dat de mineralen als tussenfase in een verhard afzettingsgesteente hebben gezeten (vergelijk figuur 6.7, de kringloop van mineralen).

6.16c De calciet kan in kalksteen hebben gezeten, maar ook secundair in de bodem gevomd zijn.

6.16d Ja, zie c, dit geldt ook voor de kleimineralen en de oxyden.

6.16e De natuurlijke chemische bodemvruchtbaarheid zal vrij groot zijn door het hoge gehalte aan lutum en calciet ('kalk'). In de zandfractie zitten bovendien voedingsstoffen, zoals kalium, calcium en magnesium die bij verwering vrij kunnen komen. Ook de fysische vruchtbaarheid is goed (lichte klei heeft veel beschikbaar water).

6.16f Nee, op de plaatsen van de lithiumionen kunnen ook magnesium-, ijzer-, mangaan- of aluminiumionen zitten.

6.16g Dat er een onbekend aantal moleculen kristalwater aanwezig is.

6.16h 'Bij *metamorfose* worden de mineralen omgekristalliseerd door de hoge temperatuur en druk. Zo onstaat een metamorf gesteente, dat weer kan verweren *en eroderen*; dit houdt o.a. transport van mineralen naar *lagere gebieden* in. Daar worden ze afgezet als *klastische* sedimenten.' (zie figuur 6.7)

6.16i Ad, Ca, Dc, Ee, Fb; B blijft over.

6.20a De concentratie van de H^+-ionen is na het passeren van de klei zeer laag geworden (31 mmol H_2SO_4/l is teruggelopen tot 1,6), terwijl zand bijna niets aan deze concentratie veranderde (31 naar 30). De klei houdt dus H^+-ionen achter en geeft er o.a. Ca^{2+} voor terug. Deze proef kan ook met andere kationen uitgevoerd worden. Het verschijnsel heet kationenomwisseling.

6.20b $H_2SO_4 + 2\ NaOH \rightarrow Na_2SO_4 + 2\ H_2O$
1 *mol* H_2SO_4 *komt overeen met* 2 *mol* NaOH.
0,32 ml van 0,1 M NaOH bevat 0,032 mmol NaOH. Dit komt overeen met 0,5 × 0,032 mmol H_2SO_4 in 10 ml of 1,6 mmol H_2SO_4/l.

6.20c Als bv. een vaas van natte klei gedraaid is, wordt hij vóór het bakken gedroogd aan de lucht. Dan mogen er geen scheuren in komen. De minst krimpende klei is dus voor de fabricage van porselein te prefereren. Kaolien wordt dan ook wel porseleinaarde genoemd. Kaolien is een klei met veel kaoliniet erin, een later te bespreken kleimineraal.

6.23a Nee, u verandert alleen de grootte van de deeltjes en krijgt dus hoofdzakelijk kwarts in het lutumdeel. Kwarts is een mineraal dat niet zwelt en krimpt, geen kationen bindt, enz. Typisch voor klei is nu juist dat het lutumdeel hoofdzakelijk uit kleimineralen bestaat, dus *chemisch* anders is dan de zanddeeltjes. Zouden we alleen naar de korrelgrootte kijken, dan moet het antwoord formeel 'ja' luiden (zie textuurdriehoek, 5.33).

6.23b Ac, Bb, Cd, Da, E blijft over.

8.4 a. Ja. Het woord organische-stoffractie betekent hier: deel van de grond dat uit organische stof bestaat. De organische stof bevat meestal zowel weinig verteerde plantedelen als sterk omgezet materiaal (humus). Hoewel het humusgehalte van de organische stof in theorie dus te definiëren valt, is het onmogelijk de verschillende componenten van de organische stof afzonderlijk te bepalen.
b. Boshumus = bosstrooisel, laag met een hoog organische-stofgehalte. Weghalen van humus = van de strooisellaag (O-horizont).
c. Het strooisel is de 'tijdelijke opslagruimte' van voedingsstoffen voor het bos. Door mineralisatie ervan komen langzaam maar gestadig voedingsstoffen vrij. Ook het vochtbindend vermogen van het strooisel speelt een (veel minder belangrijke) rol.

8.10 a. Alle bruggen in figuur 8.9 zijn waterstofbruggen. Het betreft hier bruggen tussen twee carboxylgroepen en bruggen tussen een fenolische hydroxylgroep en een carboxylgroep.
b. Omdat humus bestaat uit zeer grote moleculen die een onregelmatige opbouw hebben. Ze vertonen een oneindige variatie in gehalte en rangschikking van de samenstellende delen (kernen, bruggen en reactieve groepen). Zo vertoont humus geen specifieke buigingspatronen van straling, die mineralen hebben (bv. röntgendiffractie van kleimineralen). Om wat van humus te weten te komen, moet je het materiaal in zijn bouwstenen ontleden, waardoor je niet meer weet hoe het oorspronkelijk was gerangschikt. Wat extreem gesteld: humus is een verzamelnaam van stoffen met onbekende samenstelling.

8.13 a. Het verschil in CEC tussen pH = 7 en pH = 10 bedraagt op tijdstip nul ongeveer 0,5 mol/kg en na 6 weken en 2 jaar ongeveer 0,8 mol/kg.
b. Verondersteld werd dat beneden pH = 7 voornamelijk carboxylgroepen gedissocieerd zijn en dat het verschil in CEC tussen pH = 7 en pH = 10 veroorzaakt wordt door dissociatie van fenolische hydroxylgroepen. Dat na circa 6 weken dit verschil constant blijft, wijst er op dat de fenolische hydroxylgroepen snel gevormd zijn en dat de CEC-stijging na 6 weken toegeschreven moet worden aan een toename van carboxylgroepen.
c. 1 mol/kg = 0,1 mol/100 g = 100 mmol/100 g = = 100 meq/100 g.

8.22 a. In figuur 8.21 vormen humusdeeltjes bindingen tussen twee zandkorrels, tussen een zandkorrel en een kleipakketje en tussen twee kleipakketjes. De binding kleipakketje-humusdeeltje-kleipakketje kan op drie manieren plaatsvinden afhankelijk van de ligging van de kleipakketjes: plaatzijde-plaatzijde, plaatzijde-randzijde en randzijde-randzijde.
b. In het midden is een binding tussen twee kleipakketjes (plaatzijde-randzijde) te zien, zonder dat daarbij een humusdeeltje betrokken is.

8.25 a.

ademhaling:	300 × 2/3	= 200 g C
assimilatie:	300 × 1/3	= 100 g C
	100 × 1/10	= 10 g N
	100 × 1/100	= 1 g P
	100 × 1/100	= 1 g S

netto mineralisatie: 30−10 = 20 g N
3− 1 = 2 g P
3− 1 = 2 g S

b. ademhaling: 200 g C
assimilatie: 100 g C, 10 g N, 1 g P en 1 g S
netto mineralisatie: 10−10 = 0 g N
1− 1 = 0 g P
1− 1 = 0 g S

c. ad a C/N = 300:30 = 10
ad b C/N = 300:10 = 30

8.28 Een bouwvoor van 1 ha en 20 cm dikte en een volumieke massa van 1250 kg/m³ heeft een massa van: 100 m × 100 m × 0,20 m × 1250 kg/m³ = 2,5 × 10^6 kg. Aan organische stof is in deze bouwvoor aanwezig: 0,02 × 2,5 × 10^6 kg = 50000 kg. Hiervan is 50% C: 0,50 × 50000 kg = 25000 kg. Aan N is aanwezig: 25000 kg : 10 = 2500 kg. Per jaar mineraliseert er per ha aan N: 0,02 × 2500 kg = 50 kg.

8.33 a. De dimensies worden:

h	: dimensieloos	
X	: kg ha^{-1} a^{-1}	($M L^{-2} T^{-1}$)
$h \times X$	: kg ha^{-1} a^{-1}	($M L^{-2} T^{-1}$)
k	: kg ha^{-1} a^{-1} = a^{-1}	(T^{-1})
Y	: kg ha^{-1}	($M L^{-2}$)
$k \times Y$	: kg ha^{-1} a^{-1}	($M L^{-2} T^{-1}$)

De diepte waarover de organische stof zit, wordt bij X en Y in het midden gelaten, aangezien de diepte van geval tot geval kan verschillen. h is een massafractie, k is een massafractiesnelheid, Y een areïeke massa en X, $h \times X$ en $k \times Y$ een areïeke massasnelheid.

b. De humusvoorraad in de bouwvoor bedraagt:
$Y = f_h \times d \times \rho_d$ = 0,08 × 0,05 × 1200 kg/m³ =
= 4,8 kg/m² = 48000 kg/ha.
De aanvoer van organisch materiaal die nodig is om Y op peil te houden bedraagt:

(8.32b) $X = \frac{k}{h} Y = \frac{0{,}03\ a^{-1}}{0{,}45} \times 48000$ kg/ha =
= 3200 kg ha^{-1} a^{-1}.

8.35 a. In het geval van zaagsel zal na 1 jaar het onverteerde oorspronkelijke materiaal overheersen. Het groen materiaal zal na 1 jaar grotendeels omgezet zijn, zodat het organische materiaal dan voornamelijk uit microorganismen en stoffen die op humusmoleculen beginnen te lijken, zal bestaan.

b. De humusvoorraad in de bouwvoor $Y = f_h \times d \times \rho_d$ = 0,03 × 0,20 m × 1250 kg/m³ = 7,5 kg/m² = 75000 kg/10000 m² = 75000 kg/ha.
De snelheid van humusaanvoer is:
$h \times X$ = 0,20 × 5000 kg ha^{-1} a^{-1} = 1000 kg ha^{-1} a^{-1}.
De snelheid van humusafvoer is:
$m \times Y$ = 0,02 a^{-1} × 75000 kg/ha = 1500 kg ha^{-1} a^{-1}.
Het verschil tussen de af- en aanvoersnelheid bedraagt: 1500 − 1000 = 500 kg ha^{-1} a^{-1}.
Na 1 jaar is er per ha in de bouwvoor aan organische stof 500 kg verdwenen.
Het organische-stofgehalte f_h is dan van 0,03 tot 74500/2500000 = 0,0298 gedaald.

8.41 Ongeveer horizontaal.

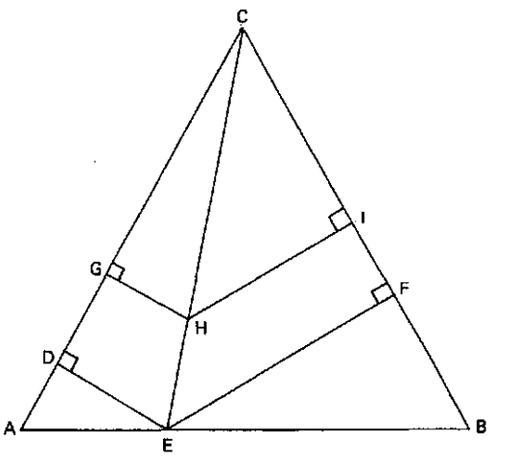
8.45 a. Matig tot zeer humus: het aflezen in de organische-stofdriehoek (figuur 8.42) geeft geen uitsluitsel welke van de twee. Dit is met interpoleren op te lossen. De vraag is: bij welk organische-stofgehalte ligt de grens tussen de klassen F en E, als f_{Ld} = 40%. Als f_{Ld} = 0 dan ligt de klassegrens bij f_h = 5% en als f_{Ld} = 90% bij f_h = 10%. De grenslijn loopt recht, dus we kunnen rekenkundig interpoleren:

$5\% + \frac{40\%}{90\%}(10\% - 5\%) = 5\% + 2{,}2\% = 7{,}2\%$.

Het grondmonster valt dus nog net in de klasse matig humeus.

b.
(5.9) $f_{Lm} = \frac{m_L}{m_L + m_S + m_Z} = \frac{m_L}{m_L + m_{S+Z}} =$
$= \frac{m_L/m_d}{m_L/m_d + m_{S+Z}/m_d} = \frac{f_{Ld}}{f_{Ld} + f_{S+Z,d}} \stackrel{?}{=}$ constant.

Als we kunnen bewijzen dat deze verhouding constant is op een lijn naar de tophoek, dan is ook f_{Lm} constant. Voor punt E (zie figuur) geldt, dat f_{Ld} = DE en $f_{S+Z,d}$ = EF als DE en EF loodlijnen zijn (vergelijk kader 5.30). Voor punt H is analoog f_{Ld} = GH en $f_{S+Z,d}$ = HI. De driehoeken CHG en CED zijn gelijkvormig, zodat DE : GH = EC : HC. Evenzo geldt EF : HI = EC : HC. Daaruit volgt DE : GH = EF : HI of DE : EF = GH : HI.



Dit betekent dat de verhouding van de massafracties lutum en silt- plus zanddeel in punt E gelijk is aan die in punt H:

$\frac{f_{Ld,E}}{f_{S+Z,E}} = \frac{f_{Ld,H}}{f_{S+Z,H}}$

Dan geldt ook:

$\frac{f_{Ld,E}}{f_{Ld,E} + f_{S+Z,E}} = \frac{f_{Ld,H}}{f_{Ld,H} + f_{S+Z,H}}$.

Toelichting op dit laatste:

Als $\frac{a}{b} = \frac{c}{d}$, geldt dan ook $\frac{a}{a+b} = \frac{c}{c+d}$?

Bewijs:

$a = bc/d$; dan is $\frac{a}{a+b} = \frac{bc/d}{bc/d+b} = \frac{c/d}{c/d+1} = \frac{c}{c+d}$.

In het algemeen geldt dat de monsters op een lijn door een hoekpunt een vaste verhouding hebben van de twee componenten die in de hoekpunten van de door de lijn verdeelde zijde van de driehoek 100% zijn (zie ook vraag 5.31).

8.50 De gevraagde massa organische stof wordt gevonden uit het verschil in de massa's aanwezig in grasland en bouwland. Voor berekening van de massa organische stof moeten we de massa van de grond kennen. Deze is gelijk aan het volume (dikte × oppervlakte) × de volumieke massa van de grond. De massa van de

grond × het organische-stofgehalte geeft de massa organische stof. Hieruit volgt na vermenigvuldiging met 0,50 de massa koolstof, die na deling door het C/N de massa stikstof oplevert.
Grasland laag 0-5 cm: de massa organische stof is per ha $0{,}10 \times 0{,}05$ m × 100 m × 100 m × 1200 kg/m³ = 60000 kg.

De massa N is per ha $\frac{60000 \text{ kg} \times 0{,}50}{15} = 2000$ kg.

Grasland laag 5-20 cm: de massa organische stof is per ha $0{,}05 \times 0{,}15$ m × 100 m × 100 m × 1400 kg/m³ = 105000 kg.

De massa N is per ha $\frac{105000 \text{ kg} \times 0{,}50}{12} = 4375$ kg.

In totaal is in grasland per ha aan organische stof 60000 + 105000 = 165000 kg en aan stikstof 2000 + 4375 = 6375 kg.
Bouwland laag 0-20 cm: de massa organische stof is per ha $0{,}03 \times 0{,}2$ m × 100 m × 100 m × 1600 kg/m³ = 96000 kg.

De massa N is per ha $\frac{96000 \text{ kg} \times 0{,}50}{10} = 4800$ kg.

De massa gemineraliseerde organische stof per ha is nu 165000 – 96000 = 69000 kg, waarbij uiteindelijk aan N per ha 6375 –4800 = 1575 kg is vrijgekomen, deels in het eerste jaar, de rest in jaarlijks afnemende hoeveelheden.

8.51 Bevordert de mineralisatie: a, b, c, d en f.
Vermindert de mineralisatie: e en g.

8.52 a. In 1970 is aan C aanwezig:
0,50 × 3500 kg/ha = 1750 kg/ha en aan N aanwezig 0,0038 × 3500 kg/ha = 13,3 kg/ha.
In dat jaar is C/N = 1750 kg ha^{-1}/13,3 kg ha^{-1} = 131,6. In 1974 is aan C aanwezig: 0,50 × 0,27 × 3500 kg/ha = 472,5 kg/ha en aan N aanwezig: 0,012 × 0,27 × 3500 kg/ha = 11,3 kg/ha. In 1974 is C/N = 472,5 kg ha^{-1}/11,3 kg ha^{-1} = 41,8.
b. In vier jaar tijd is door mineralisatie verdwenen aan C: 1750 – 472,5 = 1277,5 kg/ha en aan N: 13,3 – 11,3 = 2 kg/ha.
c. Tijdens de mineralisatie wordt een gedeelte van de organische stof gebruikt voor de opbouw van micro-organismen en humusmoleculen. Het C/N van micro-organismen en humusmoleculen bedraagt ongeveer 10. Aangezien het C/N van het substraat groter dan 10 is, zal voor de opbouw relatief meer N dan C uit het bladstrooisel nodig zijn en daardoor bij de mineralisatie relatief meer C dan N vrijkomen. Hierdoor zal het gemiddelde C/N van alle componenten tezamen (micro-organismen, humusmoleculen en nog niet omgezet oorspronkelijk materiaal) in de loop der tijd dalen; gemiddeld wordt het materiaal stikstofrijker (zie 8.4.3).
In 8.4.3 wordt gesteld dat bij een C/N groter dan 30 geen mineralisatie optreedt, maar juist het tegenovergestelde: immobilisatie. Dat er in dit vraagstuk bij een hoger C/N al wel mineralisatie optreedt, geeft aan dat de werkelijkheid gecompliceerder is dan de theorie van 8.4.3. Een verklaring kan gezocht worden in de heterogeniteit van de organische stof in de grond. De verschillende bestanddelen van de organische stof hebben een verschillend C/N, terwijl ook de afbraaksnelheid voor de verschillende bestanddelen niet gelijk is. Hierdoor kunnen dicht bijelkaar in de grond zich processen afspelen, waarbij immobilisatie en mineralisatie tegelijkertijd plaatsvinden. De resultante van beide processen wordt gemeten.

8.53 a. Moerige eerdgrond: venig zand;
beekeerdgrond: humusrijk;
duinvaaggrond : uiterst humusarm.
b-h: Deze vragen lopen ook enigszins vooruit op volgende hoofdstukken. De antwoorden geven we uitvoeriger dan alleen uit hoofdstuk 8 en voorgaande is af te leiden.
b. Het organische-stofgehalte zegt niets absoluuts over de bewortelbaarheid. Beperkende factoren kunnen namelijk luchtgebrek, een lage pH en een hoge indringingsweerstand zijn (hoofdstuk 17). In het algemeen is het wel zo dat een organische- stofgehalte van meer dan ca. 1% de bewortelbaarheid bevordert. Met dit gegeven kunnen we vermoeden dat de A1 van de moerige eerdgrond en alle horizonten van de beekeerdgrond bewortelbaar zullen zijn. Ook Gt V en de pH-waarden laten beworteling van de beekeerdgrond tot 90 cm diepte toe in de zomer.
De duinvaaggrond lijkt slecht bewortelbaar door zijn lage organische-stofgehalte. Meestal zijn deze gronden echter los gepakt en vooral voor bomen diep bewortelbaar. De ontbrekende gegevens voor een exact antwoord zijn een structuurbeschrijving en het verloop van de indringingsweerstand.
c. Ook dit is een moeilijke vraag, omdat het vochtleverend vermogen niet alleen afhangt van de hoeveelheid beschikbaar hangwater, maar ook van de capillaire opstijging (hoofdstuk 18). Gezien de Gt III zal de vochtlevering in de moerige eerdgrond meestal wel voldoende zijn.
De beekeerdgrond heeft een iets drogere Gt, maar dit kan gecompenseerd worden door een diepere beworteling. De duinvaaggrond is veel te droog voor landbouw: droge Gt (VII) en zeer lage gehaltes aan organische stof en leemdeel.
d. De draagkracht neemt af naarmate f_h groter is en de bovengrond natter (hoofdstuk 14). De verwachting is, dat de moerige eerdgrond een slechte draagkracht heeft, de beekeerdgrond een matige en de duinvaaggrond een goede.
e. Diepe grondbewerking heeft in het algemeen als doel vergroting van de bewortelbare diepte en/of verbetering van de draagkracht (hoofdstuk 21). De moerige eerdgrond is voor beide doelen geschikt: boven- en ondergrond mengen. Bij de beekeerdgrond zou het vooral om de draagkracht gaan; het is de vraag of dit economisch rendabel is. Diepe grondbewerking van de duinvaaggrond heeft geen enkele zin.
f. Het geven van voorraadbemesting is alleen zinvol, indien de meststof tegen uitspoeling beschermd kan worden. Aangezien K^+ en NH_4^+ aan het adsorptiecomplex vastgehouden kunnen worden is voorraadbemesting mogelijk met gronden met een wat hogere CEC. Aangezien de CEC voornamelijk gelokaliseerd is aan organische stof en lutum bieden de moerige eerdgrond en de beekeerdgrond de mogelijkheid tot het geven van voorraadbemesting. Bij de duinvaaggrond ontbreken organische stof en lutum vrijwel geheel. Aangezien NO_3^- niet aan het adsorptiecomplex vastgehouden kan worden, is nitraat in de moerige eerdgrond en beekeerdgrond veel gevoeliger voor uit-

spoeling dan K^+ en NH_4^+.
g. Alleen de duinvaaggrond is stuifgevoelig. De kittende werking van organische stof en de natte grondwatertrap, plus het zaveldek in de beekeerdgrond, voorkomen winderosie in de andere twee gronden. Overigens kan organisch stof ook gaan stuiven, zoals in veenkoloniale gronden. Dit hangt vooral af van de humificatiegraad.
h.

Beoordelingsfactor	vWz-III	*k*pZg23-V	Zd21-VII
vochtleverend vermogen	goed	goed	slecht
ontwateringstoestand	matig	redelijk	goed
verkruimelbaarheid	goed	goed	goed
draagkracht	slecht	matig	goed
structuurstabiliteit i.v.m. verstuiving	goed	goed	slecht

Vergelijk hoofdstuk 38. vWz-III is ongeschikt voor akkerbouw, kan een hoge bruto grasproduktie leveren, maar heeft ook voor weidebouw sterke beperkingen door de geringe draagkracht. De beekeerdgrond is een matige akkerbouw- en een goede grasiandgrond. De duinvaaggrond is te droog voor landbouw.

9.4a Op een vrije waterspiegel drukt alleen het gewicht van de lucht. Er heerst atmosferische druk in de grondwaterspiegel.

9.4b Beginnend bij de grondwaterspiegel zien we dat het watergetal eerst bijna constant blijft, nl. 0,20 à 0,22. Dit is de vol-capillaire zone. Vanaf 80 cm gaat het teruglopen; daar begint de open-capillaire zone. Vanaf 150 cm is w vrij constant (0,09). Hier is het vochtgehalte niet meer afhankelijk van de capillaire opstijging. De hangwaterzone begint dus bij z = 150 cm. De schommelingen van w in de vol-capillaire zone kunnen veroorzaakt worden door gelaagdheid, bv. een wisselend lutum- of organische-stofgehalte, dat de dichtheid beïnvloedt.

9.4c In de hangwaterzone vindt in het groeiseizoen eventuele *aanvulling* van de vochtvoorraad alléén van boven plaats door regenwater dat in de grond blijft hangen.

9.7 Nee, het vochtgehalte alleen is geen goede maat, want het is sterk afhankelijk van de grondsoort. Een beter criterium voor de beschikbaarheid ligt in het verband tussen de kracht, waarmee het vocht gebonden is, en het vochtgehalte. Dit wordt in § 9.4 uitgewerkt.

9.12 (9.11) $z_c = 30\ mm^2/100\ \mu m = 30\ mm^2/0{,}1\ mm = 300\ mm = 30\ cm$.

9.19a Lichte zavel heeft eigenschappen van zowel zand als klei. Capillaire en osmotische krachten zijn beide belangrijk voor de waterbinding.

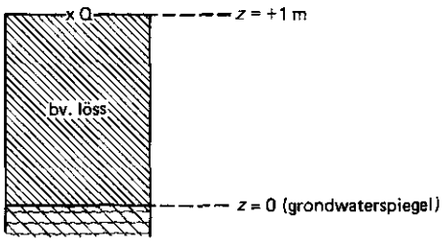
9.19b Dit water bevindt zich in de elektrische dubbellaag (figuur 9.18a), die weliswaar sterk ingekrompen is, maar nog niet een dikte nul heeft.

9.19c De elektrisch gebonden kationen verdelen zich over een groter volume van de dubbellaag (9.18b), waardoor de kleiplaatjes verder van elkaar af komen te zitten. Hierdoor verdwijnen grote poriën en/of komt het maaiveld omhoog. 'Zwellen' houdt dus vooral in, dat de uiterst kleine poriën zich uitbreiden ten koste van de grote.

9.29a (9.27) $H = \dfrac{90000\ N\ m^{-2}}{1000\ kg\ m^{-3} \times 10\ N\ kg^{-1}} = 9\ m$;
$\psi = H \times g = 9\ m \times 10\ N/kg = 90\ J/kg$.

9.29b (9.27) $H = \dfrac{-10000}{1000 \times 10}\ m = -1\ m$;
$\psi = -1 \times 10\ J/kg = -10\ J/kg$.
(9.28) $p_w = p_{abs} - p_{amb} = 90000\ Pa - p_{amb} = -10000\ Pa$;
$p_{amb} = 100000$ Pa. Dit is een goede benadering is voor de atmosferische druk aan maaiveld. De vragen a en b slaan dus op dezelfde situatie. Door p_w in formule 9.27 in te vullen, vinden we ook effectieve waarden voor H en ψ; ze zijn ter hoogte van de grondwaterspiegel nul gesteld (daar heerst immers omgevingsdruk).

9.29c Als het water capillair is opgestegen tot Q en niet meer stroomt, zal gelden $H_{eff} = -1$ m ofwel $p_{w,Q} = -10000$ Pa. Dit wordt in 9.3.3 behandeld. Een grondsoort met zo'n grote hoogte van capillaire opstijging is löss of zavel:



9.29d $p_{amb} = 100000$ Pa = 100 kPa = 0,1 MPa = 1 bar = 1000 mbar.

9.32a In een referentieniveau wordt de energietoestand nul gesteld. Brengen we een voorwerp naar boven, dan neemt de energietoestand toe. Dit betekent dat H_g boven het referentieniveau positief is en er beneden negatief.
$H_{g,Q} = -PQ$ en $H_{g,S} = -PS$.
Daaruit volgt $H_{g,Q} - H_{g,S} = -PQ + PS = +QS$.

9.32b $H_{g,Q} = +QR$ en $H_{g,s} = -RS$.
Daaruit volgt $H_{g,Q} - H_{g,S} = +QR + RS = +QS$.

9.32c De conclusie is, dat de plaatshoogte van één punt afhankelijk is van het referentieniveau, maar dat het *verschil* in plaatshoogte tussen twee punten *on*afhankelijk is van het referentieniveau. Dit niveau kunnen we dus daar kiezen waar het ons het beste uitkomt.

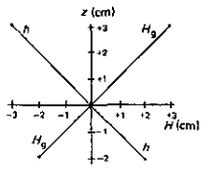
9.36a –200 cm is kleiner dan –100 cm.

9.36b De drukhoogte van het bodemwater bedraagt –150 cm.
Of: De vochtspanning van het bodemwater bedraagt –15000 Pa.

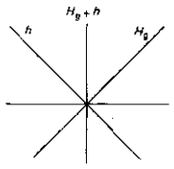
9.36c h is via p_w gedefinieerd, waaruit volgt dat bij atmosferische druk geldt: $p_w = 0 = h$.
In ons geval geldt dat voor de vrije waterspiegel, dus $h_R = 0$. Dit is het referentieniveau.
$h_Q = -QR = -3$ cm en $h_S = +RS = 2$ cm.

9.36d $H_{g,R} = 0$; $H_{g,Q} = +QR = 3$ cm; $H_{g,S} = -RS = -2$ cm.

9.36e Het diagram ziet er als volgt uit:



9.36f De som van drukhoogte en plaatshoogte is in dit geval constant en wordt voorgesteld door de verticale as:



9.36g (9.28) $p_{w,Q} = p_{abs,Q} - p_{amb}$ en $p_{w,Q} < 0$.
Hieruit volgt $p_{abs,Q} - p_{amb} < 0$ of $p_{abs,Q} < p_{amb}$.
Het antwoord is dus: nee, de absolute druk in Q is lager dan de omgevingsdruk erboven.

9.39a Een piëzometer heeft geen opening aan de zijkant, *omdat het gaat om meting van h of H_h op één bepaalde* diepte. Anders zouden we een gemiddelde vinden van een laag. Voor het vaststellen van kwel of 'overspannen' water is puntmeting nodig. Met overspannen water bedoelen we dat water omhoog wil stromen maar belemmerd wordt door een slecht doorlatende laag.

9.39b Het referentieniveau voor h is gelegd ter hoogte van de waterspiegels in de piëzometers, conform de afspraak dat $h = 0$ bij omgevingsdruk. Voor H_g is het maaiveld als referentieniveau genomen.

9.39c De drukhoogte vinden we door de positieve afstand te nemen tussen de waterspiegel en de onderkant van de buis: $h_A = 0{,}6$ m en $h_B = 0{,}1$ m (dit geldt alleen bij statisch evenwicht).
(9.37) $H_{g,A} = -1{,}2$ m en $H_{g,B} = -0{,}7$ m.

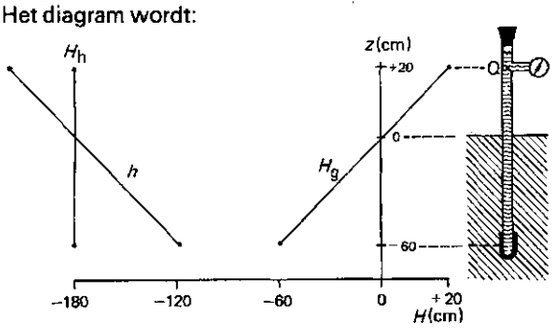
9.39d De diepte van de waterspiegel in de piëzometer geeft de stijghoogte aan, omdat de drukhoogte daar nul is: $H_{h,A} = H_{h,B} = -0{,}6$ m.
Uit het diagram volgt dat op elke diepte geldt: $H_h = H_g + h = -0{,}6$ m. Omdat H_h in het gehele profiel gelijk is, stroomt er geen water. Deze vraag loopt vooruit op het volgende hoofdstuk.

9.41a Ja, er gaat dan (een heel klein beetje) water stromen van de grond naar de tensiometer. Het aanwijsgedeelte van de drukmeter moet er wel op ingericht zijn.

9.41b Bij zo'n lage drukhoogte gaan er gassen uit het water ontwijken ('koken'), waardoor het hydrostatische contact in de tensiometer verloren kan gaan. In elk geval veroorzaken gasbellen een te hoge temperatuurgevoeligheid en een te lage reactiesnelheid van de tensiometer.

9.41c Volgens vraag b moeten de poriën bij $h = -900$ cm nog gevuld blijven. Dit komt overeen met een hoogte van capillaire opstijging $z_c = 900$ cm. Als we deze waarde invullen in formule 9.11, krijgen we de capillaire diameter $d_c = 30$ mm²/900 cm = 3 µm. Een kleine waarde! De fabricage van deze potjes vereist enige zorg.

9.41d (9.31) Het verschil in plaatshoogte ΔH_g tussen punt Q en de tensiometerkop is $\Delta z_1 + \Delta z_2 = 80$ cm.
(9.37) H_h = constant = $H_g + h$ op elk punt in het systeem. Dan is $h_{kop} = 80$ cm − 200 cm = −120 cm. Dus de meter van een verticaal geplaatste tensiometer wijst een lagere (meer negatieve) drukhoogte aan dan er heerst ter hoogte van de kop. Het verschil is $\Delta z_1 + \Delta z_2$ (in hoogte uitgedrukt). De wijzerplaat van de meter kan hieraan worden aangepast voor een standaardbuislengte. Overigens staat op Amerikaanse tensiometers vaak een schaal die de zuigspanning aangeeft in centibar.
Het diagram wordt:



9.42a Dit is gedeeltelijk een strikvraag, omdat de bodemvochtzone als samenvattende term niet in het rijtje thuis hoort. Het antwoord is: grondwaterzone, vol-capillaire zone, open-capillaire zone, hangwater zone.

9.42b t/m n: b. groter; c. kleiner; d. groter; e. kleiner; f. groter; g. groter; h. kleiner; i. groter; j. kleiner; k. kleiner; l. kleiner; m. kleiner; n. groter.

9.46a Voorbeeld: (9.45) $pF = \lg\left(-\frac{-200\text{ cm}}{\text{cm}}\right) = \lg 200 = 2{,}3$

h (cm)	0	−1	−10	−50	−100	−200	−300
pF	$-\infty$	0	1	1,7	2	2,3	2,5
h	−1 000	−10 000		−100 000		-10^6	-10^6
pF	3	4		5		6	7

9.46b h (cm) 0 −1 −10 −50 −100 −200 −1000
h (cm) $10^{-\infty}$ -10^0 -10^1 $-10^{1,7}$ -10^2 $-10^{2,3}$ -10^3
enz. De pF is de exponent van het maatgetal van de drukhoogte, geschreven als macht van 10. p komt van potentia (Lat.) of power (Eng.) = macht, exponent; F komt van force (Eng.) = kracht. De F is hier onduidelijk, want het gaat noch over een kracht, noch over een druk, maar over een hoogte, een equivalentdruk ('cm waterkolom').

9.50a Het monster is verzadigd met water als $h = 0$. Dan is θ = porositeit ϕ_p. In grafiek 9.44b lezen we bij $h = 0$ af: $\theta = 0{,}52 = \phi_p$.
In 9.44a krijgen we een benadering door bij $h = -1$ cm af te lezen: $\theta = 0{,}51 \approx \phi_p$. De pF-curve nadert ϕ_p asymptotisch.

9.50b θ_{wp} moet afgelezen worden bij pF = 4,2 ($h = -16000$ cm). We vinden voor deze zavel $\theta_{wp} = 0{,}11$.

9.50c (4.36) $\phi_{a,wp} = \phi_p - \theta_{wp} = 0{,}52 - 0{,}11 = 0{,}41$.

9.50d (4.36) $\phi_{m+h} = 1 - \phi_p = 1 - 0{,}52 = 0{,}48$.

9.50e Stoofdroge grond (waarin het vochtgehalte per definitie nul is).

9.56a (9.55) $d_b = (0{,}52 - 0{,}34) \times 1500$ mm = 270 mm. Bij een matige regenintensiteit van bv. 5 mm/h zal hier nooit plasvorming optreden, mits het oppervlak van de grond voldoende doorlatend is en blijft. Bij zeer zware buien kunnen er wel tijdelijk plassen gevormd worden; dit komt dan niet door een gebrek aan bergend vermogen, maar doordat de doorlatendheid van de grond niet voldoende is om het bergingsvermogen tijdens de bui volledig te benutten. Het is een kwestie van bodemstructuur (poriëngrootteverdeling). De plassen zullen snel verdwijnen, vooral als de grond begroeid is. In 9.4.5 zullen we overigens een meer genuanceerde berekening uitvoeren.

9.56b Doop de spons in water, druk de lucht eruit en laat haar vervolgens uitdruipen zonder er in te knijpen. Als er geen water meer uitkomt, is de spons op 'veldcapaciteit'. Knijp vervolgens zo veel mogelijk water uit de

spons. Als er geen water meer uitkomt, is de spons op 'verwelkingspunt': hoewel zij nog iets vochtig is, kunnen we dit water niet meer benutten. Bij 'veldcapaciteit' nog een kanttekening. De situatie zou meer op die van grond in het veld lijken, als de natte spons uitdruipt op een tweede, vochtige spons die er onder tegenaan gehouden wordt.

9.56c (9.54) Humeus zand:

$d_{hw} = (0.20 - 0{,}06) \times 300 \text{ mm} = 42 \text{ mm}$

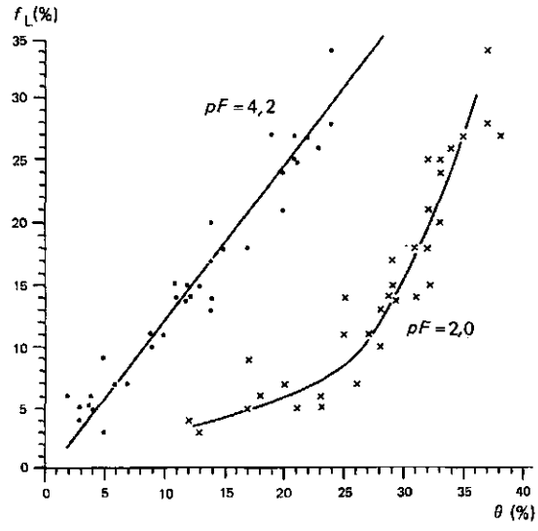
(9.54) Humusarm zand:

$d_{hw} = (0{,}11 - 0{,}02) \times 400 \text{ mm} = 36 \text{ mm}$

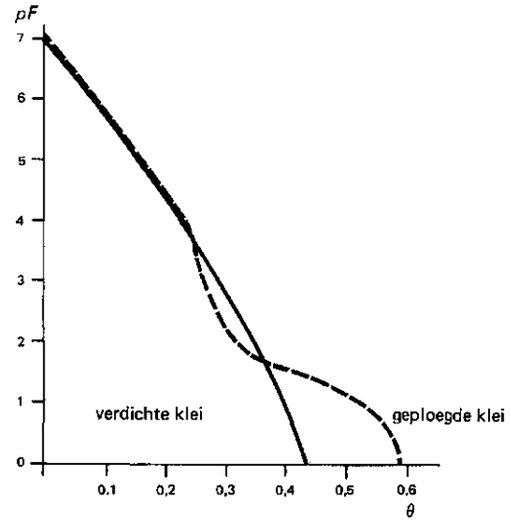
totale beschikbare hangwaterdikte 78 mm

Verbruikt en dus aan te vullen: 0,75 × 78 mm = 58,5 mm. Dit is 90% van de totale watergift, die dus moet bedragen 58,5 × 10/9 = 65 mm. Het benodigd aantal sproeiuren is 65 mm/(8 mm/h) = 8,1 h.

9.58a Bij pF = 4,2 wordt het water alleen door adhesiekrachten en osmotische krachten vastgehouden. Adhesiekrachten op zich kunnen slechts een substantiële bijdrage leveren als er veel deeltjes met een grote soortelijke oppervlakte aanwezig zijn. Osmotische binding treedt op aan geladen deeltjes. Kleimineralen en humus voldoen aan beide voorwaarden. Er moet dus een hoog gehalte aan kleimineralen en/of humus zijn. Van de gegeven grondsoorten bevat alleen het veenmosveen veel humusachtig materiaal, wat het vrij hoge vochtgehalte bij pF = 4,2 kan verklaren. De grote verschillen tussen de minerale grondsoorten zijn verklaarbaar uit het lutumgehalte, omdat het lutumdeel hoofdzakelijk uit kleimineralen bestaat. Uit tabel 5.44 en de textuurdriehoeken is een orde van grootte voor het lutumgehalte af te leiden: duinzand bevat slechts enige procenten, löss 10 à 15%, zavel 8 à 25% en zware klei > 35%. Ter illustratie de volgende figuur, waarin het verband gegeven wordt tussen lutumgehalte f_L en vochtgehalte θ bij pF = 2,0 (×) en pF = 4,2 (.) van kalkrijke polder- en vlakvaaggronden (schor- en plaatgronden) uit de Wilhelminapolder in Zeeland (Haans & Van der Sluijs, 1970: 132):



9.58b Grondbewerking dient om de grond los te maken, wat een toename van de porositeit en het volume grote poriën inhoudt. Bij verdichting neemt het volume grote poriën af, maar dat van de tussenmaat poriën iets toe; vandaar dat de curve van de verdichte klei eerst onder en dan boven die van de losgemaakte klei ligt. Boven pF ≈ 3,5 is er geen verschil meer tussen beide, doordat de bodemstructuur dan geen rol meer speelt:



9.61a Naarmate het organische-stofgehalte groter wordt, neemt de dichtheid van de grond af. Dit berust op twee effecten: a. de porositeit wordt groter, dus de volumefractie vaste fase kleiner; en b. de volumieke massa van de organische stof is kleiner dan die van de minerale delen (vergelijk de figuren 4.73 en 4.67).

9.61b In dit antwoord zullen we de vochtkarakteristieken 1 en 6 vergelijken, die in tabel 9.60 de uitersten vormen van de *organische-stofreeks* van zand (0,5% en 9,5% organische stof). Humus bevordert de 'luchtigheid' van de grond: de volumefractie poriën stijgt van 0,38 naar 0,53. Parallel hiermee stijgt het relatief volume aan capillaire poriën; het sterkste effect zien we bij pF = 2,0: een vochtgehalte van 0,14 dat opklimt naar 0,35. Daarna loopt het verschil terug: bij pF = 4,2 zijn de vochtgehaltes 0,02 en 0,10. De osmotische krachten, door de humus veroorzaakt, hebben dus iets minder effect dan de capillaire. Hierdoor neemt de hoeveelheid beschikbaar hangwater sterk toe bij stijgend organische-stofgehalte.

9.61c De nrs. 1, 9, 10, 11 en 12 vormen een *leemreeks*. Het leemdeel beïnvloedt de porositeit en de dichtheid nauwelijks. Wel is er een duidelijk effect op het vochtgehalte bij pF = 2. De verschillen bij pF = 4,2 zijn minder groot, waardoor de hoeveelheid beschikbaar hangwater sterk toeneemt tot een leemgehalte van ongeveer 40%.

– De nrs. 13, 1 en 14 vormen een *zandgrofheidsreeks*. Er is een duidelijk effect op het vochtgehalte bij veldcapaciteit: hoe fijner, hoe meer vocht. Bij verwelkingspunt zijn de verschillen zeer klein, zodat het beschikbaar hangwater flink beïnvloed wordt door de zandgrofheid (als er geen andere eigenschap overheerst).

– De nrs. 15, 16 en 17 vormen een *dichtheidsreeks*. Hoe groter de volumieke massa, des te kleiner is de porositeit. Hetzelfde effect zien we op de vochtgehaltes bij pF-waarden tot ongeveer 3,5. Een lossere structuur geeft in dit geval een toeneming van het beschikbaar hangwater.

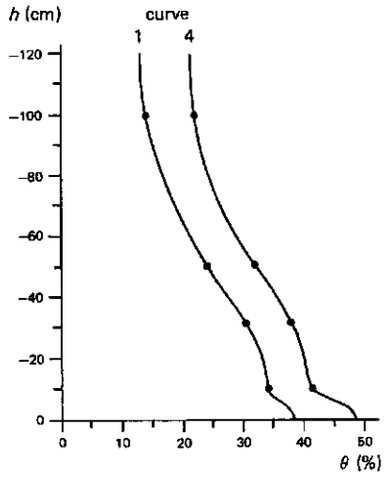
– De nrs. 16, 18, 19 en 20 vormen een *lutumreeks*. In tegenstelling tot bij de andere reeksen zien we hier een sterk effect op het vochtgehalte bij pF = 4,2. Hier-

door neemt de hoeveelheid beschikbaar hangwater sterk af bij stijgend lutumgehalte.

9.63a Eerst lezen we tabel 9.60 af:

pF	h (cm)	nr. 1 θ (%)	nr. 4 θ (%)
$-\infty$	0	38	48
1,0	–10	34	41
1,5	–32	31	38
1,7	–50	24	32
2,0	–100	14	22
2,3	–200	9	19

Dan vochtkarakteristieken tekenen:



Er geldt $H_g = -h$. Voor een grondwaterdiepte van 50 cm kunnen we het verloop van θ geheel uit curve 4 aflezen.

Bij grondwaterstandsdiepte = 50 cm

z (cm)	H_g (cm)	h (cm)	θ (%)	ϕ_a (%)	d_{mv} (cm)
45	45	–45	34	14	5
35	35	–35	37	11	15
25	25	–25	39	9	25
15	15	–15	40	8	35
5	5	– 5	46	2	45

Bij een grondwaterstand van 120 cm onder maaiveld zijn beide vochtkarakteristieken nodig: tot 70 cm diepte nr. 4, daaronder nr. 1:

Bij grondwaterstandsdiepte = 120 cm

h (cm)	θ (%)	ϕ_a (%)	d_{mv} (cm)	curve nr.
–115	21	27	5	4
–105	22	26	15	4
– 95	23	25	25	4
– 85	24	24	35	4
– 75	26	22	45	4
– 65	28	20	55	4
– 55	30	18	65	4
– 50,1	32	16	69,9	4
– 49,9	24	14	70,1	1
– 45	26	12	75	1
– 35	30	8	85	1
– 25	32	6	95	1
– 15	34	4	105	1
– 5	37	1	115	1

Terwijl de drukhoogte een continu verloop heeft, treedt in het vochtgehalte een sprong op bij $h = -50$ cm, doordat op 70 cm diepte de grens ligt tussen twee horizonten. Het vochtverloop kunt u zelf inkleuren in bovenstaande figuur: van $h = 0$ tot –50 cm volgt het curve 1, dan horizontaal naar curve 4, en voor de rest curve 4 volgen naar boven.

9.63b Bij een grondwaterstandsdiepte van 50 cm bedraagt het areïeke bergingsvermogen:
(9.55) $d_b = (14 + 11 + 9 + 8 + 2)\,\% \times 1$ dm = 44 mm.
Analoog is dat bij een grondwaterstandsdiepte = 120 cm: 193 mm.
Door de diepere grondwaterstand is het bergend vermogen sterk toegenomen.

9.66 Een desorptiecurve wordt bepaald door vanaf verzadiging water te onttrekken. Deze situatie lijkt meer op het in de loop van het groeiseizoen uitdrogen van een vochtige grond dan op het nat maken van een droge grond. Voor het schatten van beschikbaar hangwater is de desorptiecurve dan ook redelijk geschikt. Maar voor het gedrag van de grond in de herfst of bij kunstmatige bevloeiing zou een absorptiecurve betere informatie bieden.

10.3a Er gaat water stromen door verschil in stijghoogte. In proef 10.2a wordt dit verschil geheel bepaald door de plaatshoogte, in b door de drukhoogte.

10.3b Kort beantwoord: In de klei zijn vele fijne poriën niet met water gevuld en zij zullen water uit het zand wegzuigen (vergelijk proef 9.5). Exacter beantwoord: Als we in figuur 9.59 de curves van duinzand en zware rivierklei aflezen bij $\theta = 0{,}20$, vinden we $pF_{zand} = 1{,}5$ en $pF_{klei} = 5{,}3$.
(9.45) Dan is $h_{zand} = -32$ cm en $h_{klei} -2 \times 10^5$ cm. De drukhoogte in de klei is veel kleiner dan in het zand, terwijl de plaatshoogte gelijk is. (9.37) De stijghoogte in de klei is dus veel kleiner. Er gaat water stromen van hoge naar lage energietoestand, dus van het zand naar de klei totdat de drukhoogte in beide monsters gelijk is.

10.3c De filtersnelheid q is lager dan de *gemiddelde*, werkelijke stroomsnelheid v_{gem} in de poriën, omdat q een theoretische snelheid van een waterschijf is, waarbij de vaste fase weggedacht wordt. De werkelijke stroming vindt plaats over een kleinere oppervlakte dan de totale doorsnede en moet dus sneller zijn dan de filtersnelheid om per tijdseenheid evenveel te kunnen transporteren. Als we een porie apart bekijken, dan zal in een grote porie de snelheid (veel) groter zijn dan de filtersnelheid, maar in een zeer kleine porie kleiner. Deze vraag raakt aan het probleem van de verblijftijd van water in de bodem (zie 10.7.1).

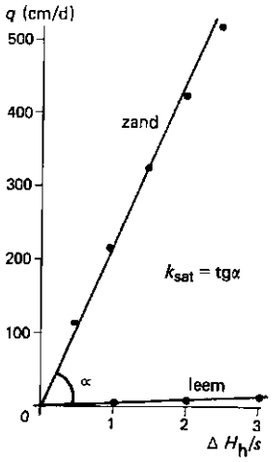
10.8a Aan het begin van de kolom is de drukhoogte = h_1 en de plaatshoogte = H_{g1}, dus (9.37) daar is de stijghoogte = $H_{g1} + h_1 = H_{h1}$. Aan het eind geldt analoog $H_{g2} + h_2 = H_{h2}$. Het verschil in stijghoogte $\Delta H_h = H_{h1} - H_{h2}$.

10.8b (10.6) 30 cm³/203 min = ($k_s \times 50$ cm $\times$ 15 cm²)/20 cm; $k_{sat} = 0{,}004$ cm/min = 5,7 cm/d = 7×10^{-7} m/s.

10.8c

	H_h (cm)	H_h/s	Q (cm³/d)	q (cm/d)
leem	20	1	77	5,1
	40	2	165	11,0
	60	3	241	16,1
zand	9	0,45	1820	121
	19	0,95	3260	217
	29	1,45	4900	327
	39	1,95	6430	429
	49	2,45	7780	519

De verzadigde doorlatendheid is gelijk aan de tangens van de hellingshoek in de volgende figuur:



10.11a Bij horizontale stroming speelt de plaatshoogte geen rol: $H_g = 0$.

$$\frac{dH_h}{ds} = \frac{\Delta(H_g+h)}{\Delta s} = \frac{\Delta h}{\Delta s} = \frac{h_C - h_A}{s_C - s_A} =$$

$$= \frac{-30\text{ cm} - (-30\text{ cm})}{30\text{ cm} - 0} = 0.$$ Dus ook $q_B = 0$; geen stroming.

10.11b Stroming van C naar A. Volgens het vorige antwoord mogen we 10.9 hier schrijven als:

$$q_B = -k_B \frac{\Delta h}{\Delta s} = -\frac{1\text{ cm}}{1\text{ d}} \times \frac{-45\text{ cm} - (-15\text{ cm})}{30\text{ cm} - 0} = 1\text{ cm/d}.$$

10.11c Er vindt stroming plaats van A naar C.

$$q_B = -\frac{1\text{ cm}}{1\text{ d}} \times \frac{-60\text{ cm} - 0}{30\text{ cm} - 0} = 2\text{ cm/d}.$$

10.11d Nu moet ook de plaatshoogte verdisconteerd worden. (9.31) $H_g = z$.

$$(10.9)\ q_B = -\frac{1\text{ cm}}{1\text{ d}} \times \frac{0 - 30\text{ cm} - 15\text{ cm} - (-45\text{ cm})}{0 - 30\text{ cm}} = 0.$$

Geen stroming.

10.11e $$q_B = -\frac{1\text{ cm}}{1\text{ d}} \times \frac{0 - 30\text{ cm} - 30\text{ cm} - (-30\text{ cm})}{0 - 30\text{ cm}} = -1\text{ cm/d}.$$

Er is stroming van A naar C, bv. constante, zachte regen in een diepe, homogene grond. Overeenkomstig de conventie heeft neerwaartse stroming een minteken.

10.11f $$q_B = -\frac{1\text{ cm}}{1\text{ d}} \times \frac{30\text{ cm} - 0 - 60\text{ cm} - 0}{30\text{ cm} - 0} = 1\text{ cm/d}.$$

Stroming van C naar A, bv. door verdamping van een gewas. Opwaartse stroming wordt positief genomen.

10.14a

h (cm)	k (cm/d)	h (cm)	k (cm/d)
− 1	11	− 300	1×10^{-2}
− 3	9	−1000	7×10^{-4}
− 10	4	−3000	1×10^{-4}
− 30	1	-10^4	3×10^{-5}
−100	0,1	-3×10^{-5}	1×10^{-6}

10.14b De doorlaatkarakteristiek van een matig fijn zand zal liggen tussen die van het matig grof zand en de zeer lichte zavel. Dus eerst iets onder de curve van het matig grove zand en bij lage h erboven.

10.14c In figuur 10.12 komt de grootste porie van de klei overeen met de middelfijne poriën uit de zavel. Dit suggereert dat de verzadigde doorlatendheid van de klei lager is, terwijl dit in figuur 10.13 andersom is. In figuur 10.12 is dus een slecht gerijpte klei bedoeld, zonder scheuren of bioporiën.

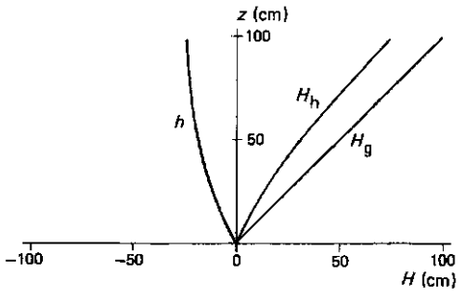
10.21 De porie met diameter 1000 μm heeft een straal van 500 μm = 0,05 cm. In de tabel in rekenvoorbeeld 10.20 vinden we $Q = 21\,120$ cm³/d. Volgens 10.18 is in de scheur:

$Q = 7{,}2 \times 10^8\,\text{cm}^{-1}\,\text{d}^{-1} \times (0{,}02\text{ cm})^3 \times 2\text{ cm} = 11\,520$ cm³/d.

Dan is:

$k_{sat} = (21\,120 + 11\,520)\text{ cm}^3\,\text{d}^{-1}/1000\text{ cm}^2 = 33\text{ cm/d}.$

10.24 Bovenin is de grond droger dan onderin. Omdat k daalt als het vochtgehalte afneemt, en q constant is, moet de gradiënt van de stijghoogte naar boven toe groter worden, wat inhoudt dat de curve van H minder steil gaat lopen. Hetzelfde geldt dan voor h omdat H_g constant is. Het onderste deel van de curves is recht getekend, in de veronderstelling dat er een vol-capillaire zone is. Dan is: $k = k_{sat}$ = constant (de grond homogeen gedacht). De h-curve is daar echter steiler dan 45°, anders zou er geen water kunnen stromen naar het grondwater. Het diagram is:



10.25 Er zijn geen doorlaat- en vochtkarakteristiek gegeven, dus moeten we de best passende in het boek opzoeken. In figuur 10.13 staat een doorlaatkarakteristiek van een matig grof zand.

$-q_i = 8$ mm/h = 0,8 cm/(1 d/24) = 19,2 cm/d = k, waarbij we aflezen $h = -24$ cm. Het water kan verwerkt worden omdat $-q_i < k_{sat}$.

Met vochtkarakteristiek nr. 14 uit tabel 9.60 schatten we $\theta = 0{,}25$ (pF = 1,4).

Nr. 14 is overigens uiterst humusarm. Van een zeer humusarm, grof zand is geen vochtkarakteristiek gegeven. Humus houdt water vast, dus $\theta = 0{,}28$ is misschien een betere schatting.

10.31a Als de drukhoogte over de 45°-lijn verloopt, hebben we evenwicht (figuur 10.22) en is de stijghoogte nul. Dan zijn de stijghoogtegradiënt en daarmee de filtersnelheid q ook nul (wet van Darcy). Er is echter gegeven dat er water stroomt, dus moet de drukhoogtelijn iets boven de 45°-lijn blijven liggen om een stijghoogtegradiënt te krijgen die groter dan nul is.

10.31b Voor 'zand en zavel' mag in dit antwoord ook gelezen worden: 'grof en fijn zand', 'leemarm en sterk lemig zand', enz.

1 en 2. In een nauwe capillair stijgt het water hoger op dan in een wijdere (zavel is opdrachtiger dan zand).

3 en 4. Een nauwe capillair boven een wijde blijft leeg als de wijde capillair langer is dan de hoogte van opstijging erin (zavel op dikke zandlaag). Maar als het water in de nauwe capillair kan komen, is de hoogte van opstijging net zo groot als wanneer er alleen een nauwe capillair zou zijn (zavel op dunne zandlaag).

5. Hetzelfde principe als in 3 en 4, maar nu met een nauwe zijcapillair. Als deze aan de wijde capillair vastzit beneden diens hoogte van opstijging, zal de zijcapillair gevuld raken, anders niet (voor opdrachtigheid moeten de nauwe poriën in de vol-capillaire en de open-capillaire zone met elkaar verbonden zijn, zonder wijdere ertussen).

6. De nauwe capillair kan zijn potentiële hoogte van opstijging niet realiseren, omdat er een wijdere capillair boven zit (zand op vrij dikke laag zavel).

7. Het omgekeerde van 4: op een nauwe porie volgt een wijde, binnen de maximale hoogte van opstijging in de wijdere capillair. Dan vult de wijde zich, alsof er geen nauwe porie onder zat (zand op dunne zavellaag).

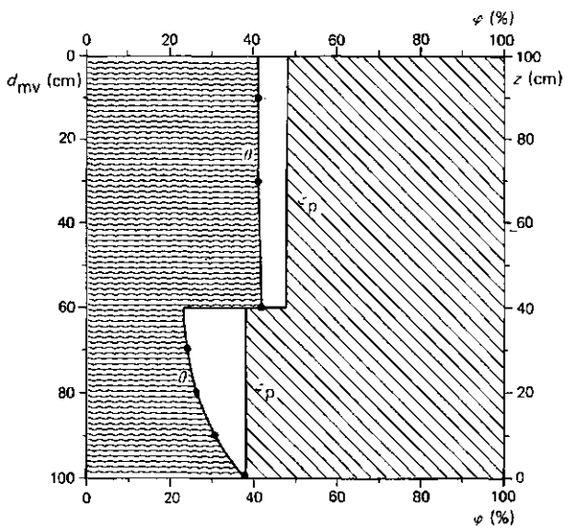
8. Als er een nauwe zijcapillair aanwezig is, haalt deze de maximale hoogte van opstijging, mits er water in de hoofdporie zit (zavel op dunne tussenlaag van zand, op zavel).

9 en 10. Een wijde porie belemmert verdere capillaire opstijging, ook al zit op de wijde weer een nauwe capillair (klei met horizontale scheuren). De hoogste nauwe capillair kan wel water bevatten als er ook contact is via nauwe poriën (klei die slechts plaatselijk gescheurd is).

10.33b De drukhoogte h wordt afgelezen uit figuur 10.32 en omgerekend in pF, waarna θ geschat wordt met de nrs. 16 en 14 uit tabel 9.60a:

z (cm)	h (cm)	pF	θ (%)
100	–45	1,65	41 zavel
90	–45	1,65	41
80	–45	1,65	41
70	–45	1,65	41
60	–44	1,64	41,3
50	–42	1,62	41,6
40	–38	1,58	42
40	–38	1,58	23 zand
30	–29	1,46	24
20	–20	1,30	26
10	–10	1,0	31
0	0		38

Nu is het fasendiagram te tekenen, als we nog weten dat $\phi_{p,zavel} = 48\%$:



10.41

h (cm)	k (cm/d) bij $z_w = 5$ cm	k (cm/d) bij $R_b = 100$ d
– 1	1,3	0,025
– 3,5	1,8	0,050
– 6	2,3	0,075
– 23,5	5,8	0,250
– 23,5	5,8	0,250
– 48,5	10,8	0,500
–100	21,1	1,015

10.41a De curve ligt bij een dikkere waterlaag iets boven die bij de dunnere waterlaag. Dit houdt in dat de korst dan een iets grotere drukhoogte toelaat, maar het effect is klein.

10.41b De curve ligt bij een hoge hydraulische weerstand ver onder die bij een lage weerstand. Dit houdt in dat de korst dan slechts een lage drukhoogte toelaat, en ook een lage infiltratie-intensiteit. De grond zal sterk onverzadigd blijven.

10.44 De filtersnelheid wordt volgens de wet van Darcy niet alleen bepaald door de doorlatendheid, maar ook door de stijghoogtegradiënt. Deze is in droog zand dat onder water wordt gezet bijzonder groot: in de waterlaag is $h = 0$ en in het droge zand -10^7 cm. Het vrije water vloeit direct in de pakkingsporiën van het zand, waardoor de doorlatendheid in een fractie van een seconde stijgt van 0 naar ongeveer k_{sat}.
In het vochtige zand is de gradiënt minder groot en moet het water zich bovendien over een grotere diepte verdelen, omdat het luchtgehalte lager is. Vandaar dat het droge zand het water het snelst opneemt.

10.45 Deze regenintensiteit is zo hoog dat de structuurelementen van het begin af aan deze hoeveelheid water niet helemaal kunnen verwerken. De plasvorming begint direct en de kortsluiting volgt spoedig.

10.48a De grondwaterspiegel kan dalen tot $d_{mv} = 90 + 110 = 200$ cm.

10.48b De zavel bevat veel middelfijne poriën die het water goed geleiden. De klei heeft hoofdzakelijk zeer fijne poriën met een grote weerstand en (horizontale) scheuren die de capillaire opstijging tegenhouden (verg. figuur 10.30).

10.48c Een lagere filtersnelheid dan 2 mm/d zal iets hoger boven het grondwater kunnen voorkomen. Dit blijkt ook uit formule 10.26: als q kleiner wordt, wordt z_n groter. Het verschil tussen de stijgcurven bij 2 mm/d en 1 mm/d zal groter zijn in de volgorde klei, zand en zavel, omdat telkens meer stapjes gesommeerd worden in de berekening.

10.48d (10.26):

$$z_n = -\int_{h_0}^{h_n} \frac{dh}{1+\frac{q}{k}} = -\int_{h=0}^{h=-10\,\text{cm}} \frac{dh}{1+\frac{0{,}2\,\text{cm/d}}{k_{gem}}} =$$

$$= -\frac{-10\,\text{cm} - 0}{1 + (0{,}2/9{,}5)} = 9{,}8\,\text{cm}.$$

Op deze wijze de tabel berekenen, waarbij een aantal waarden van k en k_{gem} uit tabel 10.28 overgenomen kan worden; de overige worden afgelezen in figuur 10.13.

Voor *zavel* wordt de tabel:

h (cm)	k (cm/d)	k_{gem} (cm/d)	z_n (cm)	z (cm)
0	15		0	0
– 10	4,0	9,5	9,8	9,8
– 20	1,8	2,9	9,3	19,1
– 30	1,0	1,4	8,8	27,9
– 40	0,6	0,8	8,0	35,9
– 50	0,4	0,5	7,1	43,0
– 60	0,3	0,35	6,4	49,4
– 70	0,22	0,26	5,6	55,0
– 80	0,16	0,19	4,9	59,9
– 90	0,13	0,145	4,2	64,1
– 100	0,11	0,12	3,8	67,9
– 200	0,026	0,068	25,4	93,3
– 300	0,010	0,018	8,3	101,6
– 400	0,005	0,007	3,4	105
– 500	0,003	0,004	2,0	107
– 600	0,002	0,0025	1,2	108,2
– 700	0,0013	0,0016	0,8	109
– 800	0,0010	0,0011	0,5	109,5
– 900	0,0008	0,0009	0,4	109,9
–1000	0,0007	0,0007	0,3	110,2
–2000	0,0002	0,0004	0,2	110,4

De berekening van de stijgcurven van *zand* en *klei* is (zelfde eenheden weer):

Zand					Klei			
h	k	k_{gem}	z_n	z	k	k_{gem}	z_n	z
0	1000		0	0	50		0	0
–10	100	550	10,0	10,0	0,5	25	9,9	9,9
–20	30	65	10,0	20,0	0,2	0,35	6,4	16,3
–30	9	19	9,9	29,9	0,1	0,15	4,3	20,7
–40	0,5	4,8	9,6	39,5	0,065	0,082	2,9	23,6
–50	0,06	0,28	5,8	45,3	0,045	0,055	2,2	25,8
–60	0,013	0,03	1,5	46,8	0,03	0,037	1,6	27,4
–70	0,0055	0,009	0,4	47,2	0,02	0,025	1,1	28,5
–80	0,003	0,004	0,2	47,4	0,017	0,018	0,8	29,3
–90	0,002	0,003	0,1	47,5	0,013	0,015	0,7	30,0
–100	0,0015	0,002	0,1	47,6	0,010	0,011	0,5	30,5
–200	0,0004	0,0009	0,5	48,1	0,002	0,006	2,9	33,4
–300	0,0002	0,0003	0,1	48,2	0,0006	0,0013	0,1	33,5

10.51b Onder de wortelzone krijgen we eerst 10 cm klei, daarna zand. Op transparant papier wordt de stijgcurve van de klei overgenomen over 10 cm diepte. Daaruit blijkt dat op de grens klei-zand h = –50 cm is, zowel vanaf h = –1000 cm als –500 cm. Van daar af volgen we de zandcurve, die de y-as 45 cm lager snijdt. De kritieke grondwaterdiepte is 30 + 10 + 45 = 85 cm onder maaiveld. Het maakt niet uit of de onderkant van de wortelzone een drukhoogte heeft van –1000 of –500 cm.

10.52 Met transparant papier moeten we gedeelten van figuur 10.54 overtekenen. Dit geeft als resultaat (d_{mv} = z + 20 cm):

h (cm)	klei zonder scheuren d_{mv} (cm)	klei met scheuren d_{mv} (cm)
–1000	82	53
–500	73	53
–100	53	50

Vooral bij de lagere drukhoogtes maakt het veel uit of er scheuren zijn of niet.

10.58a In dit geval treedt zwaartekrachtstroming op, waarvoor geldt: $-q_r = -q_i = k$. Dus h kan worden afgelezen uit de doorlaatkarakteristiek (10.13) bij k = 1 cm/d resp. 1 mm/d. De bijbehorende vochtgehaltes schatten we uit vochtkarakteristieken die op deze grondsoorten lijken, bv. uit figuur 9.57 en 9.59. De antwoorden worden dan:

	k (cm/d)	h (cm)	θ	k (cm/d)	h (cm)	θ
zand	1	–40	0,17	0,1	– 46	0,15
zavel	1	–30	0,42	0,1	–100	0,34
klei	1	– 5	0,55	0,1	– 30	0,54

10.58b (10.55) $v_{gem} = q_i/\phi_{eff}$.
(10.56) De verblijftijd $t_{gem} = z/v_{gem}$. Bij gebrek aan betere gegevens vullen we θ in voor ϕ_{eff}.

	$-q_i$ (cm/d)	θ	$-v_{gem}$ (cm/d)	$-z$ (cm)	t_{gem} (d)
zand	1	0,17	5,9	100	17
	0,1	0,15	0,7	100	143
zavel	1	0,42	2,4	100	42
	0,1	0,34	0,3	100	333
klei	1	0,55	1,8	100	56
	0,1	0,54	0,2	100	500

Bij een lage regenintensiteit neemt de verblijftijd sterk toe. Bij deze berekeningen wordt waterverplaatsing door de hele grond aangenomen. Dit is in zand een goede aanname, bij zavel al minder (wormgangen en scheuren), en in klei met structuurelementen is de aanname onjuist. Bij lagere regenintensiteit klopt de aanname beter dan bij hogere, doordat er minder mogelijkheden tot kortsluiting zijn. De volgorde van betrouwbaarheid bij het schatten van de verblijftijd wordt dan bv. (goed naar slecht): zand 1 mm/d; zavel 1 mm/d; zand 1 cm/d; zavel 1 cm/d; klei 1 mm/d; klei 1 cm/d. De schatting zou verbeterd kunnen worden door het volume van de macroporiën te schatten of micromorfologisch te bepalen en hieruit de verblijftijd in de macroporiën te berekenen.

10.60 Uiterst humusarme, leemarme zanden met een kleine spreiding in korrelgrootte (b.v. dekzand) lijken een beetje op geval A. Bij geval B kunnen we denken aan humeus zand, lemig zand, zavel of leem.

10.62 Losmaken van de korst vergroot de kans op uitspoeling door de regen van in de mest opgeloste stoffen, door de macroporiën. Het advies luidt: korst intact laten tot het voorjaar, als het zaaibed gemaakt moet worden. Het losmaken zou bovendien een extra kostenpost zijn.

11.4 a. Over de periode 1961-1973 is de GHG 74, de GLG 164 cm;
b. over de periode 1973-1980 is de GLG 87, de GHG 193 cm.
Antwoord a kunt u ook aflezen uit tabel 11.25B op de derde en vierde regel onder 1973.

11.6 Over de waarnemingsjaren 1961-1973 is de Gt duidelijk een VI, maar over de jaren 1973-1980 is de Gt een VII, over alle waarnemingsjaren is de Gt net nog een VI (GHG = 79 cm). Deze tendens was ook al te zien in figuur 11.3.

11.11 Alleen de laatstgenoemde zone voldoet het gehele jaar aan de omschrijving 'grondwaterzone' uit figuur 9.1. In de eerstgenoemde zone komt ten tijde van de

hoogste grondwaterstand zowel de vol- als de open-capillaire zone voor; alleen als deze zone dikker is dan de capillaire zone kan een hangwaterzone voorkomen. In de fluctuatiezone kunnen alle zones uit figuur 9.1 voorkomen (afhankelijk van de diepte van de grondwaterstand op het beschouwde moment en van de bij de bewuste grond behorende dikte van de capillaire zone).

11.13a Door zand direct uit de boor, waaruit nog (net) geen water druipt een aantal malen te knijpen verkleint men het totale volume (V_t in formule 4.12) ten koste van het volume van de gasfase (V_a). Hoewel het volume water V_w uiteraard gelijk blijft, stijgt het vochtgehalte (θ). Immers in formule 4.16 wordt V_t kleiner en bij gelijkblijvende V_w wordt θ groter en treedt water uit.
Dit niveau ligt dus in de zone waarin nog bodemlucht aanwezig is en daardoor per definitie in de capillaire zone en dus boven het freatisch niveau. Afhankelijk van de grofheid en lemigheid van het zand is dit 10 tot 30 à 40 cm boven het freatisch niveau.

11.15 Eind augustus 1966 is de grondwaterstand 85 cm (tabel 11.25A). De grondwaterstand is eind augustus *gemiddeld* 154 cm (tabel 11.25C) en is 10% van de tot dan gemeten grondwaterstanden ondieper dan 106 cm (tabel 11.25C). Een grondwaterstand van 85 cm kan dus niet als normatief voor eind augustus worden beschouwd.

11.18 a. De GHG van stambuis 41E-8-L is 79 cm (tabel 11.25B). Voor deze diepte is volgens de gemiddelde lijn in figuur 11.17 de cumulatieve frequentie van grondwaterstanden over de periode 1961-1979 ongeveer 13%. Derhalve is ca. 13% van de grondwaterstanden ondieper dan de GHG. Het percentage is ook vast te stellen met de percentielen uit tabel 11.25D. Lineaire interpolatie geeft:

$$10\% + \frac{79\,\text{cm} - 74\,\text{cm}}{93\,\text{cm} - 74\,\text{cm}} \times (20\% - 10\%) = 12{,}6\%.$$

b. Het percentage grondwaterstanden 'dieper dan' is ongeveer gelijk aan (100% – % grondwaterstanden 'ondieper dan'). Ongeveer, omdat we hier het percentage 'gelijk aan' verwaarlozen. De GLG is 175 cm en uit figuur 11.16 volgt dat 100% – ca. 82% = 18% van de grondwaterstanden in de periode 1961-1979 dieper is geweest dan de GLG. Lineaire interpolatie geeft:

$$100\% - 80\% + \frac{175\,\text{cm} - 167\,\text{cm}}{199\,\text{cm} - 167\,\text{cm}} \times 90\% - 80\% =$$

12,5%.

11.22 a. Voor een GHG van 10 cm en een GLG van 60 cm is met figuur 11.20b een gemiddelde overschrijdingsduur van 6½ maand te vinden voor grondwaterstanden ondieper dan 30 cm. Voor een GHG van 20 cm en een gelijkblijvende GLG wordt deze tijdsduur 3 maanden (figuur 11.20c), dus 3½ maand korter. Voor het geval de GLG 100 cm zou zijn, neemt de tijdsduur af van 3½ maand naar 2½ maand. De ingreep op het milieu is dan kleiner.
b. Bij een GHG van 50 cm en een GLG van 140 cm zijn volgens figuur 11.20f gedurende 12 – 4½ = 7½ maand per jaar grondwaterstanden dieper dan 80 cm te verwachten. Bij een GHG van 50 cm en een GLG van 100 cm is deze periode 12 – 8 = 4 maanden.

11.26 Plustekens: in 1961 de eerste opname in december, de eerste in januari en de eerste in februari; in 1963 de eerste opname in april, de tweede in november en de eerste in februari.
Mintekens: in 1961 de eerste opname in augustus, de tweede in september en de eerste in oktober; in 1963 de tweede opname in juli, de eerste in augustus en de tweede in september.

11.27 Over 1961 zijn dit 42 en 127 en ook de GHG resp. GLG zijn 42 en 127 cm. Over 1963 zijn dit de getallen 93 en 154, en 69 en 156 cm.

11.28 Het tweede kwartiel of mediaan.

15.3a CO_2 neemt een centrale plaats in in de koolstofkringloop. Via de fotosynthese van planten, algen en autotrofe bacteriën wordt CO_2 vastgelegd in organische verbindingen. CO_2 komt vrij via de ademhaling van mens, dier, plant en microben.

15.3b De tweede hoofdwet van de thermodynamica zegt dat geïsoleerde systemen tenderen naar een toestand van toenemende wanorde of wel toenemende entropie. Naarmate oecosystemen stabieler worden, neemt de entropie echter steeds meer af. Dit komt door de zelfregulerende processen binnen het oecosysteem. Zo zal een plotselinge sterke toename van b.v. bacteriën altijd gepaard gaan met een sterke toename van de aantallen eencelligen, die vooral van bacteriën leven. Hierdoor wordt de toename van de bacteriën na verloop van tijd weer teniet gedaan, waarna het aantal eencelligen op zijn beurt ook weer af zal nemen.

15.8a Een das is geen bodemdier, want hij brengt de actieve perioden van zijn leven bovengronds door.

15.8b Grootte, tijd in de bodem doorgebracht, vochtige of droge bodem prefererend, aard van het voedsel, voedselspecialisme, manier van voortbewegen in de bodem.

15.8c Bacteriën, algemen, actinomyceten en schimmels.

15.17a De eukaryotische cel heeft in tegenstelling tot de prokaryotische cel een duidelijke celkern en membraangebonden organellen, zoals b.v. mitochondriën. Eukaryoten: schimmels, protozoën en groenwieren. Prokaryoten: bacteriën, actinomyceten en blauwwieren.

15.17b Mycelium: netwerk van vertakte schimmeldraden. Hyfe: schimmeldraad. Gist: eencellige schimmel die zich vermeerdert door knopvorming. Chlamydospore: overlevingsstructuur, bestaande uit een hyfecel met een beschermende laag. Rhizomorf: overlevingsstructuur, bestaande uit een dichte massa hyfen in een langgerekte vorm. Arthrospore: afgerond deeltje van een hyfe waaruit de schimmel kan gaan groeien.

15.17c Ascomyceten: hebben een ascus, een geslachtelijk sporangium met gewoonlijk 8 ascosporen; de meeste kunnen zich ook ongeslachtelijk voortplanten d.m.v. conidiën. Basidiomyceten: hebben een basidium, een knotsvormige structuur met 4 basidiosporen. Zygomyceten: hebben een mycelium zonder dwarswanden; hun ongeslachtelijke sporen worden altijd in sporangia gevormd. Mastigomyceten: zie zygomyceten.

15.17d *Imperfectus*, Lat. = onvolkomen, zo genoemd omdat de schimmels in deze onderafdeling alleen een ongeslachtelijke voortplanting kennen.

15.17e Conidiën: ontstaan aan de top van hyfen. Sporangiosporen: ontstaan in zakvormige structuren (sporangia).

15.22a Plantdieren hebben zowel plantaardige als dierlijke eigenschappen: sommige zijn in staat tot fotosynthese (hebben bladgroen) en kunnen zich verplaatsen of

nemen op dierlijke wijze voedsel in.

15.22b Beweeglijkheid, vorm, sporevorming en Gramkleuring.

15.22c Cyste: overlevingsvorm van eencelligen, de eencellige omgeeft zichzelf met een harde schaal. Myxobacterie: bacterie met een flexibele celwand en een 'glijdende' manier van voortbewegen. Vibrio: bacterie met korte sporilvorm. Gramkleuring: bacteriën worden met bepaalde kleurstoffen behandeld; bij Grampositieve bacteriën kan de kleurstof niet meer worden verwijderd met alcohol, bij Gramnegatieve bacteriën wel.

15.22d Algen bezitten het vermogen tot fotosynthese. Daardoor zijn ze afhankelijk van licht en komen dus vooral aan het grondoppervlak voor.

15.25a Chemo-heterotrofe organismen verkrijgen hun energie uit *chemische* oxydaties en zijn voor hun koolstofvoorziening op organische verbindingen van andere (Gr. *heteros*) levende wezens aangewezen, b.v. dieren, eencelligen (behalve de plantdieren), schimmels; (Gr. *trofein* = voeden). Foto-autotrofe organismen verkrijgen hun energie uit zonlicht (Gr. *fotos*) en maken hun organisch materiaal zelf (Gr. *autos*) uit CO_2, b.v. hogere planten, algen.

15.25b Anaërobe organismen worden geremd of gedood door zuurstof en verwerven energie uit fermentatie (gisting) of anaërobe respiratie. Micro-aërofiele organismen kunnen niet zonder zuurstof, maar gedijen het best bij lage zuurstofspanningen.

15.25c Actinomyceten lijken qua vorm op schimmels. De vegetatieve fase bestaat uit vertakt mycelium. Reproductie geschiedt door fragmentatie van hyfen of door vorming van arthrosporen op sporedragers of in sporangia.

15.28a Springstaarten en mijten verkleinen organisch materiaal, zodat het geschikt wordt voor verdere afbraak door microben. Aaltjes reguleren de microfauna-populatie en dienen tevens als voedselbron voor andere vertegenwoordigers van bodemflora en -fauna.

15.28b Nee, tot de arachnida.

15.30a Mull.

15.30b Nee, regenworm is een soortnaam, aardworm een familienaam.

15.30c Bij regen komen de regenwormen naar het oppervlak, ze prefereren een vochtige omgeving.

15.30d Aardwormen van de bovenste bodemlagen en aardwormen van de diepere minerale lagen.

15.30e Fragmentatie van organisch materiaal (indirecte afbraak). Directe afbraak door de aanwezigheid van cellulasen en chitinasen in hun voedingskanalen.

15.33a Schimmels bestaan uit een netwerk van hyfen, dus hebben absolute aantallen minder zin in vergelijkingen als in tabel 15.31.

15.33b De volgende factoren spelen vooral een rol: de mate van ongestoordheid van de organische-stofkringloop en de pH. In bos zijn de minste ingrepen zoals grondbewerking en bemesting. Als de pH daalt, kunnen sommige organismen niet meer concurreren. Verzurend strooisel, b.v. naalden van een kunstmatige vegetatie zoals een naaldbos, beperkt ook het aantal consumenten ervan. Een bouwvoor van een akker heeft extreme omstandigheden voor het bodemleven: ploegen (= doden) en een half jaar braak. Op stuifzand is te weinig voedselaanvoer (zeer beperkte vegetatie).

15.33c Bij een graslandoecosystemen. Weliswaar is de rijkdom aan soorten bodemorganismen en aantal individuen per soort bij een bosoecosysteem groter, maar de biomassa van de vegetatie is ook veel groter dan bij een graslandoecosysteem. *Ter illustratie*: bij een graslandoecosysteem kan het percentage bodemorganismen 15-20% van de totale biomassa bedragen, bij een bos-oecosysteem is dit zelden meer dan 2-3%.

15.33d a. Plaatverdunningsmethode: grondsuspensie aantal malen verdunnen, dit op een voedingsbodem brengen en na een aantal dagen het aantal ontstane kolonies tellen, vervolgens vermenigvuldigen met de verdunningsfactor; b. telling onder microscoop; c. telling onder microscoop na kleuring van de bacteriën.

15.37a Homeostasis: het streven van een oecosysteem naar herstel van een verstoord evenwicht. Intraspecifieke competitie: competitie tussen individuen of groepen van dezelfde soort. Amensalisme: het remmen van andere organismen door afscheiding van giftige stoffen ten voordele van zichzelf. Mycostasis: onderdrukking van sporekieming van schimmels door consumptie van voedingsstoffen door andere organismen. Commensalisme: het ene organisme profiteert van het andere zonder dat de laatste er voor- of nadeel van ondervindt. Mutualisme: interactie tussen twee organismen in beider voordeel.

15.37b Predatie: het ene organisme jaagt actief op het andere en gebruikt het als voedsel (komt alleen voor bij de bodemfauna). Parasitisme: het ene organisme gebruikt het andere als voedsel *en* als huisvesting (komt voor bij bodemfauna en microben).

15.37c Positief: commensalisme, protocoöperatie, mutualisme en symbiose. Negatief: competitie, amensalisme, fungistasis, predatie, parasitisme.

15.37d Producenten: 'makers' van organische stof, b.v. algen, bepaalde bacteriën; consumenten: 'eters' van organische stof, b.v. springstaarten, mijten; reducenten: 'afbrekers' van organische stof, b.v. meeste bacteriën, meeste schimmels.

15.37e Primaire consumenten eten plantaardig materiaal, b.v. eencelligen, springstaarten; secundaire consumenten eten dierlijk materiaal, b.v. aaltjes, roofmijten.

15.40a Rhizosfeer: zone rond de wortels van planten tot een dikte van enkele mm. Symbiose: samenwerkingsverband tussen organismen waarvan alle betrokken organismen profiteren en die noodzaak is voor deze organismen. Mycorrhize: symbiose tussen schimmel en plant. Ectotrofe mycorrhize: wortelsysteem van de plant is ingekapseld door een netwerk van hyfen die intercellulair (tussen de cellen) kunnen zijn binnengedrongen. Endotrofe mycorrhize: het hele schorsweefsel van de plant is geïnfecteerd en de hyfen komen intracellulair (in de cellen) voor.

15.40b Rhizosfeer-Soil: de aantallen bodemorganismen per volume rhizosfeer gedeeld door de aantallen bodemorganismen per volume bodem. De R-S-verhouding is in arme grond hoger dan in rijke grond, omdat de S in arme grond veel kleiner is dan in rijke grond, terwijl de R voor beide gronden niet zoveel verschilt.

15.40c Er zijn orchideeën die nooit het vermogen tot fotosynthese krijgen en altijd afhankelijk blijven van de bij hen behorende schimmel.

15.41 Omdat de bodemfysische en -chemische factoren elkaar ook beïnvloeden. Zo wordt b.v. de hoeveelheid

lucht in de bodem beïnvloed o.a. door de structuur van de bodem, maar ook door de hoeveelheid vocht in de bodem, enz.

15.42a Nee, maar schimmels kunnen in neutrale en alkalische gronden slechter concurreren met b.v. bacteriën en actonomyceten dan in zure gronden.

15.42b Afbraak van cellulose onder aërobe omstandigheden levert als afbraakprodukten o.a. CO_2 en water, onder anaërobe omstandigheden o.a.
azijnzuur (CH_3COOH),
mierezuur (HCOOH) en
boterzuur (C_3H_7COOH).

15.43a 0,29%. Zie figuur 8.1: 15% van 6% = 0,9%; 45% van 0,9% = 0,41%; 73% van 0,41% = 0,29%.

15.43b Aanwezigheid van veel lutum en aanwezigheid van bodemdieren, vooral regenwormen.

15.43c Door de verticale activiteiten van regenwormen worden de lagen in een ooivaaggrond goed gemengd. In het chemisch arme dekzand is de biologische activiteit gering.

15.44 a. Bodemorganismen dragen bij tot de vorming van humusachtige stoffen die door verkitting kruimelachtige structuren geven; b. bodemorganismen kunnen slijm vormen dat bodemdeeltjes aan elkaar kit en de structuurstabiliteit bevordert; c. ze vormen holtes in de grond waardoor doorluchting en bewortelbaarheid worden verbeterd.

15.46a Het bodemleven zorgt voor de directe en indirecte afbraak van organische stof, waardoor het een sleutelrol inneemt in de kringlopen van voedingsstoffen en energie.

15.46b Dat gebeurt m.b.v. enzymen.

15.46c CO_2.

15.46d Via fotosynthese wordt deze verbinding m.b.v. planten en algen vastgelegd in organische verbindingen (cellulose, suikers enz.). CO_2 komt vrij via de ademhaling van plant, mens, dier en microben en bij verbranding van b.v. olie en gas.

15.47a Assimilatie: het proces waarbij organische substraatkoolstof wordt omgezet in nieuw celmateriaal (celkoolstof). Efficiënte van microben: het percentage van de organische substraatkoolstof dat door microben wordt ingebouwd in nieuw celmateriaal.

15.47b Het C-N-quotiënt van plantenmateriaal wordt als maat voor haar afbreekbaarheid gebruikt. Dit gaat niet altijd op, want sommige organische verbindingen hebben een gunstig C-N-quotiënt, maar zijn door hun structuur toch moeilijk afbreekbaar.

15.49a Stikstof kan in de grond terecht komen via: a. luchtstikstofbinding door vrijlevende microben; b. luchtstikstofbinding door met hogere planten in symbiose levende microben; c. kunstmest; d. inspoeling van stikstofoxyden en ammoniak. Stikstof kan naar de atmosfeer ontwijken via: a. denitrificatie; b. vervluchtiging van ammoniak; c. emissie van stikstof door vulkanische en industriële activiteit.

15.49b De meeste stikstof in de grond komt in organische vorm voor, b.v. in eiwitten, aminozuren, aminosuikers, nucleïnezuren en humus. Door het proces van ammonificatie wordt organisch gebonden stikstof omgezet in anorganische vorm. Vele soorten microben zijn hierbij betrokken; onder aërobe omstandigheden schimmels, bacteriën en actinomyceten met als eindprodukten CO_2, nitraat, water en sulfaat en onder anaërobe omstandigheden facultatieve en strikt anaërobe bacteriën met als eindprodukten o.a. ammoniak, aminen, organische zuren en H_2S.

15.49c
Bacteriën: afbraak = 25% → 25 eenheden koolstof;
efficiëntie = 25% → 6,25 eenheden koolstof ingebouwd;
C-N-quotiënt = 8% → 0,78 eenheden N nodig voor inbouw.
Actinomyceten: afbraak = 25% → 25 eenheden koolstof;
efficiëntie = 40% → 10 eenheden koolstof ingebouwd;
C-N-quotiënt = 10% → 1 eenheid N nodig voor inbouw.
Schimmels: afbraak = 50% → 50 eenheden koolstof
efficiëntie = 50% → 25 eenheden koolstof ingebouwd;
C-N-quotiënt = 12% → 2,8 eenheden N nodig voor inbouw.
Netto N-mineralisatie treedt op als x groter is dan 0,78 + 1 + 2,8 = 4,6.

15.50a Nitrificatie is de biologische oxydatie van ammoniak in nitriet en nitraat. Bacteriën die ammoniak tot nitriet oxyderen behoren tot de geslachten Nitrosomonas en *Nitrosococcus*; bacteriën die nitriet tot nitraat oxyderen behoren tot het geslacht *Nitrobacter*.

15.50b Bij geremd zijn van de nitrificatie zal bij voortgaande mineralisatie van organische stikstofverbindingen de stikstof in de ammoniumvorm blijven. In deze vorm is de stikstof sterk geadsorbeerd aan grond. Het uitblijven van de nitraatvorming voorkomt dat er stikstofverliezen plaats vinden als gevolg van uitspoeling van nitraat of denitrificatie. Daardoor zal er in het voorjaar na langdurige remming van de nitrificatie met een verhoogd aanbod van minerale stikstof in ontsmette grond moeten worden gerekend.

15.50c Denitrificatie is een microbiëel proces waarbij nitraat via nitriet wordt omgezet in gasvormige verbindingen (N_2O, N_2, NO) die naar de atmosfeer ontwijken.

15.50d Vrijlevende organismen: de bacteriegeslachten *Azotobacter*, *Beijerinckia* en *Clostridium*. In symbiose levende organismen: het bacteriegeslacht *Rhizobium* (met vlinderbloemige planten), het actinomycetengeslacht *Frankia* (met els, gagel en duindoorn) en blauwwieren (met zaadplanten, varens en schimmels).

15.52a In organische vorm: sulfaatesters en aminozuren; in anorganische vorm: sulfaat, sulfide, elementair zwavel, thiosulfaat en tetrathionaat.

15.52b H_2S wordt geoxydeerd tot sulfaat (via elementair zwavel).

15.52c Onder anaërobe omstandigheden kunnen bacteriën van het geslacht *Desulfovibrio* sulfaat reduceren tot sulfiden zoals H_2S.

15.54a In organische vorm: o.a. nucleïnezuren, fosfolopiden, nucleoproteïnen, gefosforileerde suikers en hexafosfaat. In anorganische vorm: fosforiet.

15.54b Fytase en fosfatase.

15.54c Bij aanwezigheid van veel fosforarme, gemakkelijk afbreekbare organische verbindingen kan door microbiële assimilatie veel fosfaat worden geïmmobiliseerd.

15.55a IJzer: sommige bacteriën kunnen ferro tot ferri oxyderen waarbij ijzer neerslaat; mede door microben kunnen oplosbare ijzercomplexen gevormd worden die bij inspoeling in diepere lagen door heterotrofe organismen kunnen worden afgebroken, waarbij ijzer neerslaat. Onder anaërobe omstandigheden kunnen sulfaat en ijzer door microbiële activiteiten gereduceerd worden tot FeS.
Mangaan: bij pH van 5,5-8 kunnen bacteriën, actinomyceten en schimmels Mn^{2+} oxyderen tot Mn^{3+} waardoor de opneembaarheid afneemt. Bij lage pH en anaërobie kunnen Mn^{3+} en Mn^{4+} door microben gereduceerd worden tot Mn^{2+} waardoor de opneembaarheid toeneemt.

15.55b Fungiciden (tegen schimmels), insekticiden (tegen insekten), nematociden (tegen aaltjes) en herbiciden (tegen onkruiden). Bij de toelating van de middelen wordt gelet op neveneffecten met betrekking tot de biologische activiteit en persistentie.

17.2 Het verloop van de indringingsweerstand is in beide gronden vrijwel gelijk. De pH is in de vlierveengrond vanaf 10 cm diepte zeer laag: dit belemmert beworteling. Dit is bij de koopveengrond niet het geval, daar wordt diepere beworteling belemmerd door zuurstofgebrek als gevolg van de hoge grondwaterstand.

17.3 In beide gronden komt de pH niet onder 3,6. De veldpodzolgrond heeft een hoge indringingsweerstand vanaf 40 cm diepte en de duinvaaggrond vanaf 100 cm, wat het verschil in effectieve worteldiepte voor bos verklaart.

17.8a Er is al een endodermis aanwezig en er zijn nog wortelharen. De doorsnede (17.5) ligt dus in figuur 17.6 ongeveer op de grens van wortelharen en resten van wortelharen.

17.8b Voor het uitoefenen van een kracht door een wortelтop in de lengterichting van de wortel is nodig, dat de wortel boven de top verankerd is in de grond. Bij een kiemplant is dit nog onvoldoende het geval.

17.11 Knollen zijn verdikte delen van wortel of stengel met reservevoedsel. Voorbeelden van planten met een wortelknol zijn dahlia, speenkruid en biet (de laatste heeft een gecombineerde wortel-stengelknol). Aardappel en crocus hebben een ondergrondse stengelknol. Ui, sneeuwklokje, tulp en hyacint hebben bollen (= verzameling verdikte bladscheden = rokken). Reinders, 1957: 230-243.

17.14 We zien de sterkste reactie op stikstof: bijna alleen zijwortels daar waar nitraat of ammonium werd gegeven. Maar ook bij fosfaat beperkt de wortelgroei zich voornamelijk tot de plaats van toediening, ten koste van de groei elders. De kleinste reactie is op kali, een element dat gemakkelijk getransporteerd wordt in de plant.

17.17 Telmethode: 993 x 0,005 m/(0,005 m x 0,65 m x 1 m) = 4,965 m/(3,25 x 10^{-3} m^3) = 1528 m/m^3 = 153 cm/dm^3.
Tekenmethode: (1191/993) x 1528 m/m^3 = 1832 m/m^3 = 183 cm/dm^3.

17.21a Losmaken van de grond en deze voorzien van voedingsstoffen (bovenin door bemesting) en water (onderin door goede grondwaterstand).

17.21b Bij optimale voorziening met water en voedingsstoffen kan de plant de beworteling beperken tot die laag. Bij een zeker gebrek aan water en/of voedingsstoffen kan de plant de wortels uitbreiden.

17.21c Bij veel licht kan de spruit veel assimilaten afstaan aan de wortels: dan neemt de wortel-spruitverhouding toe.

17.21d Stikstofbemesting bevordert de spruitgroei, zodat de wortel-spruitverhouding afneemt. Een late N-bemesting kan dus nadelig zijn voor de zetmeel- (bij aardappel) of suikeropbrengst (bij bieten).

17.22a Te hoge indringingsweerstand.

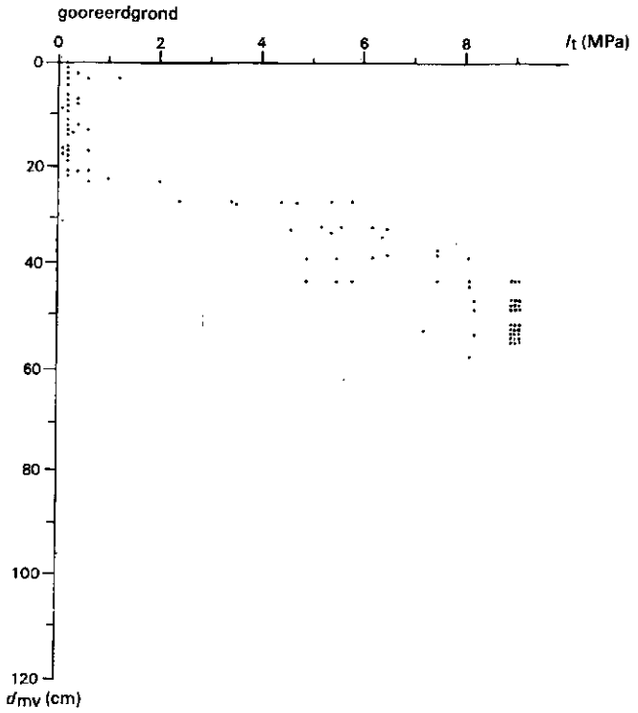
17.22b Verdichte ploegzool.

17.22c Vochtgebrek in het geval van figuur 17.18a.

17.27 In een natte grond is te weinig zuurstof, wat de wortelademhaling remt. Hierdoor is er niet genoeg energie beschikbaar voor de actieve opname van voedingsstoffen. Dit kan tot stikstofgebrek leiden.

17.34 Ten eerste heeft gliede een lage pH. Ten tweede verstopt de amorfe humus de poriën, zodat het zuurstofgehalte van een gliedelaag gering is (kleine capillaire poriën houden water vast). De bewortelbaarheid zal zeer klein zijn.

17.40a De pH van de C-horizont is >3,5 en zal dus geen belemmering zijn voor de beworteling. Grondwatertrap V houdt een diepe zomergrondwaterstand in, dus de aëratie is ook geen probleem. De porositeit van de C is laag (37%), wat in dit uiterst humusarme, leemarme zand tot een veel te hoge indringingsweerstand leidt (direct onder de Ap zijn waarschijnlijk nog enige bioporiën bewortelbaar).



17.40b De pH van de 2Cp-horizont is erg laag, zodat de beworteling zich zal beperken tot 10 cm, zowel bij eenjarige als meerjarige gewassen. De aanduiding c in het kaartsymbool is voor dit profiel wat misleidend: het zeggeveen zit pas onderin. Eerst komt terugstort veen-

mosveen, dat de lage pH heeft en dat niet bewortelbaar is; zeggeveen heeft meestal wel een pH > 3,5.

17.40c Zie tabel 17.42 bij zeekleigronden. Onderzijde laag met structuurelementen, ondergrens van de gehomogeniseerde laag of laag met sponsstructuur, begin van lagen met overwegend grijze kleuren en weinig grote poriën, sterke gelaagdheid, begin van veen- of zandondergrond.

17.40d Er zijn twee gevallen: de worteldiepte van meerjarige gewassen kan groter of kleiner zijn dan die van eenjarige. Het eerste komt volgens tabel 17.42 voor op haarpodzolgronden met een milde ondergrond en op opgestoven gronden (b.v. duinvaaggronden); het kan verklaard worden uit de grotere kracht die boomwortels kunnen uitoefenen, wat b.v. van belang is in het 'grenstraject' met een indringingsweerstand van 2 à 3 MPa. Het feit dat de worteldiepte van meerjarige gewassen kleiner is dan die van eenjarige komt voor op gronden waar de aëratie de enige belemmering vormt. Een eenjarig gewas kan dan de in het groeiseizoen meestal zakkende grondwaterstand achterna groeien; de worteldiepte wordt bepaald door de bovengrens van de vol-capillaire zone bij de laagste grondwaterstand. Een meerjarig gewas heeft ook te maken met hoge wintergrondwaterstanden. Sommige boomsoorten, zoals beuk en douglas, verdragen niet dat de wortels in het vroege voorjaar onder water staan en zullen dus alleen wortelen in de permanent doorluchte zone.

17.40e Een kilogramforce (kgf) is de kracht waarmee de aarde trekt aan een kilogrammassa, dus het gewicht van een kilogram.
Kracht = massa x versnelling = $m \times g \simeq$ kg x 10 N/kg = 10 N.
1 kgf/cm² = 10 N/cm² = 10 N/10^{-4} m² = 10^5 N/m² = 10^5 Pa = 10^{-1} MPa.

18.7a (18.2) 15000 kg ha^{-1} = 30 kg ha^{-1} mm^{-1} E_t t.
E_t t = 500 mm = 500 × 10^{-3} m × 100 m × 100 m ha^{-1} = 5000 m³ ha^{-1}.

18.7b Produktie = (58,1 t/ha) $\frac{400\,\text{mm/groeiseizoen}}{400\,\text{mm/groeiseizoen}}$ − 16,0 t/ha = 42,1 t/ha.
Produktie = 58,1 × (380/400) − 16,0 = 39,2 t/ha.
Produktie = 58,1 × (360/400) − 16,0 = 36,3 t/ha.

18.10 Nee, onder vochtlevering wordt hier verstaan wat de grond kan (na)leveren als de neerslag niet voldoende is om de waterbehoefte te dekken. De neerslag P zit in formule 18.9 alleen in de term neerslagtekort en niet in de term vochtlevering.

18.12 Beide lijnen worden continu getekend, terwijl maandsommen bedoeld worden. Een 'getrapte' lijn zou de mathematisch zuivere weergave zijn.

18.20a Dit neerslagtekort vinden we door de in tabel 18.13 vermelde waarden voor ($E_p - P$) op te tellen:
9 + 32 + 32 + 16 − 13 = 76 mm per periode van 1 april tot 1 september.

18.20b Tabel 18.15 aflezen op regel p_R = 10% en in kolom 1 sept. geeft het antwoord 200 mm per periode van 1 april tot 1 september.

18.20c De kans op een neerslagtekort van minstens 89 mm is 50% (tabel 18.15). Een tekort van 41 mm of meer treedt statistisch in 60% van de jaren op. De gevraagde kans zal dus tussen 50 en 60% liggen, en dichter bij de 50 dan bij de 60. Het gemiddelde tekort van 76 mm (zie vraag a) wordt statistisch in ongeveer 1 van de 2 jaar overschreden. Dit toont het belang van de vochtlevering door de grond.
Preciezere berekening door interpoleren:
noem de gevraagde kans p; er geldt
$$\frac{76\,\text{mm} - 89\,\text{mm}}{p - 0{,}50} = \frac{41\,\text{mm} - 89\,\text{mm}}{0{,}60 - 0{,}50}$$
p = 0,53.

18.20d Uit tabel 18.15 kunnen we schatten dat de kans op een neerslagtekort > 0 iets groter dan 80% zal zijn. De kans op géén tekort is dan ca. 20%. Gemiddeld eens in de 5 jaar zal θ (1 sept.) gelijk zijn aan θ (1 apr.).
Tabel 18.15 gaat uit van 1 april. De Stiboka werkt in de definitie van het vochtleverend vermogen nog met een groeiseizoen van 15 april tot 15 september. Deze periode is *niet* uit de tabel te halen, noch die van 1 mei − 1 oktober. Hiervoor zouden andere tabellen gegeven moeten zijn.

18.20e Dit is het theoretische verloop, door statistische bewerking bepaald uit waarnemingen gedurende lange tijd. Tabel 18.15 geeft vanaf 1 april voor perioden die met een maand toenemen het neerslagtekort met een bepaalde overschrijdingskans. Een 5% droog jaar is een jaar waarop aan het eind van het groeiseizoen het neerslagtekort een overschrijdingskans van 5% heeft. Een dergelijk neerslagtekort aan het eind van het groeiseizoen kan op velerlei wijzen tot stand zijn gekomen. Zo kan het ene 5% droog jaar aanvankelijk wat nat zijn geweest en later erg droog zijn geworden, terwijl het in een ander 5% droog jaar net andersom is geweest (denk aan het statistisch niet erg droge jaar 1983, waarvan het groeiseizoen aanvankelijk zeer nat en later zeer droog was).
Het antwoord op de vraag is dus: neen.

18.20f Tabel 18.18 en figuur 18.19 geven aan dat het neerslagtekort elders tot wel 75 mm kan verschillen met dat in De Bilt. Men kan dus beter uitgaan van regionale cijfers. Dit wordt voor computermodellen wel, maar voor de veldschatting nog niet systematisch gedaan (anno 1984).

18.25a De vochtlevering van de wortelzone is (0,365 − 0,070) × 300 mm = 88,5 mm, want halverwege de wortelzone is θ = (0,34 + 0,39)/2 = 0,365.
Van de ondergrond kunnen we het beste de oppervlakte per dm sommeren door de afstand te meten tussen de lijnen a en b op d_{mv} = 35 cm, 45 cm, enz. Nauwkeurig gemeten of geplanimetreerd is deze oppervlakte equivalent aan 94 mm waterdikte. De totale, maximale vochtlevering van het profiel wordt dan 88 mm + 94 mm = 182 mm waterdikte. De methode van het 'hokjes' tellen maakt een schatting mogelijk binnen 10 mm afwijking. Gezien het modelmatige van de berekening is deze nauwkeurigheid ruim voldoende.

18.25b Deze lijnen stellen de maximale volumefractie vocht voor, dus ook de poriënfractie ϕ_p.

18.25c Bij de begintoestand stroomt er geen water, wat inhoudt dat de stijghoogte H_h nul is over de gehele diepte.
(9.37) $H_h = H_g + h = z + h = 0$ dus $z = -h$.
Bij vochtlevering stroomt er wèl water en is $H_h \neq 0$, zodat door integreren van de wet van Darcy het verband tussen z en h berekend moet worden (zie 10.6.1).

18.25d De werkwijze is analoog aan die voor lijn b in het voor-

beeld. We geven een overzicht in tabelvorm, met een toelichting eronder hoe enige waarden door interpolatie bepaald worden.

z (cm)	h (cm)	θ	d_{mv}	(cm)
0	0	0,36	110	
19,9	–20	0,325	90	onder-
49,2	–50	0,28	61	grond
80	–92	0,205	30	
80	–92	0,31	30	wortel-
110	–122	0,29	0	zone

De waarde van h bij $z = 80$ cm wordt als volgt gevonden:

$$h = -50\text{ cm} + \frac{80\text{ cm} - 49{,}2\text{ cm}}{86{,}3\text{ cm} - 49{,}2\text{ cm}}(-100\text{ cm} + 50\text{ cm}) =$$

$$= -92\text{ cm}.$$

En de waarde van θ in de A1-horizont bij $z = 80$ cm:

$$\theta = 0{,}37 - \frac{(-92\text{ cm} + 50\text{ cm})}{(-100\text{ cm} + 50\text{ cm})}(0{,}37 - 0{,}30) = 0{,}31.$$

In de wortelzone geldt $z + h = -92$ cm als je $z = 0$ stelt in de onderkant wortelzone, zodat de drukhoogte aan maaiveld is: $-92\text{ cm} - 30\text{ cm} = -122$ cm.

18.25e Begintoestand ($q_c = 0$):

z (cm)	h (cm)	θ	d_{mv}	(cm)
0	0	0,36	50	
10	–10	0,33	40	onder-
20	–20	0,325	30	grond
20	–20	0,42	30	
30	–30	0,41	20	wortel
40	–40	0,39	10	zone
50	–50	0,37	0	

eindtoestand ($q_c = 1$ mm/d):

0	0	0,36	151	
20,0	–20	0,325	131	
49,6	–50	0,28	101	
91,6	–100	0,19	59	onder-
104,5	–250	0,13	46	grond
110,9	–500	0,10	40	
115,8	–1000	0,08	35	
120,6	–2500	0,04	30	
120,6	–2500	0,11	30	wortel-
151	–2500	0,11	0	zone

De waarde $z = 120{,}6$ cm is in tabel 18.24 gevonden door regel $h = -2500$ cm onder kolom $q_c = 1$ mm/d af te lezen. Dan wordt de grondwaterstandsdiepte = 121 cm + 30 cm = 151 cm. Door beide vochtprofielen op mm-papier te tekenen en de oppervlakte ertussen te bepalen met de hokjesmethode, vinden we een vochtlevering van ongeveer 87 mm (wortelzone) + 132 mm (ondergrond) = 219 mm waterdikte.

18.28a In 18.25e vonden we een vochtonttrekking aan de ondergrond van 132 mm.
(18.26) Bij de wegzijging is de vochtlevering

$$= \frac{1\text{ mm/d}}{1\text{ mm/d} - -0{,}6\text{ mm/d}} \times 132\text{ mm} = 82{,}5\text{ mm}.$$

De tijdsduur $t = \frac{82{,}5\text{ mm}}{1\text{ mm/d}} = 83$ d.

18.28d Bij de kwel is de vochtlevering door de ondergrond

$$= \frac{1\text{ mm/d}}{1\text{ mm/d} - 0{,}2\text{ mm/d}} \times 132\text{ mm} = 165\text{ mm}.$$

$t = \frac{165\text{ mm}}{1\text{ mm/d}} = 165$ d. De vochtlevering is bij deze kwel twee keer zo groot en duurt twee keer zo lang als bij de gegeven wegzijging.

18.29a Doorstrepen: kortere en even lange.

18.29b Niets doorstrepen.

18.29c Kwel doorstrepen.

18.29d Doorstrepen: het gaat regenen.

18.33a Het vochtleverend vermogen is de vochtlevering gedurende een groeiseizoen van 150 dagen in een 10% droog jaar. In zo'n jaar is de vochtlevering dus per definitie gelijk aan het vochtleverend vermogen. In andere jaren hangt het van de grond af. Sommige gronden, zoals permanente grondwaterprofielen, kunnen in een nog droger jaar nóg meer vocht leveren dan het vochtleverend vermogen. Meestal echter zal de vochtlevering kleiner zijn dan het vochtleverend vermogen omdat er niet zo'n groot beroep op de vochtvoorraad wordt gedaan als in een 10% droog jaar. Maar bij droogtegevoelige gronden zal de grens van de vochtlevering al in een minder droog jaar bereikt worden en kan de vochtlevering dan al gelijk zijn aan het vochtleverend vermogen.

18.33b Hangwaterprofielen: de vochtlevering is bijna geheel van $(\theta_1 - \theta_2)\,d$ afhankelijk, omdat q_c in het begin van het groeiseizoen al (bijna) nul is. Tijdelijke grondwaterprofielen: in een deel van het groeiseizoen levert q_c ook een bijdrage. Grondwaterprofielen: aan het eind van het groeiseizoen is $q_c \geqslant 1{,}5$ à 2 mm/d.

18.33c Vochtlevering = $(E_a - P)\,t$ = 400 mm – 200 mm = 200 mm (omwerking van 18.9). Dit is een hoge waarde. Meestal hebben we dan te maken met een grondwaterprofiel, waarbij de capillaire aanvoer q_c het leeuwedeel van de vochtlevering verzorgt. Dit is hier echter niet het geval. De ondergrond levert 150 d × 0,3 mm/d = 50 mm. Er komt dus 200 – 50 = 150 mm uit de voorraad $(\theta_1 - \theta_2)\,d$ in de wortelzone.

18.35a De bewortelbare diepte is 45 cm. De GHG is dieper dan 140 cm, dus de GVG zal dieper dan 165 cm zijn (18.37). Er is dus in het begin van het groeiseizoen al een grotere afstand dan 165 cm – 45 cm = 120 cm tussen grondwaterspiegel en onderkant bewortelbare zone. Dit is voor zwak lemig dekzand meer dan de gemiddelde kritieke stijgafstand van 110 cm (tabel 18.40). We hebben dus te maken met een hangwaterprofiel en kunnen de capillaire aanvoer verwaarlozen bij de berekening van het vochtleverend vermogen. Er zijn geen vochtkarakteristieken gegeven, dus moeten we onze toevlucht nemen tot standaardgegevens, bv. tabel 18.34:

A1-horizont	0,15 × 200 mm =	30 mm
B2-horizont	0,10 × 250 mm =	25 mm
totale beschikbare hangwaterdikte =		55 mm

We komen voor het vochtleverend vermogen net in gradatie 4 (tabel 18.30).

18.35b Grof, leemarm zand bindt minder water dan fijn, zwak lemig zand. Het verschil kunnen we schatten met behulp van tabel 9.60, nrs. 9 en 14. Daar is θ_{hw} resp. 10 en 5% (droogste waarde pF = 2,3 genomen voor veldcapaciteit). 5% minder vocht over 450 mm diepte is gelijkwaardig aan 22,5 mm water. De haarpodzolgrond in grof zand heeft dus slechts ca. 55 – 22,5 = 32,5 mm beschikbaar. De gradatie wordt 5.

18.35c Als we uitgaan van beschikbaar hangwater tussen $h = -100$ en -16000 cm, vinden we $\theta_{hw} = 0{,}34 - 0{,}09$ = 0,25 als volumefractie beschikbaar vocht. Over 2

m diepte is dit $d_{hw} = 0{,}25 \times 2000 = 500$ mm. Ook bij een voorzichtige berekening komen we nog in gradatie 1:
Uitgaande van de (bij lössop preglaciaal zand onwaarschijnlijke) veronderstelling dat $h_{fc} = -200$ cm en aannemende dat vocht beneden $h = -1000$ cm al vrij moeilijk opneembaar is, vinden we $(0{,}30 - 0{,}18) \times 2000$ mm = 240 mm.

18.35d De aardappelen beschikken over $0{,}25 \times 300$ mm = 75 mm water (gradatie 4). Hieruit blijkt de grote invloed van de werkzame worteldiepte op het vochtleverend vermogen.

18.41a Bij Gt II is de GLG < 80 cm. De gemiddelde kritieke stijgafstand in kleiarm zeezand is ongeveer 40 cm. Dit is net voldoende om de afstand tot de onderkant van de wortelzone in (bijna) het gehele groeiseizoen te overbruggen. In een 10% droog jaar zou de grondwaterstand aan het eind van het groeiseizoen iets dieper kunnen zijn dan de GLG, maar dit zal de gradatie vermoedelijk niet beïnvloeden. Het is dus een permanent grondwaterprofiel, met gradatie 1 voor het vochtleverend vermogen.

18.41b De kritieke stijgafstand in lichte zavel is groot (ca. 130 cm), dus zelfs bij een zeer ondiepe beworteling is dit nog een grondwaterprofiel (gradatie 1). Normaliter is dit soort profielen bewortelbaar tot de gelaagde ondergrond, dus hier tot 1 m diepte. Dan zou de hoeveelheid beschikbaar hangwater al bijna voldoende zijn voor gradatie 1 (ca. $0{,}20 \times 1000$ mm = 200 mm).

18.41c We moeten eerst uitzoeken of dit een hangwaterprofiel, een tijdelijk of een permanent grondwaterprofiel is. Aan het begin van het groeiseizoen staat de grondwaterspiegel op 120 cm diepte en aan het eind op 210 cm. De afstand tot de onderkant van de wortelzone is dan resp. 120 – 50 = 70 cm en 210 – 50 = 160 cm. Dit is eerst minder en dan meer dan de kritieke stijgafstand van 110 cm. We hebben dus met een tijdelijk grondwaterprofiel te maken. Voor het schatten van de hoeveelheid beschikbaar vocht in de wortelzone moeten we een waarde voor h aannemen aan het begin van het groeiseizoen. Het midden van de wortelzone ligt op 25 cm onder maaiveld; de afstand daarvan tot het grondwater is 120 – 25 = 95 cm. We mogen dus wel uitgaan van $h = -100$ cm. Dan wordt (tabel 18.34) de beschikbare hangwaterdikte $d_{hw} = 0{,}20 \times 250$ mm + $0{,}15 \times 250$ mm = 87,5 mm. In een 10% droog jaar is het neerslagtekort van 1 april tot 1 juni 95 mm (tabel 18.15). Dit is meer dan de beschikbare hangwaterdikte. In die tijd zal de wortelzone echter niet helemaal uitdrogen tot verwelkingspunt, omdat capillaire nalevering mogelijk is.
De kritieke stijgafstand wordt in ons profiel omstreeks 1 juni overschreden. Daarna zal het resterende beschikbaar hangwater verbruikt worden, waarmee de vochtlevering boven de 100 mm komt. Als hangwaterprofiel zou deze grond gradatie 4 krijgen. De capillaire nalevering gedurende 2 maanden doet hem 1 gradatie opschuiven: de schatting voor het vochtleverend vermogen is gradatie 3 (tussen 100 en 150 mm). Zouden we uitgaan van tabel 18.32, dan is het neerslagtekort tot 1 juni slechts 65 mm. Dit verandert aan het principe van de redenering weinig; de nalevering zal iets later eindigen.

18.41d Ja, als tabel 18.24.

18.45b Dit zandlaagje heeft geen invloed op de stijgcurve tot $z = 50$ cm. Deze blijft zoals in figuur 18.43b (lichte zavel). De kritieke grondwaterstandsdiepte wordt wel anders: deze loopt terug van 130 tot 60 cm (gevonden via de in voorbeeld 18.42 bij profiel 3 beschreven tekenmethode). Dit betekent dat de periode met capillaire aanvoer kort wordt: deze vindt alleen in april plaats. De gradatie wordt een grensgeval tussen 3 en 2. Het profiel is van een permanent grondwaterprofiel veranderd in een tijdelijk grondwaterprofiel (bijna een hangwaterprofiel).

18.46a Uitgaande van een gewenste $q_c = 2$ mm/d is $z_k = 105$ cm (tabel 18.24). De afstand tussen onderkant wortelzone en grondwaterspiegel is aan het begin kleiner (30 cm) en aan het eind groter (160 cm) dan z_k. Het is dus een tijdelijk grondwaterprofiel.

18.46b We moeten de gemiddelde θ_{hw} van de wortelzone weten en lezen daartoe θ halverwege af (op $d_{mv} = 10$ cm). Daar heerst een drukhoogte $h = -40$ cm. Tabel 18.21 geeft dan $\theta_{fc} = 0{,}39$ (interpoleren); $\theta_{wp} = 0{,}07$.
(9.52) $\theta_{hw} = 0{,}39 - 0{,}07 = 0{,}32$.
(9.54) $d_{hw} = 0{,}32 \times 200$ mm = 64 mm.

18.46c In tabel 18.24 lezen we de drukhoogte af bij $z = 106$ cm en $q_c = 1{,}5$ mm/d; $h = -1000$ cm.

18.46d Uit tabel 18.21 volgt dat in de C1-horizont $\theta = 0{,}10$ bij $h = -500$ cm. In tabel 18.24 zien we dat $z = 102{,}7$ cm bij $h = -500$ cm. Dan is $d_{mv} = 106$ cm + 20 cm – 102,7 cm = 23 cm.

18.46e Met de grondwaterstandsdiepte = 180 cm komt overeen $z = 160$ cm $\approx$ 158 cm. Bij $z = 158$ cm is $q_c = 0{,}5$ mm/d.

18.46f Begintoestand ($q_c = 0$):

z (cm)	h (cm)	θ	d_{mv} (cm)	
0	0	0,36	50	
10	–10	0,33	40	onder-
20	–20	0,325	30	grond
30	–30	0,32	20	
30	–30	0,41	20	-------
40	–40	0,39	10	wortel
50	–50	0,37	0	zone

eindtoestand ($q_c = 0{,}5$ mm/d):

z (cm)	h (cm)	θ	d_{mv} (cm)	
0	0	0,36	178	
20,0	–20	0,325	158	
49,8	–50	0,28	128	
95,2	–100	0,19	83	
115,0	–250	0,13	63	onder-
127,4	–500	0,10	51	grond
137,2	–1000	0,08	41	
146,7	–2500	0,04	31	
151,9	–5000	0,04	26	
155,9	–10000	0,03	22	
158,0	–16000	0,03	20	
158	–16000	0,07	20	-------
168	–16000	0,07	10	wortel-
178	–16000	0,07	0	zone

Ter vereenvoudiging van het aflezen van de tabel is de grondwaterstandsdiepte = 178 cm genomen ipv. 180 cm. De diepte is berekend uit $d_{mv} = 178$ cm $- z$ en daarna afgerond.
Tekenen van vochtprofielen op millimeterpapier en oppervlakte meten met de hokjesmethode levert in

150 dagen een vochtonttrekking aan de ondergrond op van ca. 232 mm. De vochtlevering van wortelzone en ondergrond samen bedraagt dan 64 + 232 = 296 mm.

18.46g q_a = –0,6 mm/d = –90 mm/150 d. De vochtlevering bedraagt dan 296 mm – 90 mm = 206 mm.

18.46h Het cumulatieve neerslagtekort in een 10% droog jaar in De Bilt bedraagt op 1 september 200 mm (tabel 18.15). De situatie in vraag g komt hiermee overeen. De vochtlevering in vraag f zou horen bij een 3% droog jaar. Een vochtlevering van meer dan 200 mm in een 10% droog jaar geeft gradatie 1 van het vochtleverend vermogen.

18.46i De kritieke grondwaterstandsdiepte is 125 cm (q_c = 2 mm/d). Het grondwater daalt tot 180 cm, dus in het laatste deel van het groeiseizoen zou de aanvoer te laag kunnen zijn. Dit is afhankelijk van het werkelijke weerverloop.

18.46j $E_p - P = 0{,}8\ E_o - P = 0{,}8 \times 575$ mm – 205 mm = 460 mm – 205 mm = 255 mm.

18.46k Eens in de 20 jaar (p_R = 5%).

18.46l (18.9) vochtlevering = neerslagtekort min vochttekort gewas. Bij potentiële verdamping is $E_a = E_p$, dus $E_p - E_a$ = 0 = vochttekort gewas. De vochtlevering moet dus gelijk zijn aan het neerslagtekort = 255 mm.

18.46m Een gewas op een grondwaterprofiel kan (theoretisch) potentieel verdampen, dus $E_a\,E_p^{-1} = 1$.
Produktie = 60 × 1 t ha^{-1} – 20 t ha^{-1} = 40 t/ha.

18.46n De actuele verdamping is gelijk aan de neerslag plus de vochtlevering door de grond:
E_a = 205 + 206 = 411 mm/groeiseizoen.

$$\text{Produktie} = 60\ \text{t ha}^{-1}\,\frac{206\ \text{mm} + 205\ \text{mm}}{255\ \text{mm} + 205\ \text{mm}} - 20\ \text{t ha}^{-1}$$

= 33,6 t/ha.

20.9 Invullen van formule 20.7 geeft:
ρ_{sat} = 1550 kg m^{-3} + 0,40 × 1000 kg m^{-3} = 1950 kg m^{-3}.
In dit geval is $\rho_{sat} = \rho_t$. Uit 20.4 volgt dan:
σ_t = 1950 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × 0,5 m = 9750 Pa.

20.11 Aan maaiveld is z = 1,0 m. Dan is (20.10):
p_w = –1000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × 1,0 m = –10 kPa.
Voor z = 0 wordt p_w = 0 en voor z = –1,0 m geldt p_w = 10 kPa, enz. Men zou het ook kunnen berekenen uit h, die staat aangegeven via piëzometerwaarnemingen, links in de figuur:
$p_w = \rho_w g h$ (9.35).

20.16a Er geldt $\rho_t = \rho_d$. Uit 20.15 en 20.4 volgt:
$\sigma_k = \sigma_t$ = 1400 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × 1 m = 14 kPa.

20.16b ρ_t = 1400 kg m^{-3} + 0,45 × 1000 kg m^{-3} = 1850 kg m^{-3} (volgens formule 20.6).
(20.4) σ_t = 1850 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × 1 m = 18,5 kPa.
(20.10) p_w = –1000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × –1 m = 10 kPa.
(20.15) σ_k = 18,5 kPa – 10 kPa = 8,5 kPa.

20.16c (20.4) $\sigma_{t,mv} = \rho_t\ g\ d_{waterlaag}$ = 1000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × 0,2 m = 2 kPa.
(20.10) $p_{w,mv}$ = –1000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × –0,2 m = 2 kPa.
(20.15) $\sigma_{k,mv}$ = 2 kPa – 2 kPa = 0; de korrelspanning ter hoogte van het onder water gezette maaiveld is nul.
Voor d_{mv} = 1 m geldt: d_1 = 1 m; d_2 = 0,2 m.
(20.5) σ_t = 1850 × 10 × 1 Pa + 1000 × 10 × 0,2 Pa = 20,5 kPa.
(20.10) p_w = –1000 × 10 × –1,2 Pa = 12 kPa.
(20.15) σ_k = 20,5 kPa – 12 kPa = 8,5 kPa.
De korrelspanning op 1 m diepte onder maaiveld verandert dus niet als op de verzadigde grond een laag water gezet wordt.

20.16d Aan maaiveld is σ_t = 0, want er drukt grond noch water op. (20.17) $\sigma_k = -p_w$ = –1000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × –0,2 m = 2 kPa.

20.31a (20.28) $\Delta\sigma_t$ = 1000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2} × 0,25 m = 2500 Pa.

20.31b (20.29) $d_z = \Delta\sigma_k/(\rho_{sat,z} \times g)$ = 2500 Pa/(2000 kg m^{-3} × 10 m s^{-2}) = 0,125 m = 12,5 cm.

20.31c Voor elke horizont moeten we met formule 20.24 de zakking berekenen en dus eerst de bestaande, gemiddelde korrelspanning. Als voorbeeld werken we dit voor de A1-horizont volledig uit. De grondspanning aan maaiveld σ_{tb} = 0.
De waterspanning p_{wb} = –6 kPa, maar wordt volgens regel c in 20.4.2 op nul gesteld. Dan is ook de korrelspanning σ_{kb} = 0. Op 20 cm diepte geldt:
(20.4) σ_{to} = 1200 × 10 × 0,20 Pa = 2,4 kPa.
p_{wo} = 0 (regel c weer).
(20.15) $\sigma_{ko} = \sigma_{to} - p_{wo}$ = 2,4 kPa – 0 = 2,4 kPa.
(20.25) $\bar{\sigma}_k$ = (0 + 2,4 kPa)/2 = 1,2 kPa.
De toename van de korrelspanning door het opbrengen van het zand bedraagt:
(20.29) $\Delta\sigma_k$ = 1900 × 10 × 1 Pa = 19 kPa.
De zakking van de A1-horizont is:

$$(20.24)\ Z_{A1} = \frac{0{,}2\ \text{m}}{50}\ \ln\frac{1{,}2\ \text{kPa} + 19\ \text{kPa}}{1{,}2\ \text{kPa}} = 0{,}01\ \text{m}.$$

Voor de andere twee horizonten kunnen we de zakking op dezelfde manier berekenen. Het enige nieuwe aspect is de toepassing van formule 20.5; op 60 cm diepte is de grondspanning:
σ_t = 1200 × 10 × 0,2 Pa + 1050 × 10 × 0,4 Pa = = 2,4 kPa + 4,2 kPa = 6,6 kPa.
Het resultaat is:

σ_{tb} (kPa)	p_{wb} (kPa)	σ_{kb} (kPa)	σ_{to} (kPa)	p_{wo} (kPa)	σ_{ko} (kPa)	$\bar{\sigma}_k$ (kPa)	Z_z (m)
0	0	0	2,4	0	2,4	1,2	0,01
2,4	0	2,4	6,6	0	6,6	4,5	0,02
6,6	0	6,6	66,9	58,0	8,9	7,8	0,45
					totaal		0,48 m

In rekenvoorbeeld 20.42 zullen we zien dat deze waarde van de zakking te laag is door het verwaarlozen van de zogenaamde grensspanning.

20.34 We berekenen de zakking na 30 jaar met formule 20.33. Eerst moet de waarde van $\bar{\sigma}_k$ berekend worden:
σ_{kb} = 0; (20.15) $\sigma_{ko} = \sigma_{to} - p_{wo}$ = 1800 × 10 × 3 Pa – 1000 × 10 × 3 Pa = 24 kPa.
(20.25) $\bar{\sigma}_k$ = (0 + 24 kPa)/2 = 12 kPa.
$\Delta\sigma_k$ = 20 kPa. Invullen in 20.33 geeft:

$$Z_z = 3\ \text{m}\ \left(\frac{1}{18} + \frac{1}{350}\ \lg\frac{30 \times 365\ \text{d}}{\text{d}}\right)\ \ln\frac{12 + 20\ \text{kPa}}{12\ \text{kPa}}$$

= 0,197 m = 19,7 cm. Analoog kunnen we berekenen dat de zakking na drie jaar 18,9 cm is. Na drie jaar is dus al 96% van de zakking bereikt, die na dertig jaar zal optreden.

20.45a We passen formule 20.33 toe op de bovenste curve in figuur 20.44, rechts van de knik (t = 1 d):

$$3{,}5\text{ mm} = 19{,}9\text{ mm}\left(\frac{1}{C_{p2}} + \frac{1}{C_{s2}}\lg 1\right)\ln\frac{100\text{ kPa}}{50\text{ kPa}} =$$

$$= 19{,}9\text{ mm} \times \frac{1}{C_{p2}}\ln 2;\ C_{p2} = 3{,}9.$$

Uit de curve rechtsonder volgt dan met formule 20.33:

$$4{,}0\text{ mm} = \frac{19{,}9\text{ mm}}{3{,}9}\ln 2 + \frac{19{,}9\text{ mm}}{C_{s2}}\lg\frac{10\text{ d}}{\text{d}}\ln 2 =$$

$$= 3{,}5\text{ mm} + \frac{19{,}9\text{ mm}}{C_{s2}}\ln 2;\ C_{s2} = 27{,}6.$$

20.45b (20.4 en 20.25) $\bar{\sigma}_k = (0 + 150\text{ kg m}^{-3} \times 10\text{ m s}^{-2} \times 3\text{ m})/2 = 4{,}5\text{ kPa}$.

$$(20.40)\ Z_{z+i} = 3\text{ m}\left(\frac{1}{8{,}1} + \frac{1}{34{,}5}\right)\lg\frac{10 \times 365\text{ d}}{\text{d}} \times$$

$$\times \ln\frac{33\text{ kPa}}{4{,}5\text{ kPa}} + 3\text{ m}\left(\frac{1}{3{,}9} + \frac{1}{27{,}6}\right)\lg\frac{10 \times 365\text{ d}}{\text{d}}) \times$$

$$\times \ln\frac{4{,}5\text{ kPa} + 50\text{ kPa}}{33\text{ kPa}} = 1{,}35\text{ m} + 0{,}58\text{ m} = 193\text{ cm}.$$

20.56 Bij monstername is het vochtgehalte van de grond, of beter gezegd, de pF, van groot belang. Bij het in de grond drukken van monsterringen zal een zekere vervorming, afhankelijk van het vochtgehalte optreden. Naast de reeds besproken irreversibele krimp zullen onder invloed van het vochtgehalte reversibele zwel *en krimp optreden, hetgeen eveneens de monstername* kan beïnvloeden. Het is dus van belang de monstername bij eenzelfde pF van de grond te doen. Dit is in de praktijk moeilijk te realiseren. Het meest constant zal de toestand in het voorjaar zijn, als er nog geen verdamping is opgetreden (veldcapaciteit).

20.70a De krimp is berekend volgens de methode van voorbeeld 20.57; de resultaten staan in tabel 20.70a hieronder. De pijlen wijzen de richting aan waarin gerekend is. In dit geval is $v_1 = v_A$ en $v_2 = v_B$. De verwachting is dat het profiel een krimp zal hebben van Z_k = 120 cm – 98,7 cm = 21,3 cm.

20.70a Tabel

Rekenoverzicht voor het antwoord op vraag 20.70a.

v_A ($\frac{dm^3}{kg}$)	laagdikte voor de krimp (cm)	berekening	laagdikte na de krimp (cm)	v_B ($\frac{dm^3}{kg}$)
0,80	0,0- 20,0	→ 20,0 × 0,66/0,80 = 16,5 →	0,0-16,5	0,66
0,82	20,0- 24,3	← 3,5 × 0,82/0,66 = 4,3 ←	16,5-20,0	0,66
0,82	24,3- 40,0	→ 15,7 × 0,70/0,82 = 13,4 →	20,0-33,4	0,70
0,87	40,0- 48,2	← 6,6 × 0,87/0,70 = 8,2 ←	33,4-40,0	0,70
0,87	48,2- 60,0	→ 11,8 × 0,71/0,87 = 9,6 →	40,0-49,6	0,71
0,90	60,0- 73,2	← 10,4 × 0,90/0,71 = 13,2 ←	49,6-60,0	0,71
0,90	73,2- 80,0	→ 6,8 × 0,74/0,90 = 5,6 →	60,0-65,6	0,74
0,90	80,0- 97,5	← 14,4 × 0,90/0,74 = 17,5 ←	65,6-80,0	0,74
0,90	97,5-100,0	→ 2,5 × 0,77/0,90 = 2,1 →	80,0-82,1	0,77
0,93	100,0-120,0	→ 20,0 × 0,77/0,93 = 16,6 →	82,1-98,7	0,77

20.70b Voor de ongerijpte toestand is (20.60): w_{sat1} = 2,0 × 0,25 + 0,2 = 0,70; dit geldt hier voor elke laag. Het watergetal in de meer gerijpte toestand verschilt wèl per laag. We werken de berekening uit voor de bovenste laag. In formule 20.64 moet v_A uit tabel 20.71 worden ingevuld, omdat in dit geval $v_2 = v_A$. (20.64) w_{sat2} = (0,80 dm³ kg⁻¹ – 0,38 dm³ kg⁻¹)/1,0 dm³ kg⁻¹ = 0,42.

$$(20.66)\ \frac{Z_k}{d_1} = \frac{0{,}70 - 0{,}42}{0{,}70 + 0{,}38} = 0{,}26.$$

$$(20.54)\ d_1 = \frac{20\text{ cm}}{1 - 0{,}26} = 27\text{ cm}.$$

Tabel 20.70b geeft de resultaten van een gelijksoortige berekening voor de overige lagen. De schatting van de oorspronkelijke dikte blijkt te zijn:
120 cm + 29 cm = 149 cm.

20.70b Tabel

Rekenoverzicht voor het antwoord op vraag 20.70b.

d_{mv} (cm)	v_A (dm³/kg)	w_{sat2}	w_{sat1}	Z_k/d	d_1 (cm)	Z_k (cm)
0- 20	0,80	0,42	0,70	0,26	27	7
20- 40	0,82	0,44	0,70	0,24	26	6
40- 60	0,87	0,49	0,70	0,19	25	5
60- 80	0,90	0,52	0,70	0,17	24	4
80-100	0,90	0,52	0,70	0,17	24	4
100-120	0,93	0,55	0,70	0,14	23	3
					totale krimp =	29 cm

21.7 a. Diepe grondverbetering levert kans op opbrengstverbetering, omdat de bewortelingsmogelijkheden toenemen en daarmee het vochtleverend vermogen van de grond (beschikbaar hangwater en capillair water) in de ondergrond.
b. Diepe grondbewerking is niet zinvol, omdat het gehele profiel goed doorwortelbaar is en dus het maximale vochtleverend vermogen benut wordt.

21.11 1967 heeft een droog groeiseizoen gehad. Dat is af te lezen uit de overwegend sterk positieve meeropbrengsten als gevolg van vergroting van het vochtleverend vermogen door diepe grondbewerking. Het opject 'mengwoelen' bij aardappelen komt sterk negatief voor den dag wat op bijzondere omstandigheden wijst (b.v. te laat poten of ziekten). 1965 was een extreem vochtig jaar wat af te leiden valt uit de geringe en negatieve meeropbrengsten.

21.12 Dikte beschikbaar hangwater = d_{hw} = bewerkingsdiepte (d_b) x volumefractie beschikbaar hangwater (θ_{hw}).

d_b (mm)	d_{hw} (mm)	Δd_{hw} (mm)	Meeropbrengst (%)	Meeropbrengst guldens.ha⁻¹.a⁻¹	Rente+afschr.bew. guldens.ha⁻¹.a⁻¹	Netto-opbr. guldens.ha⁻¹.a⁻¹
250	250×0,19= 47,5	0	0	0	0	0
500	47,5+(250×0,1)= 72,5	25	5	150	50	100
800	47,5+(550×0,1)=102,5	55	11	330	100	230
1000	47,5+(750×0,1)=122,5	75	15	450	250	200

21.19 Volgens formule 4.54 geldt:

$$f_{s,k+z} = \frac{f_{s,k}\,m_k + f_{s,z}\,m_z}{m_k + m_z}$$ (zie rekenvoorbeelden 21.16 en 21.17)

Per m² worden berekend:
m_k = 1 m² x 0,2 m x 1200 kg/m³ = 240 kg;
m_z = 1 m² x 0,6 m x 1600 kg/m³ = 960 kg.
De overige waarden zijn bekend, uitgezonderd $f_{s,k+z}$, die door invulling in de formule wordt gevonden:

$$f_{s,k+z} = \frac{0{,}80 \times 240\ \text{kg} + 0{,}05 \times 960\ \text{kg}}{240\ \text{kg} + 960\ \text{kg}} = 0{,}20.$$

Het mengsel zal 20% slib bevatten.

21.23 a. Volgens formule 4.54 geldt:

$$m_{dv} = \frac{f_{h,z+v}\,(m_{dz} + m_{dv}) - f_{h,z}\,m_{dz}}{f_{h,v}}$$

Invulling van de gegeven waarden geeft een droge veenmassa m_{dv} = 0,215 kg per kg droog zand bij een massafractie organische stof van het mengsel $f_{h,z+v}$ = 15%.
De totale mengselhoeveelheid komt daardoor op 1 kg + 0,215 kg = 1,215 kg. De massafractie zand is:

$$\frac{1\ \text{kg}}{1{,}215\ \text{kg}} \times 100\% = 82{,}3\%.$$

De massafractie veen is:

$$\frac{0{,}215\ \text{kg}}{1{,}215\ \text{kg}} \times 100\% = 17{,}7\%$$

b. De massa van de vochtige grond kan gevonden worden met behulp van formule 4.42:

$m_d = \frac{m_t}{1+w}$ (zie rekenvoorbeeld 4.61).

Invulling geeft voor zand:

$$m_{dz} = \frac{1\ \text{kg}}{1 + 0{,}1} = 0{,}909\ \text{kg}$$

en voor het veen:

$$m_{dv} = \frac{1\ \text{kg}}{1 + 0{,}5} = 0{,}667\ \text{kg}.$$

De volgende gegevens zijn nu beschikbaar:
– Met 1 kg droog zand moet gemengd worden:
0,215 kg droog veen.
– Op 1 kg nat zand is er 0,909 kg droog zand.
– Op 1 kg nat veen is er 0,667 kg droog veen.
– Met 1 kg nat zand mengen 0,909 x 0,215 kg =
= 0,195 kg droog veen.
– Met 1 kg nat zand mengen 0,195 : 0,667 kg =
= 0,292 kg nat veen.
Gebruikmakend van de gegeven dichtheden krijgt men:
– 0,909 kg droog zand, ofwel 1 kg nat zand omvat 0,909 kg : 1400 kg/m³ = 0,00065 m³ – 0,195 kg droog veen, ofwel 0,292 kg nat veen omvat 0,195 kg : 210 kg/m³ = 0,00093 m³, het mengsel omvat dus totaal 0,00158 m³.
Per m³ nat zand moet
$\frac{0{,}00093\ \text{m}^3}{0{,}00065\ \text{m}^3} \times 1\ \text{m}^3 = 1{,}43\ \text{m}^3$ nat veen gemengd worden teneinde een massafractie organische stof = 15% te verkrijgen. De volumefracties zijn, voor het zand

$$\phi_z = \frac{0{,}00065\ \text{m}^3}{0{,}00158\ \text{m}^3} = 41\%$$ en voor het veen

$$\phi_v = \frac{0{,}00093\ \text{km}^3}{0{,}00158\ \text{m}^3} = 59\%.$$

21.38 a. De ontwatering is zodanig dat gedurende de wintermaanden aan de gestelde eisen wordt voldaan. Verdichting heeft bij schraal zand niet het gewenste effect op de draagkracht. Toevoeging van klei belooft ook geen succes vooral niet in de wintermaanden (speelseizoen). Om verdichting en de vorming van een graszode mogelijk te maken zal verhoging van het organische-stofgehalte tot 6 à 7% nodig zijn. Bij voorkeur inzaaien met een graszaadmengsel met veel struisgras en roodzwenk gras (viltige zode). Het veld optimaal verdichten (zie figuur 21.32).
b. Verlaging van het lutumgehalte van de toplaag geeft weinig verbetering van de draagkracht in het voorjaar (zie figuur 21.36). De meeste verbetering valt te verwachten van verlaging van de winter- en voorjaarsgrondwaterstanden. Een ontwateringsdiepte van 1 m zou voor de draagkracht in het voorjaar ideaal zijn. De grasgroei in de zomer zal met een hogere grondwaterstand, of met beregening gebaat zijn.
c. Zolang het speelseizoen duurt kan weinig anders gedaan worden dan frequent rollen. Bijzaaien heeft geen zin omdat kieming in de winter zeer pover zal zijn en de jonge grasplantjes onherroepelijk stukgelopen zullen worden. De bespelingsintensiteit moet zo laag mogelijk gehouden worden (dat is natuurlijk een betrekkelijke keus, afhankelijk van beschikbaarheid van andere velden en speelbehoefte). Zo mogelijk het veld vroeg uit gebruik nemen en bijzaaien. Verschuiving of verdraaiing van het veld om kwetsbare delen te verleggen is, indien mogelijk, gewenst.

21.46 a. De dichtheid van stoofdroge grond is sterk afhankelijk van het organische-stofgehalte (figuren 4.67, 4.73 en 4.74). Dezelfde waarde van ρ_d kan in de ene grond op een losse structuur wijzen en in de andere op sterke verdichting.
b. De eenheid van D_r is

$$\frac{\text{kg/m}^3}{\text{kg/m}^3} = 1.$$

Het is dus een dimensieloze grootheid die eventueel als procent kan worden uitgedrukt.

21.49 a. Verschraling van de toplaag tot een dikte van 0,30 m tot een lutumgehalte beneden 5%; toevoeging van organische stof aan de verschraalde laag tot 3%; aanleg van een zodanig drainagesysteem dat bij normafvoer de grondwaterstand beneden de 0,10 m blijft. Verdichten tot relatieve dichtheid = 0,45. b. Verschraling van toplaag tot dikte van 0,30 m tot een lutumgehalte beneden de 10%; organische-stoftoevoeging tot 4%; nagaan of drainage nodig is, b.v. door slootdemping, waarbij de grondwaterstand bij normafvoer 0,20 blijft. Verdichten tot relatieve dichtheid = 0,45.
c. Toevoeging van organische stof aan de bovenste 0,30 m tot 5%; drainagesysteem waarbij de grondwaterstand bij normafvoer 0,30 m bedraagt. Verdichting tot relatieve dichtheid = 0,45.

21.63 a. Gebreken: vertrappingsgevoelig, laat in het voorjaar.
Grondverbetering: bezanding met 0,05 m humusarm, kleiarm zand met behulp van de bezandingsmachine. Beheersing grondwaterstand, eventueel drainage.
b. Gebreken: als a.
Grondverbetering: diepploegen, kerend, zodat zand in de toplaag terecht komt. Beheersing grondwaterstand (eventueel drainage).
c. Gebreken: weinig draagkrachtige bouwvoor, daardoor laat in het voorjaar en moeilijkheden met oogsten. Te beperkte bewortelingsdiepte door lage pH in veenlaag, daardoor droogtegevaar. Grondverbetering:

mengwoelen of mengploegen; conservatief mengen zodat bouwvoor slechts enigszins verschraald wordt. Beheersing grondwaterstand, eventueel drainage).
d. Gebreken: droogteschade gewassen.
Grondverbetering: mengwoelen of mengploegen, eventueel diepspitfrees. Beheersing grondwaterstand (eventueel drainage).
e. Gebreken: beperkte bewortelingsdiepte, droogteschade gewassen.
Grondverbetering: mengwoelen, beheersing grondwaterstand (eventueel drainage).
f. Gebreken: wisselvochtig (te nat en te droog); T-ziekte bij suikerbieten.
Grondbewerking: mengwoelen of diepspitfrees, beheersing grondwater, drainage zeker nodig.
g. Gebreken: met name voor hyacinthen is de bovengrond veel te kleiig en daardoor te nat (teveel vocht bij veldcapaciteit). Beheersing van grondwaterstand onvoldoende (teveel fluctuatie).
Grondverbetering: diepspitten (met dragline) of omspuiten, beheersing grondwaterstand, drainage.
h. Gebreken: onvoldoend vlakke ligging maaiveld, ontbreken juiste helling (tonrondte, dakprofiel), te weinig draagkracht toplaag, te geringe bespelingsmogelijkheid, onvoldoende beheersing grondwater, te nat. Grondverbetering: egalisatie (onder profiel brengen), bezanding, toevoeging organische stof aan toplaag, beheersing grondwaterstand, drainage met zand in de sleuven.
i. Gebreken: onvoldoend vlakke ligging, te weinig draagkracht toplaag, ongeschikt voor fundering van wegen, tegelplateuaux, weinig geschikt groeimilieu voor siergewassen, moeilijk te bewerken door particuliere bewoners, problemen bij het leggen van ondiepe leidingen.
Grondverbetering: ofwel algeheel, of partieel ophogen met zand (minimaal 1,00 m), beheersing grondwater en oppervlaktewater, drainage.
De dikke zandophoging geeft waarschijnlijk zettingen van de ondergrond. Hiermee rekening houden (hoofdstuk 20). Alternatieven zijn: grotere zanddikte en open water op geringe onderlinge afstanden. Of, alleen zand onder wegen en huizen en de beplante gedeelten verschralen en intensief draineren.

21.70 Voor het maken van een technische ontwerp zijn nodig:
1. Vorm en ligging van de put.
2. Diepte- en diktepeilingen van de sliblaag.
3. Enkele aanvullende slibmonsters voor controle van de samenstelling van het slib.
4. Topografie rondom de put, mogelijkheden van slib-aanvoer en perswaterafvoer (leidingtracé's, enz.).
5. Bodemgesteldheid rondom de put, kwalitatieve en kwantitatieve beoordeling grond voor kadebouw.
6. Aanvullend grondmechanisch onderzoek, vaststelling tijd-zakkingsverloop (formule 20.33).
7. Rijpingsgedrag van het opgespoten materiaal boven het freatisch vlak.
8. Bodemgebruik in de toekomst, na demping put.
9. Begrenzende voorwaarden met betrekking tot o.a. (rijpings-)tijd en maximale kadehoogte.
10. Aanvullend bodemonderzoek van de ontgraving.
11. Oriënterend milieukundig ondezoek gericht op eventuele milieuhygiënische problemen (grond-, grondwater- en oppervlaktewaterverontreiniging, stank, geluid, ecologie). Vaststelling eventuele beperkingen.

BIJLAGE B

Trefwoordenregister

a (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
A-cijfer 4.2.5
A-horizont 3.3.2
A0-horizont 8.3.3
aaltjes 15.2.8
aardappel, ziektebestrijding 15.1.2
aardappelen, gewenst luchtgehalte, hoofdstuk 12
aardappelziekte 15.2.3, 15.4.3
aardbeving 2.4.5, 2.19
aardgaslekkage 12.2d
aardwormen 15.2.9
absorptie ionen door plant 17.4.2
absorptiecurve 9.4.6
abyssale zone 2.5.2, 2.38
accessorische mineralen 2.2.2, 2.3b, 6.2.1
actieve humus 8.3.2
actinomyceten 15.24
active layer (opdooilaag) 2.5.2
activering bodemleven, hoofdstuk 12
actualiteitsprincipe 2.1.1, 2.6.3
ademhaling micro-organismen 8.2.3
adhesie 9.2.2, 9.2.3
adsorptiecomplex 21.2
adsorptievermogen voor kationen 5.3.3
aëratie door organische stof 8.4.1
aëratie en beworteling 17.5.3, 17.6.1
aëratie, bevordering, hoofdstuk 12
aëratie, belemmering, hoofdstuk 12
aërobe omstandigheden 12.3
aëroob, obligaat 15.2.6
afbraak organische stof par. 8.2
afgerond blok 3.5.2, 3.24B
aflopende profielen 3.2.1
afschuiving 2.3.1
afslibbare deeltjes 5.4.4
Afzettingen 2.6.6, 24.3.3
afzettingsgesteenten, klastische 6.1.4
afzettingsmilieu i.v.m. korrelgrootteverdeling 5.32, 5.42
agaat 6.4.2
akkereerdgronden, beworteling 17.6.7
akkerland en organische-stofgehalte 8.5.4
albiet 6.10
algen 15.19
alkaligronden 21.2
alkaliveldspaten 6.10
allochtoon sediment 6.1.1
allofaan 6.4.3
aluminaatsilicaatlaag 6.3.2
aluminium(hydr)oxyde, complexering 8.2.4
aluminiumoxyden 6.4.3
amensalisme 15.3.2
amethyst 6.4.2
amfibolen 6.10
ammoniak 15.7.3
ammonificatie 15.7.3
ammoniumion 15.7.3
amoebe 15.18
amorf mineraal 6.1.1
amorfe-humustype 8.3.3
anaërobie, hoofdstuk 12
anaëroob, facultatief 15.2.6
anaëroob, obligaat 15.2.6
analciem 6.10

anataas 6.14, 6.4.5
andalusiet 6.11
andesien 6.10
anhydriet 6.14
anionen 21.2
anmoor 8.3.3
anorganische bestanddelen, hoofdstuk 6
anorthiet 6.10
antropogeen (structuur) 3.5.2, 3.25
apatiet 6.10, 6.14, 6.5.4
apedaal 3.5.2
apothecium 15.13
aquatische humusvormen 8.19
aquatische sedimenten 2.2.3
aragoniet 6.14, 6.5.1
areïeke oppervlakte 5.7.3
areometerproef 5.4.4
aromatische kern in humusmolecuul 8.8
arthrosporen 15.11
as (esker) 2.5.2, 2.31
ascomyceten 15.13
ascosporen 15.13
ascus 15.13
assimilatie 8.4.3, 15.7.2
atmosferische lucht 12.1
Atterbergwaarden 21.24
augiet 6.10
authigeen mineraal 2.6.4
autochtoon materiaal 6.1.1
Azotobacter, hoofdstuk 12, 15.3.3, 15.7.3

b (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
B-horizont 3.3.2
bacteriën, cocvormige 15.20
bacteriën, spirilvormige 15.20
bacteriën, staafvormige 15.20
bacteriofaag 15.3.2
basidiomyceten 15.14
basidium 15.14
basische gesteenten 6.2.3
batholiet 2.3.1
bathyale zone 2.5.2, 2.38
bauxiet 6.4.3
bazalt, resistentie 6.1.2
bed of laag (geologie) hoofdstuk 2
beekeerdgrond, beworteling 17.30, 17.6.7
beekeerdgrond, fasenverdelingen 9.64
beekklei, mineralogie 7.3.3
begraven (horizont) 3.3.3
beidelliet 6.14
Beijerinckia 15.7.3
bemesting, invloed op wortelstelsel 17.13
benzeen 8.2.3
bepaling korrelgrootteverdeling par. 5.4
bepaling organische-stofgehalte 8.6.1
bepaling van doorlatendheid par. 10.3
bepaling vochtigheid par. 4.5
beregenen 4.62
beregening, berekening 9.56c
beregening, kortsluiting 10.5.6
bergbrikgrond, dichtheid 4.75
bergbrikgrond, poriënfractie 4.75
bergingsfactor 9.4.5
bergingsvermogen, areïeke 9.55, 9.62
berijden, gevolg voor fasenverdeling 4.59
Bernouilli, wet van 10.1.2
beschikbaar hangwater 9.52, 9.60, 18.34
beschikbaar vocht 9.51
bestendige humus 8.3.2
bestrating en luchthuishouding, hoofdstuk 12
bestrijdingsmiddelen 15.7.7
betrouwbaarheidsinterval GHG en GLG 11.3.1
beuken, belang van luchtvoorziening 12.2a
bewerkbaarheid 5.29, par. 21.6, 21.24
bewortelbaarheid door organische stof 8.4.1, 8.53b
bewortelbare diepte 17.3.4
bewortelbare diepte, doorluchting 17.5.3, 17.6.1
bewortelbare diepte, bodemfactoren 17.5.1, 17.5.5
bewortelbare diepte, zuurgraad 17.5.2
beworteling, erfelijke aanleg 17.2.2
beworteling, standplaatscondities 17.2.2
bewortelingsdichtheid 17.3.1, 17.4.2
bewortelingsmogelijkheden van gronden par. 17.6, 17.42
bewortelingsonderzoek, spijkerplankmethode 17.3.3
bewortelingsonderzoek, tekenmethode 17.3.2
bewortelingsonderzoek, telmethode 17.3.2
bewortelingsonderzoek, buismethode 17.3.3
bewortelingsonderzoek, boormethode 17.3.3
bezanding 21.8.2
bijwortels 17.12
binding humus en klei 8.16
bindingskrachten voor water par. 9.2
biofaag 15.2.2
biogeen (structuur) 3.5.2, 3.25
biologie van bodemorganismen, hoofdstuk 15
biologische activiteiten, dichtheid 4.76
biologische bodemsanering 15.1.2
biologische omzetting van ijzer 15.7.6
biologische oorzaak van gley 15.7.6
biologische oorzaak van roestvlekken 15.7.6
biologische stikstofvoorziening rijstcultuur 15.2.5
biostratigrafie 2.6.3, 2.48
biotiet 6.10
biotische verwering 6.1.2
birnessiet 6.4.5
blauwe vlekken 6.5.4
blauwwieren 15.2.5
blekingsvlekken 11.3.6
blok 3.5.2, 3.24B
blokken (een korrelgroottefractie) 5.17
Blokzijlzand 5.42
bodembiologie 15.2
bodemfauna, grootteklassen 15.6
bodemfauna, rol bij humusvorming 8.2.1
bodemflora 15.7
bodemgebreken par. 21.3
bodemgebruik en organische-stofgehalte 8.5.4
bodemgeschiktheid par. 21.2
bodemleven, lichtgevoeligheid 15.5.1
bodemleven, temperatuurgevoeligheid 15.5.1
bodemleven, vochtgevoeligheid 15.5.1
bodemlucht, samenstelling 12.1
bodemorganismen 15.2.1, 15.7
bodemorganismen, indeling van 15.7
bodemorganismen, tellen van 15.2.10
bodemorganismen, ziekten door 15.4.3
bodemprofiel 5.1.2
bodemsanering, biologische 15.1.2

bodemstructuur par. 3.5
bodemstructuur, invloed van bodemleven 15.6.3
bodemtechniek par. 21.1, par. 21.4
bodemtemperatuur, hoofdstuk 13
bodemverdamping 18.4
bodemverdichting en luchthuishouding, hoofdstuk 12
bodemvocht 9.1.3
bodemvochtzone 9.1.3
bodemvorming door wortels 17.1.2
bodemvruchtbaarheid door verwering 6.1.3
bodemwarmtestroomdichtheid 13.1
bodemwater 9.1.3
bodemwaterzones 9.1
boehmiet 6.14, 6.4.3
bommen 2.4.4
bonen, gewenst zuurstofgehalte, hoofdstuk 12
boorgatmethode 10.3.1
boshumus 8.4b
bosstrooisel, mineralisatie en C/N 8.52
bouwvoor, fasenverdeling 4.59, 4.72
bovengrond 3.3.2
bovengrond, verdichting 4.71
brak water, dichtheid 4.4.2
breccie 2.2.3
breuk 2.3.1, 2.7
brikgronden, beworteling 17.6.5, 17.42
broekeerdgronden, beworteling 17.6.3
bromoform 6.15
bronbemaling 21.12.5
bruciet 6.14
brug in humusmolecuul 8.2.3
brugstructuur 3.5.2, 3.32
bruine moder 8.3.3
bruine zanden 7.2.1
bulldozer 21.11.4
bultrots (roche moutonnée) 2.5.2
bytowniet 6.10

c (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
C-cijfer 4.19
C-horizont 3.3.2
C-N-quotient 8.4.3, 8.36, 8.6.3
C-S-quotient 8.4.3
c/f-related distributions (structuur) 3.5.2
C14 2.47
calciet 6.14, 6.5.1
calciet, dichtheid 4.65
calciumgebrek 17.4.2
calciumwaterstofcarbonaat 6.1.3
capillaire aanvoer 18.3.1
capillaire krachten 9.2.3
capillaire opstijging 9.1.3, 9.9, 10.1, 10.30
capillaire poriën 3.5.2
capillaire stijgsnelheid 10.6.1, 18.24
capillaire zone 9.1.3
carbonaatgehalte 4.22
carbonaten 3.17, 6.5.1
carboxylgroepen 8.2.4
carnalliet 6.14
carnivoor 15.2.2
catechol 8.2.3
catena 26.6
CEC humus 8.2.4, 8.3.1, 8.4.2
cellulose 15.2.9
centrale cylinder wortel 17.6
chalcedoon 6.14, 6.4.2
chelaatvorming 8.2.4
chemische eigenschappen humus 8.2.4
chemische oxydatie organische stof 8.6.1
chemische rijkdom en organische-stofgehalte 8.5.3
chemische sedimenten 2.2.3, 2.4
chemische verwering 6.1.3, 6.5
chemische vruchtbaarheid lutumdeel 5.3.3
chemoautotroof 15.23
chemoheterotroof 15.23
chitinase 15.2.9
chitonic (structuur) 3.5.2
chlamydosporen 15.11
chloridegehalte 4.19, 4.4.2
chloriet 6.11
chloritoid 6.11
chronostratigrafie 2.6.4
cijfertoevoegingen (horizontcodering) 3.3.4
ciliaat 15.18
classificatie van dieren 15.4
classificatie van meso- en macrofauna 15.27
cleistothecium 15.13
Clostridium 15.7.3
cm waterkolom 9.3.1
coagulatie 21.2
cocvormige bacteriën 15.20
coelomyceten 15.2.3
cohesie 9.2.3
coleoptera 2.6.6
collembolen 15.2.8
commensalisme 15.3.3
compactie (klink, geologisch) 2.3.2
competitie 15.3.2
complexering 8.2.4
computeruitvoer grondwaterstandsgegevens par. 11.6
concordant 2.3.1, 2.8
concreties 6.4.1
conglomeraat 2.2.3
conidiën 15.12
consistentiewaarden 21.24
consolidatie van grond 20.5.1
contactprofielen 18.4.2
contractietheorie 2.4.6
coprofagie 15.2.2
corrosie ijzeren leidingen 15.7.4
crevasse 2.5.2, 23.6.8
cristobaliet 6.4.2
cumulatieve frequentieverdeling 11.4.1
cumulatieve verdamping 18.4
cyclosilicaten 6.8
cyste 15.2.4

dagzomen 2.3.1
dalgronden, pH 17.33
Darcy, wet van 10.1.2, 10.26
das 15.8a
debiet 10.1.2
deflatie 2.5.3
dekzand, korrelgrootteverdeling 5.44
dekzand, kritieke stijgafstand 18.40
dekzandgebied, textuur 5.32c
delfstof 2.2.4, 23.10, 23.6.11
dempingseffect, hoofdstuk 13

denitrificatie, hoofdstuk 12, 15.7.3
denudatie 2.3.1
desert pavement (keienvloer) 2.5.2, 5.9.2, 23.6.5
desorptiecurve 9.4.2, 9.60, 9.4.6
deuteromyceten 15.2.3
diagenese 2.3.2
diaklaas 2.3.1
diaspoor 6.4.3
diatomeeën 2.6.6
diatomeeënaarde 2.2.3
dichtheid brak water 4.4.2
dichtheid en beworteling 17.31
dichtheid kwarts 4.2.6, 4.65
dichtheid minerale delen 4.26, 4.4.1
dichtheid mineralen 4.65
dichtheid organische stof 4.27, 4.4.1
dichtheid stoofdroge grond 4.31, 4.4.3
dichtheid van silicaten 6.2.1
dichtheid vaste fase rivierklei 4.46
dichtheid vaste fase 4.28, 4.3.1
dichtheid veensoorten 4.66
dichtheid veldvochtige grond 4.30
dichtheid verzadigde grond 4.32
dichtheid water 4.29, 4.4.2
dichtheid zoet water 4.4.2
dichtheid zout water 4.4.2
dichtheid, bepaling 4.41
dichtheid, relatieve 21.34, 21.45, 21.50
dichtheidsreeks, pF 9.61b
dichtheidsverandering door ploegen 4.58
dichtheidsverandering door berijden 4.59
Dienst Grondwaterverkenning TNO par. 11.1, 11.25
diepploegen 21.11.1
diepploegen (effect van) 21.10
diepspitfrees 21.11.3
dieptegesteente 2.2.3, 2.4
diepzee-afzettingen 2.2.3
diepzeetrog 2.4.6
dieren, eencellige 15.18
diffusie, hoofdstuk 12
diffusie van ionen 17.4.2
diffusiecoëfficiënt 10.16, 12.4
dikke eerdgronden, beworteling 17.6.6, 17.42
dimensieloze grootheid 4.35
diopsied 6.10
discordant 2.3.1, 2.8
disperse humus 8.3.3
dissimilatie 8.4.3
distheen 6.11
doline 2.5.2, 23.4.3, 23.16, 23.17
Dollardpolder, krimp 20.67
dolomiet 6.14, 6.5.1
dolomiet, dichtheid 4.65
donkere mineralen 6.2.3
doodijskom 2.5.2
doorbraakcurve 10.7.2
doorlaatkarakteristiek 10.2.2, 18.23
doorlatendheid 10.9, par. 10.2
doorlatendheid, bepaling 10.5, par. 10.3
doorlatendheid, verzadigde 5.9.5
doppleriet 8.3.3, 17.34
draadwormen 15.2.8
draadzeven 5.4.3
draagkracht van de grond par. 21.7, 21.8, 21.9
draagstoftheorie 17.4.2
dragline 21.11.4
dressing 21.8.2
driefasig systeem par. 4.1, 4.4
driehoeksgrafiek 5.30
droge dalen 2.5.2, 23.6.5
droge grond 5.2.1
droger deel grondwatertrap 11.2.3
droog jaar, 10% 18.2.2
druipsteen 2.5.2
druk bodemwater 9.25
drukhoogte 9.3.3, 10.3a
drukhoogteprofiel 9.62, 18.3.2
drukhoogteprofiel bij infiltratie 10.5.2
dubbellaag, elektrische 9.18
duindoorn, stikstofbinding 15.7.3
duinvaaggrond, beworteling 17.3, 17.6.7
duinzand, korrelgrootteverdeling 5.44
duinzand, pF-curve 9.59
duur grondwaterstanden par. 11.4
duurlijnen 11.4.2
dy 2.2.3
dynamische viscositeit 10.1.2
dynamometamorfose 2.2.3

e (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
E-horizont 3.3.2
eencellige dieren 15.18
eendimensionale belasting 20.5.1
eenheid 4.35
effectieve dichtheid 4.5.2
effectieve diepte 18.1.3, par. 21.4, 21.5
effectieve spanning 20.2.1
effectieve worteldiepte 17.3.4
effectieve wortelzone 17.3.4, 18.1.3, 18.4.4, 18.8, 38.4.3
efflata 2.4.4
egalisatie par. 21.4
eindmorene 2.5.2, 2.31
eiwitten 8.2.2
ekwant 3.5.2
elastisch grondgedrag 20.4.4
elektrische dubbellaag 9.18
elektrische lading lutumdeeltjes 5.3.3
elektrische lading siltdeeltjes 5.3.2
elektrische lading zanddeeltjes 5.3.1
elektroneutraliteit bij plantevoeding 17.4.2
elementaire samenstelling organische stof 8.11
els, stikstofbinding 15.7.3
eluviale horizont 3.3.2
enaulic (structuur) 3.5.2
endo-enzymen 15.7.1
endodermis wortel 17.5
endogene processen 2.1.1, 25.1.2
energiebalans 13.1
energiehoogte 9.25
energietoestand bodemwater par. 9.3., 9.25
energietoestanden tijdens verdamping 10.23
energietoestanden tijdens regenval 10.23
Engels raaigras 21.7.6, 21.37
enkeerdgrond, bergingsvermogen 9.63b
enkeerdgrond, dichtheid 4.76
enkeerdgrond, poriënfractie 4.71
enkeerdgrond, vochtprofielen 9.63a
enkeerdgronden, beworteling 17.6.6

enkel-korrelstructuur 3.5.2, 3.32
enkelvoudig prisma 3.5.2, 3.24B
enzymen par. 8.2
enzymen en organische-stofafbraak 15.7.1
eolisch zand 2.5.3, 33.12
eolische sedimenten 2.2.3
epicentrum 2.4.5, 2.20
epidermis wortel 17.5
epidoot 6.11
epirogenese 2.4.6
equivalent-carbonaatgehalte 3.17, 4.22
equivalantdiameter 5.4.4
equivalentdikte 4.2.3
erosie (terugschrijdende) 2.5.2, 2.27
erosie 6.1.5
esgronden en organische-stofgehalte 8.5.4
esker (ås) 2.5.2, 2.31
estuarien 2.5.2, 23.6.10
etheen 12.3
ethyleen als groeiremmer 12.3, 17.4.4
eubacteriën 15.2.6
eukaryoten 15.2.2
evaluatie zakkingsformules par. 20.9
evaporatie 18.4
evaporiet 2.2.3, 23.10
evapotranspiratie 18.4
exo-enzymen 15.7.1
exodermis wortel 17.5
exogene processen 2.1.1, 25.1.2
extractie humus 8.3.1

facies 2.6.2
fase, gasvormig par. 4.1
fase, vast par. 4.1
fase, vloeibaar par. 4.1
fasenverdeling 4.2, 4.59, 9.4.3
fasenverdeling bouwvoor 4.72
fauna-analyse 2.6.6
fauna-indeling 15.4, 15.6, 15.27
fenolen 8.2.3
ferrihydriet 6.14, 6.25
ferriverbinding 15.7.6
ferroverbinding 15.7.6
Fick, wet van 12.4
fijn zand(ig) 5.36
fijn-zandfractie 5.15
fijnaarde 5.2.1
filtersnelheid 10.1.2
firnbekken 2.5.2
flagellaat 15.18
flagellen 15.21
flexuur 2.3.1
fluctuatie grondwaterstand 11.2.2
fluvioglaciaal 2.5.2, 33.3.4
flux (dichtheid) 12.4
Fokkens, formule van 20.48
foraminiferen 2.6.6
Formatie 2.6.6, 24.3.3
formule van Fokkens 20.48
formule van Koppejan 20.33
formule van Terzaghi 20.24
fosfaatbinding 6.4.4
fosfatase 15.7.5
fosfaten 6.5.4
fosfor, immobilisatie van 15.7.5
fosfor, mineralisatie van 15.7.5
fosforkringloop 15.53
fossiele poriën en beworteling 17.30
fossiele profielkenmerken 11.3.6, 26.14
fotoautotroof 15.23
fotoheterotroof 15.23
fotosynthese 18.1.2
fractie 4.19
fractienamen Rijks Geologische Dienst 5.17
fractienamen Rijksdienst voor de IJsselmeerpolders 5.16
fractienamen Stichting voor Bodemkartering 5.15
fractionering humus 8.17
fragmentatie 3.5.2
fragmentatie van gesteenten 6.1.2
fragmentatie van strooisel 15.2.9
Frankia 15.2.7, 15.7.3
freatisch vlak 9.1.3
freatisch water 10.1
frequentie grondwaterstanden 11.4.1
fruitbomen, beworteling en grondwaterstand, hoofdstuk 12
fulvozuren, CEC 8.3.1, 8.23, 8.9
fumarolen 2.4.4
Fungi 15.2.3
Fungi Imperfecti 15.2.3, 15.17d
fungiciden 15.7.7
fungistasis 15.3.2
fyllosilicaten 6.8
fysiocogeen (structuur) 3.5.2, 3.25
fysiologisch actieve substanties 8.4.3
fysiologische aspecten luchthuishouding, hoofdstuk 12
fysische bodemvruchtbaarheid door organische stof 8.4.1
fysische rijping 20.7.1, 26.3.4, 26.28
fysische verwering 6.1.2, 6.5
fytase 15.7.5
fytofaag 15.2.2

g (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
gagel, stikstofbinding 15.7.3
gammastralen 4.5.2
gang 2.3.1
gangenstructuur 3.5.2, 3.24C
ganggesteente 2.2.3
gasfase par. 4.1, hoofdstuk 12
gatenstructuur 3.5.2, 3.24C
gebergtevorming (orogenese) 2.4.6, 2.22
gefuric (structuur) 3.5.2
gehalte 4.19
gelaagd complex 3.5.2, 3.24C
gelaagde grond, infiltratie 10.5.3
gelaagde grond, opwaartse stroming 10.6.2
gelaagdheid 21.3.3
gelaagdheid en vochtlevering 18.4.7
gele vlekken 6.5.3
geleiding, hoofdstuk 13
gelifluctie 2.5.2, 23.6.5
gemiddeld hoogste grondwaterstandsdiepte par. 11.2
gemiddeld laagste grondwaterstandsdiepte par. 11.2
gemiddelde frequentieverdeling 11.4.1
gemiddelde korrelspanning 20.24
gemiddelde voorjaarsgrondwaterstandsdiepte par. 11.5
genetische manipulatie voor bodemsanering 15.1.2
geogeen (structuur) 3.5.2, 3.25
geogene gelaagdheid par. 3.1

geologische orgelpijp 2.5.2
geomagnetisme 2.4.2, 2.11, 2.12
geothermische gradiënt 2.1.2
gerichte opnamen GHG en GLG 11.3.3
gerst, wortelstelsel 17.13
gerst, gewenst zuurstofgehalte, hoofdstuk 12
gerst, wortelverdeling 17.19
geschiktheidsbeoordeling 8.53
geseldier 15.18
gesteenten, basische 6.2.3
gesteenten, kringloop 6.7
gesteenten, resistentie 6.1.2
gesteenten, zure 6.2.3
getalwaarde 4.35
gewichtspercentage vocht 4.2.5
gewichtsvochtgehalte 4.2.5
geyser 2.4.4
GHG en vochtlevering 18.4.5
GHG par. 11.2
GHG, nauwkeurigheid 11.3.1
gibbsiet 6.14, 6.4.3
gidsfossielen 2.6.3
gips 6.14, 6.5.3
gips, dichtheid 4.65
gist 15.2.3
glaciaal bekken 2.5.2, 23.6.3, 23.30
glaciaal surge 2.5.2
glaciaal 2.5.2, par. 23.1, 23.6.5
glacigeen 2.5.2
glad prisma 3.5.2, 3.24B
glauconiet, 2.3.2, 2.46, 6.14, par. 23.5
glauconietklei, beworteling 17.6.9
glaukofaan 6.10
gletsjerkrassen 2.5.2
gley, biologische oorzaak 15.7.6
gleykenmerken 11.3.6
gleyverschijnselen 6.4.4
GLG en vochtlevering 18.4.5
GLG par. 11.2
GLG, nauwkeurigheid 11.3.1
gliede, bewortelbaarheid 17.34
globale straling, hoofdstuk 13
gloeiverlies lutumdeel 7.3.4
gloeiverlies siltdeel 7.3.5
gloeiverlies sloefdeel 7.3.5
gloeiverlies van lutum en ijzer 8.6.1
gloeiverliesmethode 8.6.1
goethiet 6.14, 6.25
gooreerdgrond, vochtlevering 18.3.2, 18.46
gooreerdgronden, beworteling 17.6.7, 17.41
gorsvaaggronden, beworteling 17.6.8
Gramkleuring 15.2.6
granaat 6.11
graniet, resistentie 6.1.2
granulair 3.5.2, 3.24B
granulatie 3.5.2
gras, bewortelingsbeeld 17.41
gras, gewenst luchtgehalte, hoofdstuk 12
grasland en organische-stofgehalte 8.5.4
grasland, zodevorming 15.1.2
greigiet 6.5.2, 6.14
grensspanning 20.4.4, 20.44
grijze vlekken 11.3.6
grind 5.15, 5.47
grindanalyse 2.6.6
grindarm 5.47
grinddeel 5.13
grindfractie 5.2.4
grindig 5.47
groen materiaal, afbraak 8.7
groenbemesting en organische-stofgehalte 8.5.4, 8.35b
groene roest 6.25
groenwieren 15.2.5
groep 2.6.6, 24.3.3
grof zand(ig) 5.36
grof-zandfractie 5.15
grond 5.1.2, 5.2.1, par. 26.1
grondbewerking en beworteling 17.18
grondbewerking en luchthuishouding, hoofdstuk 12
gronden, bewortelingsmogelijkheden par. 17.6, 17.42
grondgebruik en organische-stofgehalte 8.5.4
grondmassa (structuur) 3.5.2
grondmechanica par. 20.1
grondmorene 2.5.2, 23.6.3
grondsoortenindeling RIJP par. 5.8
grondspanning 20.3
grondverbetering par. 21.1
grondwater 9.1.3
grondwaterprofielen 18.4.2
grondwaterspiegel 9.1.3
grondwaterspiegel, druk 9.4a, 9.28
grondwaterstand en organische-stofgehalte 8.5.3
grondwatertrap, kritieke 18.4.6
grondwaterstanden en vochtlevering 18.4.5
grondwaterstanden, duur par. 11.4
grondwaterstanden, frequentie 11.4.1
grondwaterstandsdiepte, gemiddeld hoogste 11.2.1
grondwaterstandsdiepte en beworteling 17.1
grondwaterstandsdiepte, gemiddeld laagste 11.2.1
grondwaterstandsdiepte, invloed op temperatuur, hoofdstuk 13
grondwaterstandsfluctuatie 11.2.2
grondwaterstandsgegevens, computeruitvoer par. 11.6
grondwatertrap, vaststelling par. 11.3
grondwatertrap, veldschatting 11.3.6
grondwatertrappenindeling 11.5
grondwaterverkenning, Dienst TNO par. 11.1, 11.25
grondwaterzone 9.1.3
grootheid 4.35
grove den, wateroverlast 12.2e
Gt 11.2.3
guano 2.2.3
GVG en vochtlevering 18.4.5
GVG par. 11.5
gyttja 2.2.3

h (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
haarpodzolgrond, dichtheid 4.75
haarpodzolgrond, poriënfractie 4.75
haarwortels 17.2.2
haliet (steenzout) 2.2.3, 23.10
haliet 6.14
halloysiet 6.14
halveringstijd 2.6.4
hangwater, beschikbaar 9.53
hangwaterdikte, beschikbare 9.54, 18.3.2
hangwaterprofielen 18.4.2
hangwaterzone 9.1.3

harsen 8.2.2
haverstro, mineralisatiesnelheid 8.27
helling (en strekking) 2.3.1, 2.6
hematiet 6.10, 6.14, 6.25
herbiciden 15.7.7
Hesemann-telling 2.6.6
hete-luchtmethode 10.3.2
heterogeen poriënstelsel 3.34, hoofdstuk 12
hetero-polymeren 8.2.3
hiaat (geologisch) 2.3.1
hofeerdgronden, beworteling 17.6.9
holoëder 3.5.2
holten (poriën) par. 4.1, 3.5.1
homeostasis 15.3.1, 37.6.2
homogene profielen 3.2.1
hoofdhorizont 3.3.2
hoofdwortel 17.10
hoog (geologisch) 2.4.6
hoogte (energietoestand) 9.25
hoogte van capillaire opstijging 9.11
hoornblende 6.10
hoornsteen 6.4.2
horizont par. 3.1, par. 3.3, 3.12
horizontale verschuiving 2.3.1
horizontcodering par. 3.3, 3.14, 3.15
horizonten en weerstand 17.32
horst 2.3.1, 2.7
houtstof 8.2.2
houtvatensysteem 17.,2.1
huidjesstructuur 3.5.2, 3.32
humeus (organische-stofklasse) 8.42
humificatie 8.2.3
humificatiecoëfficiënt 8.29
humine 8.3.1
huminezuren 8.3.1
huminezuren, CEC 8.23
humositeit 8.6.2
humus, binding aan kleimineralen 8.16
humus, chemische eigenschappen 8.2.4
humus, definitie 8.1.2
humus, indeling par. 8.3
humus, kationenbinding 8.2.4
humusaanvoer, snelheid 8.29
humusafvoer, snelheid 8.30
humusarm (organische-stofklass) 8.42
humusbestanddelen, molecuulmassa 8.3.1
humuschemie 8.10b
humusfibers 11.3.6
humusgehalte 4.21, par. 8.5
humusgehalte, bepaling 8.6.1
humusijzerchelaat 8.15
humuskool 8.3.1
humusmoleculen 8.8
humuspodzolgronden, humusvorm 8.3.3
humusprofiel par. 3.1, 3.1, 3.2
humusrijk (organische-stofklasse) 8.42
humustheorie Thaer 17.4.2, 17.4.3
humustype 8.3.3
humusvoorraad 8.5.1
humusvorm 8.3.3
humusvormers 8.2.1
humusvorming par. 8.2, 26.3.1
hydrargilliet 6.4.3
hydratatie en verwering 6.1.2
hydraulische potentiaal 9.3.4
hydraulische weerstand korst 10.5.4
hydro-dynamische periode 20.5.1
hydrologisch jaar 11.2.2
hydrolyse van ijzer 6.26
hydrometermethode 5.4.4
hydrostatisch evenwicht 9.33
hydrostatische druk 9.26
hydrothermale oplossingen 2.4
hydroxyden 6.4.1
hydroxylgroepen 8.2.4
hyfen 15.10
hymatomelaanzuur 8.3.1
hyperstheen 6.10
hyphomyceten 15.16
hypocentrum 2.4.5, 2.19
hysteresis vochtkarakteristiek 9.4.6

i (lettertoevoeging horizontcodering 3.3.3
ijking (waarnemingen) 29.1.2
IJsselmeerpolders, zakking door krimp 20.7.4
ijzer in gereduceerde vorm 6.4.4
ijzer(hydr)oxyde, complexering 8.2.4
ijzer, biologische omzetting 15.7.6
ijzer, gloeiverlies 8.6.1
ijzeren leiding, corrosie 15.7.4
ijzeroer 2.3.2, 3.3.3, 26.3.8
ijzeroxyde, dichtheid 4.65
ijzeroxyden, 6.4.4
illiet 6.14, 6.22
illietklei 6.18
ilmeniet 6.4.5, 6.11
immobilisatie 8.2.3, 8.4.3
immobilisatie van fosfoor 15.7.5
immobilisatie van stikstof 15.7.3
imogoliet 6.4.3
indeling mineralen par. 6.2
indeling van bodemorganismen 15.7
indool 8.2.3
indringingsweerstand 17.5.4, 21.5.2, 21.22
indringingsweerstand, vermindering door organische stof 8.4.1
indringingsweerstand, eenheden 17.40e
indringingsweerstand, horizonten 17.32
inerte humus 8.3.2
infiltratie 10.1
infiltratie in klei 10.42, 10.5.6
infiltratie van water par. 10.5
infiltratie-intensiteit 10.5.1
infiltratiesnelheid 10.5.1
inklinking en zetting, berekening 20.4.2
inklinking par. 20.3, par. 20.4
inosilicaten 6.8
inpoldering en organische-stofgehalte 8.5.4
insekticiden 15.7.7
interceptiewater, verdamping 18.4
interne slemp 5.9.1, 38.4.2
interpedale poriën 3.5.2
intrakristallijne zwelling 6.3.2
intrapedale poriën 3.5.2
intrinsieke doorlatendheid 10.1.2
intrusieplaat (sill) 2.3.1
ionenabsorptie plant 17.4.2
isodiametrische vorm 5.3.1

isomorfe vervanging 6.2.1, 6.3.2
isostatisch 2.5.2
isotopen-geochronologie 2.6.4

jarosiet 6.5.3, 6.14, 15.7.4, 26.3.5
jaspis 6.4.2
Johannes Kerkhovenpolder 20.67

k-h-curves 10.13
kaartenhuisstructuur klei 20.61
kainiet 6.14
kaliumfixatie 6.3.2, 7.3.4
kaliumhuishouding 15.7.6
kalkgehalte (per grondmonster) 3.4.2, 4.22
kalkhoudende gronden 6.5.1
kalkhoudende zandgronden, beworteling 17.42
kalkloze zandgronden, beworteling 17.6.7, 17.42
kalkprofiel par. 3.1, 3.1, 3.2
kalksteen, beworteling 17.6.9
kalksteen, verwering 6.1.3
kalkverloop 3.4.3, 3.18, 3.19, 3.20, 3.21
kalkverlopen (combinaties van) 3.4.4, 3.21
kame(terras) 2.5.2, 23.6.3
kannibalisme 15.2.2
kans op neerslagtekort 18.2.2
kanteerdgronden, beworteling 17.6.7
kaolien 6.18
kaoliniet 6.14, 6.21, 6.24
karstverschijnselen 2.5.2, 23.4.3
kationen 21.2
kationenomwisselcapaciteit lutumdeel 7.3.4
kationenomwisselcapaciteit humus 8.2.4, 8.4.2
kationenomwisseling 6.19
katteklei 6.5.3, 15.7.4, 21.2, 26.3.5
katteklei en beworteling 17.6.8
keienvloer (desert pavement) 2.5.2, 5.9.2, 23.6.5
keileem 2.5.2, 23.6.3, 23.30, 33.3.5, 33.17
keileem, beworteling 17.6.9
keileem, korrelgrootteverdeling 5.44
kevers 15.2.9
kieming en bodemtemperatuur, hoofdstuk 13
kieseriet 6.14
kittend vermogen lutumdeeltjes 5.3.3
klastische sedimenten 2.2.3, 2.4, 6.1.4
klaver, stikstofbinding 15.38
kleefaarde 6.6a, par. 7.1
kleefaarde, beworteling 17.6.9
kleefgrens 21.24
klei 5.33
klei, beschikbaar hangwater 9.60, 18.34
klei, bodemtemperatuur, hoofdstuk 13
klei, doorlaatkarakteristiek 10.13, 10.53
klei, infiltratie 10.5.6
klei, kaartenhuisstructuur 20.61
klei, korrelgrootteverdeling 5.44
klei, kritieke stijgafstand 18.40
klei, microscoopbeeld 5.3
klei, opwaartse stroming 10.6.4
klei, samendrukkingsconstanten 20.41
klei, stijgcurve 10.47, 10.54
klei, vochtkarakteristieken 9.60
klei-humusbinding 8.16
kleiarm silt 5.33
kleiarm zand 5.33
kleigronden, herkomst 7.3.2
kleigronden, mineralogie par. 7.3
kleiig silt 5.33
kleiig veen (organische-stofklasse) 8.42
kleiig zand 5.33
kleiige leem 5.34
kleimineralen 5.3.3
kleimineralen 6.14, par. 6.3
kleimineralen, dichtheid 4.65
kleiplaatjes 6.21, 6.22
kleur kleigronden 7.3.3
kleur van ijzeroxyden 6.25
kleur, blauwe vlekken 6.5.4
kleur, gele vlekken 6.5.3
kleur, groene roest 6.25
kleur, witte vlekken 6.5.4
kleur, zwarte, van grond 6.5.2
kleur-B 3.3.2
klimaat en organische-stofgehalte 8.5.2
klimaatswijziging 2.6.4, par. 23.1, 23.34
klink (compactie, geologisch) 2.3.2
klink par. 20.3
kluit(structuur) 3.5.2
knijpvocht 11.13a
knikklei 21.2
knipkleigronden, effectieve wortelzone 17.3.4, 17.6.8
knollen 17.11
kolommethode 10.3.1
kom 2.5.2, 23.6.8
komkleigronden, effectieve wortelzone 17.3.4, 17.6.9
koolhydraten 8.2.2
koolstofdioxyde-afvoer, hoofdstuk 12
koolstofdioxyde en verwering 6.1.3
koolstofdioxydegehalte, gewenst, hoofdstuk 12
koolstofkringloop 15.3a, 15.7.2, 15.45
koolzaad, wortelstelsel 17.20
koolzure kalk 3.17
koolzure-kalkgehalte 4.22
koopveengrond, beworteling 17.2
koper, chelaatvorming 8.14
Koppejan, formule van 20.33
kopziekte 17.4.2
korrelgrootte, definitie 5.27a
korrelgrootteklassen par. 5.2, 5.19
korrelgrootteverdeling en eigenschappen par. 5.9
korrelgrootteverdeling 5.4.1
korrelgrootteverdeling en afzettingsmilieu 5.32, 5.42, 5.44
korrelgrootteverdeling typerende monsters 5.44, 26.3
korrelspanning 20.3, 20.15
korrelspanning, gemiddelde 20.24
korrelspanning, toename 20.24
korst en dooraltendheid 10.2.1
korst, infiltratie 10.5.4, 10.7.3
korstenmethode 10.3.2
korstmos 15.3.3
korststructuur 3.5.2, 3.24C
kortsluiting 10.5.6, 10.7.3
korund 6.10
krijteerdgronden 6.6a
krijtkalk 2.2.3
krimp par. 20.3, 20.7.1
krimp van klei 6.18
krimpberekening kleigronden 20.7.3
krimpberekening met rijpingsformule 20.7.4

krimpberekening veengronden 20.8.2
kringloop gesteenten 6.7
kringloop mineralen 6.7
kringloop organische stof 8.3
kringloop van fosfor 15.53
kringloop van koolstof 15.45
kringloop van stikstof 15.7.3
kringloop van zavel 15.51
kringlopen van voedingsstoffen 15.1, par. 15.7, 17.4.3
kristalstelsel 2.2, 2.2.2
kritieke grondwaterstand 10.6.3
kritieke grondwaterstandsdiepte 18.4.6
kritieke stijgafstand 18.4.2, 18.4.6
kroonwortels 17.10
kruimel (structuur) 3.5.2
kryoturbaat 2.5.2, 23.5.6
kunstmest of organische mest 17.4.3
kwarts 6.4.2, 6.10
kwarts, dichtheid 4.65
kwartsgehalte 5.3.1
kwel 10.1, 18.3.3, 35.19
kwikhuishouding 15.7.6

laag of bed (geologie) hoofdstuk 2
laag of horizont 3.3.2
laagpakket of afzetting (geologie) hoofdstuk 2
labradoriet 6.10
laccoliet 2.3.1
lacustroglaciaal 2.5.2, 23.6.3
lading van kleimineralen 6.3.2
lagune 2.5.2
laminaire stroming 10.3.3
landbouwbuis par. 11.6
landijsbedekking 2.5.2, 23.6.3, 23.30
lapilli 2.4.4
last-zakkingscurve 20.27, 20.44
leem 5.34
leem, beschikbaar hangwater 9.60, 18.34
leem, korrelgrootteverdeling 5.44
leem, vochtkarakteristiek 9.60
leemarm zand 5.34
leemdeel 5.13
leemfractie 5.15
leemgehalte 5.19
leemgehalte van de minerale delen 5.7
leemgronden, beworteling 17.6.5, 17.42
leemreeks, pF 9.61b
lepidokrokiet 6.14, 6.25
lettertoevoegingen (horizontcodering) 3.3.3, 3.11
leuciet 6.10
levende organische stof 8.1
licht en wortelgroei 17.21c
lichte grond 5.5.1
lichte klei 5.33
lichte mineralen 6.2.3
lichte siltige leem 5.49
lichte vruchtwisseling 5.9.6, 38.4.2
lichte zandige leem 5.49
lichte zavel 5.33
lichtgevoeligheid bodemleven 15.5.1
Liebig 17.4.3
ligand 8.2.4
lignine 8.2.2
limoniet 6.14
lithologische discontinuïteit 3.3.4
lithostratigrafie 2.6.2
littorale zone 2.5.2, 2.38
lössfractie, CEC 7.4
log-last-zakkingskromme 20.35
London van der Waalskrachten 21.2
loodzand 3.3.2, 3.10
löss, microscoopbeeld 5.3
löss, pF-curve 9.59
lössdeel 5.13
lössgebied, textuur 5.32c, 5.44, 26.3, 36.7, 36.8
lucerne, mineralisatiesnelheid 8.27
luchtgehalte 4.17
luchtgehalte en beworteling 17.5.3
luchtgehalte en bodemstructuur 17.38
luchtgehalte, gewenst, hoofdstuk 12
luchthuishouding, hoofdstuk 12
luchtkanalen wortels 17.7
Lumbricus 15.2.9, 15.4
lutum 5.16
lutum, gloeiverlies 8.6.1
lutum-siltverhouding 5.31
lutumdeel 5.13
lutumdeel, eigenschappen 5.3.3
lutumfractie 5.24
lutumfractie, mineralogie 7.3.3
lutumgehalte en organische-stofgehalte 8.5.3, 8.47
lutumgehalte van minerale delen 4.24, 4.55, 5.9
lutumgehalte van stoofdroge grond 4.23, 4.55
lutumreeks, pF 9.61b

M50 5.5.3
Maasafzettingen, mineralogie 7.2.1
maaswijdte 5.4.3
maatgetal 4.35
mackinawiet 6.14, 6.5.2
macro-elementen plantevoeding 17.23
macrofauna 15.6
macroporiën 3.5.2, 3.33
macrorestenonderzoek 2.6.6
macrostructuur 3.5.2, 3.24
macrostructuurloos 3.5.2, 2.24C
maghemiet 6.25
magma 2.4.4, 2.16
magmatische differentiatie 2.4.4
magnesiet 6.5.1, 6.14
magnetiet 6.25
maïs, bewortelingsbeeld 17.39
maïs, wortelstelsel 17.10, 17.28
mangaanhuishouding 15.7.6
mangaanoxyden 6.4.5
marien 2.5.2, 23.6.7
marien zand, korrelgrootteverdeling 5.44, 26.3
mariene zavel, korrelgrootteverdeling 5.44, 26.3
markasiet 6.14
massa stoofdroge grond 4.42
massafractie carbonaat 4.22
massafractie lutum van stoofdroge grond 4.23
massafractie lutum van minerale delen 4.24
massafractie organische stof 4.21
massastroming 17.4.2
massastroomdichtheid 12.4
massaverhouding water-vaste fase 4.3.1, 4.25
massief (geologisch) 2.4.6

massiek volume 20.50
massieke oppervlakte 5.7.2
massieve structuur 3.5.2, 3.32
Mastigomyceten 15.2.3
matig fijn zand(ig) 5.36
matig grof zand(ig) 5.36
matig humeus (organische-stofklasse) 8.42
matig humusarm (organische-stofklasse) 8.42
matig lichte zavel 5.33
matig zware klei 5.33
matrixkrachten 9.2.4, 9.3.3
matrixlegenda 29.1.3
matrixstructuur 3.5.2, 3.32
meanderende rivier 2.5.2, 2.27, 23.6.8
mechanische weerstand 17.5.4
mediaan zanddeel 5.5.3
mediumtransport 17.4.2
meeropbrengst 21.10
meerveengrond, beworteling 17.40b
megafauna 15.6
member, afzetting of laagpakket (geologie) 2.6.6, 24.3.3
membraanpers 9.4.2
mengen grond par. 4.3
mengfresen (effect van) 21.10
mengploeg 21.11.3
mengploegen 21.10
mengrotor 21.11.3
mengwoelen (effect van) 21.10
mengwoeler 21.11.2
mergel 2.2.3
mesofauna 15.6
mesofiel 15.5.1
mesoporiën 3.5.2, 3.33
mestkever 15.29
meststoffenbalans 17.4.3
metamorf gesteente 2.2.3, 2.4
methaan 12.2d, 12.3
mica, dichtheid 4.65
mica's 6.10
micro-aggregaatstructuur 3.5.2, 3.32
micro-organismen 15.2.2
micro-aërofiel 15.2.6
microben 15.2.2
microben, grootte 15.5
microben, indeling 15.9
microben, verwelking door 15.4.3
microbiota 15.2.2
microbiovoor 15.2.2
microfauna 15.6
microflora 15.8c
microflora, rol bij humusvorming 8.2.1
microporiën 3.5.2, 3.33
microstructuur 3.5.2, 3.32
mijten 15.2.8
mikroklien 6.10
mineraal 6.1.1
mineraal materiaal 8.42
minerale delen, dichtheid 4.26, 4.4.1
minerale dichtheid grond 4.2.6, 20.72
mineralen 2.2, 2.3
mineralen, indeling par. 6.2
mineralen, kringloop 6.7
mineralen, resistentie 6.1.3
mineralen, resistentiereeksen 6.3, 6.4
mineralisatie 8.2.3
mineralisatie van fosfor 15.7.5
mineralisatie van N, P en S 8.4.3
mineralisatie van stikstof 15.7.3
mineralisatiesnelheid 8.4.3, 8.30, 8.51
mineralogische samenstelling van gronden, hoofdstuk 7
misvorming van planten 15.4.3
mitochondriën 15.2.2
moder, humustype 8.3.3
moderpodzolgronden, humusvorm 8.3.3
moedermateriaal 3.3.4, 3.12
moerasijzererts 2.3.2, 3.3.3, 26.3.7, 26.3.8
moerig materiaal 8.42
moerige gronden, beworteling 17.6.3, 17.42
molecuulmassa humusdelen 8.3.1
mollusken 2.6.6
monic (structuur) 3.5.2
montmorilloniet 6.14
mor (= ruwe humus) 8.3.3
morfostratigrafie 2.6.6
Mucor hiemalis, hoofdstuk 12
mul zand 20.2.4
mull, humustype 8.3.3
mull, humusvorm 8.3.3
muscoviet 6.10
Muttergestein 3.3.4
mutualisme 15.3.3
mycelium 15.10
mycoparasitisme 15.3.2
mycorrhize 15.39
mycorrhizen 17.4.2
mycostasis 15.3.2
myxobacteriën 15.2.6

naaldmethode, hoofdstuk 13
naamgeving organismen 15.4
nachtvorst, hoofdstuk 13
naftaleen 8.2.3
natriumbezetting 6.3.2
nauwkeurigheid GHG en GLG 11.3.1
necrofagie 15.2.2
necrose 15.4.3
neerslag 10.1
neerslag, maandwaarden 18.13
neerslagtekort 18.2.2, 18.9
neerslagtekort, maandwaarden 18.13
neerslagtekort, regionale verschillen 18.2.3
neerslagtekorten tijdens groeiseizoen 18.32
nefelien 6.10
nematociden 15.7.7
nematoden 15.2.8
neritische zone 2.5.2, 2.38
nesosilicaten 6.8
neutronenstraling 4.5.2
niet-capillaire poriën 3.5.2
niet-gerijpte gronden en beworteling 17.6.8, 17.42
niet-plastische vervorming 2.3.1
nife 2.1.2
nitraat 15.7.3
nitraatgehalte en luchthuishouding, hoofdstuk 12
nitriet 15.7.3
nitrificatie 15.7.3
Nitrobacter, hoofdstuk 12, 15.3.3, 15.7.3
Nitrosococcus 15.7.3

Nitrosomonas, hoofdstuk 12, 15.3.3, 15.7.3
niveo-eolisch 2.5.3
nontroniet 6.14
Noordoostpolder, textuur 5.32d, 5.42
normale spanning 20.2.1
normale totaalspanning 20.3
nucleaire vochtbepaling 4.5.2

O-horizont 3.3.2, 8.3.3
obligaat aëroob 15.2.6
obligaat anaëroob 15.2.6
octaëderlaag 6.3.2
oecosysteem 5.1.1, 37.2.2
oerbank 3.3.2
oerstroomdal 2.5.2, 23.6.3
oeverwal 2.5.2, 23.6.8
Of-horizont 8.3.3
Oh-horizont 8.3.3
oidiën 15.11
Ol-horizont 8.3.3
oligoklaas 6.10
olivijn 6.10
olivijn, resistentie 6.1.3
omgevingsdruk 9.28
omslagpunt 21.24
omvalziekte 15.4.3
ombestendige humus 8.3.2
onderdruk bodemwater 9.3.1, 9.34
ondergrond (bij vochtlevering) 18.9
ontwatering en luchthuishouding, hoofdstuk 12
ontwateringscurve, opbrengst 21.29
ontwateringstoestand, verkenning 11.3.5
onverzadigde stroming 9.1.3
onverzadigde zone 9.1.3
oogstdepressies (= opbrengstdepressies) 21.3, 21.51
ooivaaggronden, beworteling 17.6.9
ooivaaggronden, humusvorm 8.3.3
opaal 6.4.2, 6.14
opbouwen humus 8.2.3
opbrengst, relatieve 21.28
opbrengst, ontwateringscurve 21.29
opbrengstdepressie (oogstdepressie) 21.3, 21.51
opdooilaag (active layer) 2.5.2
opdrachtigheid 10.6.1
open-capillaire zone 9.1.3
open-waterverdamping 18.4, 18.11
open-waterverdamping, maandwaarden 18.13, 26.8
opgevaren grond 21.6.1
oplopende profielen 3.2.1
oppervlakte, soortgelijke par. 5.7
oppervlaktespanning 9.14
opschuiving 2.3.1
opwaartse stroming par. 10.7
oranje vlekken 6.25
organische bestanddelen 8.1
organische mest of kunststof 17.4.3
organische stof, afbraak par. 8.2
organische stof, definitie 8.1.2
organische stof, dichtheid 4.4.1, 4.27
organische stof, invloed op fysische bodemvruchtbaarheid 8.4.1
organische stof, kringloop 8.3
organische-stofafbraak 15.7.1
organische-stofbepaling 8.6.1
organische-stofdichtheid grond 4.2.6, 20.77
organische-stofdriehoek 8.42
organische-stofgehalte diverse gronden 8.6.3
organische-stofgehalte 4.21, par. 8.5
organische-stofklassen 8.6.2
organische-stofreeks, pF 9.61
organismen, naamgeving 15.4
organogene sedimenten 2.2.3, 2.4
orgelpijp (geologische) 2.5.2, 23.4.3
orogenese (gebergtevorming) 2.4.6, 2.22
ortoklaas 6.10
osmotische krachten 9.2.4
osmotische zwelling 6.3.2
Otterlo, wateroverlast 12.2e
oude klei, beworteling 17.6.9
oude rivierklei 7.3.2
overdruk bodemwater 9.3.1, 9.34
overgangshorizonten 3.3.2
overschrijdingsduur grondwaterstand 11.20, 11.23
overschrijdingskans 18.2.2
overschuivingsvlak 2.3.1, 2.6
overspannen bodemwater 20.5.1
oxisolen 6.1.3, 6.4.3, 6.4.4
oxydatie van organische stof par. 20.3, par. 20.8
oxydatie berekening veengronden 20.8.2
oxyden 6.4.1
oxyhydroxyden 6.4.1.

p (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
paddestoel 15.14
pakkingsdichtheid 4.70
paleogrond 2.6.6, 26.14
paleomagnetische datering 2.6.5, 2.48
palynologie 2.6.6, 26.15, 37.2.3
parasitisme 15.3.2
parent material 3.3.4
passieve humus 8.3.2
ped 3.5.2
pedaal 3.5.2
pedogeen (structuur) 3.5.2, 3.25
pedogene gelaagdheid par. 3.1
pegmatiet 2.2.3, 2.4
peilbuis 9.3.5, par. 11.1
penetrograaf 17.29, 17.30
penetrometer 17.29
peptisatie 21.2
percentage 4.35
percolatie 10.1, 18.1.3
perforatiegraad 3.5.2
periglaciaal 2.5.2, 23.6.5, 23.34
perithecium 15.13
permafrost 2.5.2
permanente grondwaterprofielen 18.4.2
permanent poriënstelsel, hoofdstuk 12
pF-curve 9.4.1
pF-curve, bepaling 9.4.2
pF-curve, toepassing 9.4.3, 9.57, 9.58b
pH en beworteling 17.5.2, 17.6.1
pH in veenkoloniale gronden 17.33
pH-beïnvloeding door wortels 17.4.2
pH-invloed op CEC 8.2.4
piëzometer 9.3.5
piëzometrisch niveau 9.3.4
pikklei 21.2

pingo (pingoruïne) 2.5.2, 23.6.5, 23.39, 25.7.2
pipetmethode 5.4.4
plaat 3.5.2, 2.24B
plaatgrond 21.5.2
plaatshoogte 9.31, 10.3a
plaattektoniek 2.4.3, 2.13
plaatverdunningsmethode 15.2.10
plaatzeven 5.4.3
plagioklazen 6.10
plant, onderscheid met dier 15.2.1
plantdier 15.2.4
plantegroei, invloed luchtgehalte, hoofdstuk 12
planten, misvorming van 15.4.3
plantevoeding 17.4.2
plantverdamping 18.4
plaseerdgronden, beworteling 17.6.3, 17.6.8
plasmiden 15.1.2
plasticiteitsindex 21.24
plastisch gedrag 6.3.1
plastisch grondgedrag 20.4.4
plastische vervorming 2.3.1
ploegen, gevolg voor poriënfractie 4.58
ploegen, trekkracht 5.29
ploegzool 5.9.3
plooiing 2.3.1, 2.6
podzolgronden, beworteling 17.6.4, 17.42
Poiseuille, wet van 10.3.3
polariteit (aardmagnetisme) 2.6.5
poldervaaggrond, vochtleverend vermogen 18.41b
poldervaaggronden, beworteling 17.39, 17.40c
poldervaaggronden, dichtheid 4.75
poldervaaggronden, humusvorm 8.3.3
poldervaaggronden, poriënfractie 4.75
pollen 2.6.6, 26.15
polygoon 2.5.2, 23.5.6
polymeren 8.2.3
porfierstructuur 2.2.3
poriediameter en capillaire opstijging 9.11
poriën (holten) 3.5.2, 3.33, 3.34, par. 4.1
poriënfractie 4.18, 4.3.1, 4.4.3
poriëngrootteverdeling, equivalent 9.4.7
poriëngrootteverdeling en doorlatendheid 10.12
poriëngrootte, nodig voor beworteling 17.5.4
poriënstelsel, permanent heterogeen, hoofdstuk 12
poriënverdeling 4.4.3
poriënvolume 4.18
porositeit 3.5.2, 3.33, 3.34, 4.18, 4.4.3
porphyric (structuur) 3.5.2
porseleinaarde 6.20c
potentiaal bodemwater 9.25
potentiële evapotranspiratie 18.11
potentiële verdamping, maandwaarden 18.13
potentiële verdamping 18.4
potgrond 4.62
predatie 15.3.2
primaire mineralen 6.2.1, 6.10
primaire zakking 20.4.3
prisma 3.5.2, 3.24B
procent, gebruik van 4.35
produktie-verdamping-relaties 18.6
profiel par. 3.1
profielkenmerken grondwaterschommeling 11.3.6
profielschets 29.1.3
profielverbetering par. 21.5
profielverlopen (betekenis) 3.2.3
profielverlopen (combinaties van) 3.2.4, 3.7, 3.8, 3.9
profielverlopen (indeling) 3.2.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6
prokaryoten 15.2.2
protocoöperatie 15.3.3
protozoën 15.8
pseudo-stationaire stroming 18.3.4
psychrofiel 15.5.1
pycnidium 15.15
pyknometer 4.4.1
pyriet 6.5.2, 6.14, 15.7.4
pyrofylliet 6.11
pyrolusiet 6.4.5, 6.14
pyroxenen 6.10

r (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
R-horizont 3.3.2
R-S-verhouding 15.4.1
radio-actieve ouderdomsbepaling 2.6.4
radiolariënslik 2.2.3
randzee-afzettingen 2.2.3
reactieve groep in humusmolecuul 8.8
rechte rivier 2.5.2
rechthoeksgrafiek Doeglas 5.63
reductievlekken i.v.m. grondwaterstand 11.3.6
referentiebuis 11.3.3
referentieniveau plaatshoogte 9.32
referentieverdamping 18.2.1
regenintensiteit en doorlatendheid 10.2.1
regenval, energietoestanden 10.23
regenworm 15.29
regionale metamorfose 2.2.3
regressie 2.5.2, 23.6.7
relatieve dichtheid 21.34, 21.45, 21.50
relatieve opbrengst, 21.28
relatieve verdamping 18.4
repetitiegelaagdheid 2.3.1
resistente mineralen 2.2.3
resistentie van gesteenten 6.1.2
resistentie van mineralen 6.1.3
resistentiereeksen mineralen 6.3, 6.4
Rhizobium 15.38
rhizomorf 15.2.3
rhizosfeer 15.4.1, 17.1.2, 17.6
rhizotron 17.3.3
Rijks Geologische Dienst, korrelgrootte-indeling par. 5.6
Rijks Geologische Dienst, fractienamen 5.17
Rijksdienst IJsselmeerpolders, grondsoortenindeling par. 5.8, 5.16
rijping, fysische 20.7.1
rijpingsfactor 20.60
rijpingsformules 20.7.4, 20.61
rijstcultuur, biologische stikstofvoorziening 15.2.5
rivierklei, dichtheid vaste fase 4.46
rivierklei, korrelgrootteverdeling 5.44
rivierkleigebied, textuur 5.32
rivierkleigronden, beworteling 17.6.9, 17.42
rivierleem 7.3.2
rivierzand, kritieke stijgafstand 18.40
robijn 6.10
roche mère 3.3.4
rodoorn (rodolm) 3.3.3, 26.3.8
roest, groene 6.25
roestverschijnselen 6.4.4

roestvlekken i.v.m. grondwaterstand 11.3.6
roestvlekken, biologische oorzaak 15.7.6
rijping 4.58
rug (geologisch) 2.4.6
rutiel 6.4.5, 6.10
ruw prisma 3.5.2, 3.24B
ruwe humus (humusvorm) 8.3.3
ruwe humustype 8.3.3
ruwe moder, humustype 8.3.3

s (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
saffier 6.10
samendrukkingsconstante 20.24, 20.26
samendrukkingsconstante seculaire periode 20.4.3, 20.41
samendrukkingsconstanten, bepaling par. 20.5
samendrukkingsconstante primaire periode 20.4.3, 20.41
samendrukkingsproef 20.5.1
samengesteld prisma 3.5.2, 3.24B
sandr 2.5.2, 23.6.3, 23.32, 33.3.4
saprofaag 15.2.2
sapropeel 8.3.3
schattingsnauwkeurigheid grondwatertrap 11.3.4
scherp blok 3.5.2, 3.24B
scheuren van grasland 8.5.4, 8.50
schierzand 3.3.2, 3.10
schimmels 15.2.3
schimmelwortels 17.4.2
schol 2.3.1, 2.13
schors wortel 17.5
schuifspanning 20.2.1
sclerotium 15.2.3
seculaire zakking 20.4.3
secundaire mineralen 6.14
sedimentatiemilieu Noordoostpolder 5.42
sedimentent klastische 6.1.4
seismograaf 2.4.5
sejunctiewater 9.2
seleniumhuishouding 15.7.6
semi-terrestrische humusvorm 8.19
sericiet 6.10
serpentijn 6.11
sesquioxyden (B-hor.) 3.3.3
sesquioxyden, chelaatvorming 8.2.4
shelfafzettingen 2.2.3
sial 2.1.2
sideriet 2.3.2, 3.17, 6.5.1, 6.14, 35.3.3
silicaatlaag 6.3.2
silicaten 6.8
siliciumoxyde 6.4.2
sill (intrusieplaat) 2.3.1
sillimaniet 6.11
silt 5.33
siltdeel 5.13
siltdeel, eigenschappen 5.3.2
siltfractie 5.2.4
siltfractie, mineralogie 7.3.5
siltgehalte van de minerale delen 5.8
siltige leem 5.34
slakken 15.2.9
slempgevoeligheid 5.9.1, 38.4.2
slempkorst 5.9.1
slenk 2.3.1, 2.7
slib 5.16
slibdeel 5.13
slijmdier 15.18
slijpplaat 3.5.2
slikvaaggronden, beworteling 17.6.8
sloef 5.16
sloefdeel 5.13
sloefdeel, eigenschappen 5.3.2
sloeffractie, CEC 7.4
sloeffractie, mineralogie 7.3.5
smectietklei 6.18
smeltwaterafzetting 2.5.2, 23.6.3, 33.3.1
smeul 15.4.3
snelheidshoogte 10.1.2
solifluctie 2.5.2, 23.6.5
sommatiecurve 5.5.5
soortelijk gewicht 4.2.6
soortelijke massa 4.2.6
soortelijke oppervlakte par. 5.7
soortelijk volume 20.50
sorosilicaten 6.8
sorptiviteit 10.3.2
sortering 5.1.1
spanning bodemwater 9.25
spanning in de grond 20.2.1
specifiek volume 20.50
spijkerplankmethode wortelonderzoek 17.3.3, 17.20
spirilvormige bacteriën 15.20
spirochaeten 15.20
sponsstructuur 3.5.2, 3.24C
spoorelementen plantevoeding 17.23
sporangiosporen 15.12
sporangium 15.12
spreiding in grootte 5.1.1, 5.5.5
spreidingsdiagrammen 11.3.2
springstaarten 15.26
staafvormige bacteriën 15.20
stabiliteit van de grond par. 21.7, 21.8, 21.9
stadsbomen, ventilatiekanalen, hoofdstuk 12
stalactiet 2.5.2
stalagmiet 2.5.2
stalmest, afbraak 8.7
stambuizen par. 11.1
standaardvochtkarakteristieken 9.60
statisch evenwicht 9.3.4
stauroliet 6.11
steenzout (haliet) 2.2.3, 23.10
steenzout 6.14
stenendeel 5.13
stenenfractie 5.17
sterk lemig zand 5.34
Stichting voor Bodemkartering, fractienamen 5.15
stijg(hoogte)buis 9.3.5
stijgafstand, kritieke 18.4.6
stijgcurven 10.6.1
stijghoogte 9.3.4, 10.10
stijghoogtegradiënt 10.9
stikstof, immobilisatie van 15.7.3
stikstof, invloed op organische-stofafbraak 8.2.2
stikstof, mineralisatie van 15.7.3
stikstofbemesting en wortelgroei 17.21d
stikstofbinding 15.7.3
stikstofbinding door algen 15.2.5
stikstofbinding duindoorn 15.7.3
stikstofbinding els 15.7.3
stikstofbinding gagel 15.7.3

stikstofbinding klaver 15.38
stikstofbinding vlinderbloemigen 15.38
stikstofkringloop 15.48
stikstofmineralisatie en zakking 20.83
stikstofmineralisatie 8.4.3
stikstofverlies bij beregening 10.5.6
stikstofvoorziening rijstcultuur, biologische 15.2.5
stofconcentratie chloride 4.19
Stokes, wet van 5.26
stollingsgesteente 2.2.3, 2.4
stoofdroge grond 4.31
stoofdroge grond < 2 mm 5.11
storende lagen 3.2.1
storende ondergrond 3.2.1
strand, korrelspanning 20.2.3
strandafzettingen 2.2.3
stratigrafie (Kwartair) 2.6.6
strekking (en helling) 2.3.1, 2.6
strengiet 6.14, 6.5.4
stro, afbraak 8.7
stro, mineralisatiesnelheid 8.4.3
stroming na evenwicht par. 10.4
stroming, patronen par. 10.7
stroming van lucht, hoofdstuk 12
strooisel, fragmentatie van 15.2.9
strooiselroof 8.4
stroomsnelheid 10.55
structuur (beoordeling) 3.5.3, 3.36
structuur-B 3.3.2
structuuraggregaten 3.5.2
structuurelementen 3.5.2
structuurgraad 3.5.2, 3.28
structuurprofiel 3.5.3
structuurprofieltypen 3.5.3
structuurstabiliteit door organische stof 8.4.1
structuurverloop 3.5.3
struisgras 21.7.6, 21.37
stuifgevoeligheid 5.9.2, 8.53g
stuifgevoeligheid in veenkoloniën 8.5.4, 38.4.2, 38.16
stuifzandgronden, humusvorm 8.3.3
stuwwal 2.5.2, 2.33, 23.6.3, 23.30, 33.3.3
stuwwallen, mineralogie 7.2.1
stuwwalzand, korrelgrootteverdeling 5.44
subductiezone 2.4.6
substitutie, isomorfe 6.2.1
sulfaat 15.7.4
sulfide 15.7.4
sulfiden 6.5.2
sylvien 6.14
symbiose 15.3.3, 15.4.2
synergisme 15.7.1
systematische afwijking grondwaterstand 11.3.4

t (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
talk 6.11
taranakiet 6.5.4
tarwe, bewortelingsdiepte 17.1
teelaarde 3.3.2
tefra's 2.4.4
tefrochronologie 2.6.4
tekenmethode beworteling 17.3.2
tektonische deformatie 2.3.1
tektosilicaten 6.8
tellen van bodemorganismen 15.2.10
telmethode beworteling 17.3.2
temperatuurgevoeligheid bodemleven 15.5.1
temperatuurvereffeningscoëfficiënt, hoofdstuk 13
tensiometer 9.3.5
terras (rivier-) 2.5.2, 2.29, 25.4.3
terrestrische humusvormen 8.19
terrestrische sedimenten 2.2.3
terugschrijdende erosie 2.5.2, 2.27
Terzaghi, formule van 20.24
tetraëderlaag 6.3.2
tetraëders van SiO_4 6.8
tetrathionaat 15.7.4
textuur 5.4.1
textuur dekzand- en lössgebied 5.32c
textuur Noordoostpolder 5.32d, 5.42
textuur rivierkleigebied 5.32b
textuur Z.W.-zeekleigebied 5.32a
textuur-B (code) 3.3.3
textuurdriehoeken par. 5.5, par. 5.6
textuurgrenzen naar lutumgehalte 5.9.6
textuurindeling Stiboka 5.33, 5.34
textuurprofiel par. 3.1, 3.1, 3.2
textuurtracé Noordoostpolder 5.42
Thaer, humustheorie 17.4.2, 17.4.3
thermofiel 15.5.1
thermokarstmeer 2.5.2, 23.6.5
Thiobacillus ferro-oxydans 15.7.4
thiosulfaat 15.7.4
tijd-zakkingskromme 20.43
tijdelijke grondwaterprofielen 18.4.2
tijdsduur grondwaterstanden par. 11.4
tijdsduurklassen 11.4.2
tijdstijghoogtediagram 11.4.1
titaanoxyde 6.4.5
TNO, Dienst Grondwaterverkenning par. 11.1, 11.25
toermalijn 6.10
toevallige afwijking grondwaterstand 11.3.4
tongbekken 2.5.2, 23.6.3, 23.23, 23.30
toplaagverbetering par. 21.4, par. 21.6, par. 21.7, par. 21.8, par. 21.9
topografie 21.3.4
totale afwijking grondwaterstand 11.3.4
totale worteldiepte 17.3.4
transgressie 2.5.2, 23.6.7
transpedale poriën 3.5.2
transpiratie 18.4
transporterende agentia 2.2.3
transport van lucht, hoofdstuk 12
travertijn 2.5.2
trekkracht ploegen 5.29
tridymiet 6.4.2
trilhaardier 15.18
tuffen 2.4.4
tuineerdgronden, beworteling 17.6.6

u (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
U16-getal 5.7.3
uiterst fijn zand(ig) 5.36
uiterst grof zand 5.50
uiterst humusarme (organische-stofklasse) 8.42
uitlevering 21.5.2
uitrolgrens 21.24
uitscheidingsprodukten wortels 17.4
uitvloeiingsgesteente 2.2.3, 2.4
ultisolen 6.4.3

varisciet 6.14, 6.5.4
vaste delen par. 4.1
vaste fase par. 4.1
vaste fase, dichtheid 4.28, 4.3.1
vaste-fasedichtheid grond 4.2.6
vector (virusoverdrager) 15.4.3
veen (humusvorm) 8.3.3
veen (organische-stofklassen) 8.42
veen, kritieke stijgafstand 18.40
veen, samendrukkingsconstanten 20.41
veen, vochtkarakteristieken 9.60
veen, zakking par. 20.6, par. 20.8
veengronden, beworteling 17.6.2, 17.42
veengronden, krimp en oxydatie par. 20.8
veenkoloniale gronden, pH 17.33
veenkoloniën, organische-stofghelate 8.5.4
veenmosveen, pF-curve 9.59
veen, nachtvorstgevaar, hoofdstuk 13
veenontwikkeling 2.5.4, 2.42
veensoorten, dichtheid 4.66
veldcapaciteit 9.4.3
veldkenmerken grondwatertrap 11.3.6
veldpodzolgrond, beworteling 17.3
veldpodzolgrond, vochtleverend vermogen 18.41c
veldschatting grondwatertrap 11.3.6
veldspaat, dichtheid 4.65
veldspaatvervangers 6.10
veldspaten 6.10
veldvochtige grond 4.30
venig zand (organische-stofklasse) 8.42
venige klei (organische-stofklasse) 8.42
ventilatiekanalen stadsbomen, hoofdstuk 12
verblijftijd van water 10.56
verdamping 10.1, par. 18.2
verdamping en produktie 18.1.2
verdamping, energietoestanden 10.23
verdamping, grootheden 18.4
verdampingsmethode 10.3.2
verdampingswarmtestroomdichtheid 1.3.1
verdichte bovengrond 4.71
verdichting 4.60
verdroging en grondwaterstand 18.4.6
verhang 2.5.2,35.3.4, 35.12 35.4.2
verkruimelbaarheid 5.9.6, 38.4.2, 38.11
verloop par. 3.1
vermiculiet 6.14
verschraling 21.8.2
verschuiving 2.3.1
verslemping en luchthuishouding, hoofdstuk 12
verstoring (structuur) 3.5.2, 3.24C, 3.31
verstuivingsgevaar 21.54
verticale afstand 9.31
vervormbaarheid lutumdeel 5.3.3
verwelking door microben 15.4.3
verwelkingspunt 9.4.3, 9.6
verwering (mineralen) 2.2.3, 26.3.2, 36.23
verwering 6.1.1
verwering, biotische 6.1.2
verwering, chemische 6.1.3, 6.5
verwering, fysische 6.1.2, 6.5
verweringsgrond 6.6a, 6.1.5
verweringsindexen mineralen 6.4
verwilderde rivier 2.5.2, 35.21
verzadigde doorlatendheid 10.7
verzadigde stroming 9.1.3
verzadigde zone 9.1.3
verzadiging par. 4.1
verzadigingsgraad van de poriën 20.21
vetten 8.2.2
vibrio's 15.20
viltige zode 21.7.6, 21.37
viscositeit, dynamische 10.1.2
vivianiet 6.14, 6.5.4
vlakvaaggrond, vochtleverend vermogen 18.41a
vlekken door grondwaterschommeling 11.3.6
vloeibare fase § 4.1
vochtbalans wortelzone 18.1.3
vochtbindend vermogen 5.64
vochtbindend vermogen door organische stof 8.4.1
vochtbindend vermogen lutumdeel 5.3.3
vochtgehalte 4.16
vochtgehalte, bepaling 4.77
vochtigheid 9.2.1
vochtigheid, bepaling § 4.5
vochtkarakteristiek 9.4.1
vochtkarakteristiek, toepassing 9.4.3, 9.57, 9.58b
vochtkarakteristiek, bepaling 9.4.2
vochtleverend vermogen, gradaties 18.4.1
vochtleverend vermogen 5.9.4, § 18.4
vochtlevering gelaagde ondergronden 18.4.7
vochtlevering, berekening § 18.3
vochtlevering, definitie 18.9
vochtonttrekking aan ondergrond 18.26
vochtprofiel 9.3, 9.62, 18.22
vochtspanning 9.3.1, 9.36b
vochttekort gewas 18.9
voedingshumus 8.3.2
voedingsoplossing 9.6
voelbare warmtestroomdichtheid 13.1
volume minerale delen 4.6
volume organische stof 4.7
volume poriën 4.11
volume totale grond 4.12
volume vaste fase 4.10
volume vloeibare fase 4.8
volumefractie lucht 4.17
volumefractie minerale delen 4.13
volumefractie organische stof 4.14
volumefractie poriën 4.18, 4.4.3
volumefractie vaste fase 4.15, 4.3.1
volumefractie water 4.16, 4.3.1
volumegewicht 4.2.6
volumepercentage 4.79
volumestroom 10.1.2
volumestroomdichtheid 10.1.2
volumetrisch watergehalte 4.16
volumiek 4.2.6
volumieke massa chloride in bodemoplossing 4.19, 4.4.2
volumieke massa kwarts 4.2.6
volumieke massa minerale delen 4.26, 4.4.1
volumieke massa organische stof 4.27, 4.4.1
volumieke massa stoofdroge grond 4.31, 4.4.3
volumieke massa vaste fase 4.28, 4.3.1
volumieke massa veldvochtige grond 4.30, 4.3.1
volumieke massa verzadigde grond 4.32
volumieke massa water 4.29, 4.4.2
volumieke massa, bepaling 4.4.1
volumieke massa, mineralen 4.65

voorjaarsgrondwaterstandsdiepte par. 11.5, 18.4.5
voorraadbemesting 8.53f
vormeffect zeefmethode 5.4.3
vorming humusmoleculen 8.2.3
vorst en verwering 6.1.2
vorstvaaggronden, beworteling 17.6.7
vulkanisme 2.4.4, 2.15
vuursteen 6.4.2

w (lettertoevoeging horizontcodering) 3.3.3
wadden 2.5.2, 2.39, 34.17
warmtecapaciteit 13.6
warmtecapaciteit van organische stof 13.8
warmtecapaciteit van veldvochtige grond 13.8
warmtecapaciteit van minerale delen 13.8
warmtecapaciteit van water 13.8
warmtegeleidingscoëfficiënt 13.4
warmtestroomdichtheid 13.1
warmtetransport 13.4
warmtewerking en verwering 6.1.2
warve 2.5.1, 23.6.3
wassen 8.2.2
water in de grond 9.1.3
water, belang voor bodem 9.1.1
water, dichtheid 4.4.2
water, fysiologisch belang 9.1.1
waterbalans wortelzone 18.8
waterculture 17.23
waterdichtheid grond 4.2.6
waterdikte 4.20
watergehalte 4.16
watergetal 4.25, 4.3.1
watergetal, bepaling 4.77
waterhard 11.3.6
waterkolom cm 9.3.1
waterkringloop 10.1
wateropname door wortels 17.2.1, 17.4.2
waterretentiecurve 9.4.1
waterspanning 9.28, 20.3, 20.10
waterverbruik, efficiëntie 18.2
waterverlies bij rijping 4.58
waterverlies, zakking par. 20.6
wegzijging 10.1, 18.3.3
weideveengrond, dichtheid 4.75
weideveengrond, poriënfractie 4.75
wendakkers, luchtvoorziening 12.2b
wereldvoedselprobleem, rol kunstmest 17.4.3
werkelijke verdamping 18.4
wet van Bernouilli 10.1.2
wet van Darcy 10.1.2, 10.26
wet van Fick 12.4
wet van Poiseuille 10.3.3
wet van Stokes 5.26
windafzettingen 5.9.2
windkanter 2.5.3
windlak 2.5.3
witte vlekken 6.5.4
witte zanden 7.2.1
woeler (scherpe, brede of meng-) 21.11.2
wormgangenstructuur 3.5.2, 3.24C
wortel-spruitverhouding 17.4.1
wortel-spruitwisselwerking 17.4.1
wortelaantal 17.3.1
worteladem haling 17.4.4
wortelboor 17.3.3
wortelbouw 17.2.1
wortel diepte 17.3.4
wortelgangenstructuur 3.5.2, 3.24C
wortelgroei 17.2.1
wortelharen 17.6
wortelknolletjes 15.38
wortellengte 17.3.1
wortelmisvorming door hoge weerstand 17.28
wortelmutsje 17.6
wortelparameters 17.3.1
wortelrot 15.4.3
wortels, invloed op bodemvorming 17.1.2
wortelstelsels 17.2.2
worteluitscheiding, pH-beinvloeding 17.4.2
worteluitscheidingsprodukten 17.4
wortelzone, effectieve 18.8, 18.4.4, 38.4.3

zaagsel, afbraak 8.7
zakking door krimp 20.79
zakking door oxydatie 20.80
zakking par. 20.1
zakking van veengronden par. 20.6, par. 20.8
zakkingsberekening uit N-mineralisatie 20.83
zakkingscomponenten par. 20.3
zakkingsformules, evaluatie par. 20.9
zakkingsverloop 20.4.3
zakkingsverloop bij tijdelijke ontlasting 20.36
zand 5.1.2, 5.16, 5.33
zand, beschikbaar hangwater 9.60, 18.34
zand, doorlaatkarakteristiek 10.13, 18.23
zand, korrelgrootteverdeling 5.44
zand, kritieke stijgafstand 18.40
zand, microscoopbeeld 5.3
zand, samendrukkingsconstanten 20.41
zand, stijgcurve 10.47
zand, vochtkarakteristieken 9.60
zanddeel 5.1.2, 5.13
zanddeel, eigenschappen 5.3.1
zanddek, tegengaan van nachtvorst, hoofdstuk 13
zandfractie 5.1.2, 5.2.4
zandfractie, ondergrens 5.2.3
zandgehalte van de minerale delen 5.6
zandgrofheid 5.5.3
zandgrofheidsreeks, pF 9.61b
zandgrond 5.1.2
zandgronden, mineralogie par. 7.2
zandig veen (organische-stofklasse) 8.42
zandige leem 5.34
zandmediaan 5.5.3
zandmonster 5.12
zandschijf 5.37
zavel 5.33
zavel, beschikbaar hangwater 9.60, 18.34
zavel, bodemtemperatuur, hoofdstuk 13
zavel, doorlaatkarakteristiek 10.13
zavel, korrelgrootteverdeling 5.44
zavel, kritieke stijgafstand 18.40
zavel, stijgcurve 10.47
zavel, vochtkarakteristieken 9.60
zee-afzettingen, korrelgrootteverdeling 5.32a, 5.63
zeefmethode 5.4.3
zeefvatensystem 17.2.1
zeekleigebied, textuur 5.32a, 5.63

zeekleigronden, beworteling 17.6.8, 17.42
zeer fijn zand(ig) 5.36
zeer grof zand(ig) 5.36
zeer humeus (organische-stofklasse) 8.42
zeer humusarm (organische-stofklasse) 8.42
zeer lichte zavel 5.33
zeer sterk lemig zand 5.34
zeer zware klei 5.33
zeespiegelstijging 2.5.2, 23.6.7, 23.44
zeezand, kritieke stijgafstand 18.40
Zegvelderbroek, zakking 20.82
zetting par. 20.3, par. 20.4
zettingsberekening 20.4.2
ziekten door bodemorganismen 15.4.3
zijmorene 2.5.2, 2.31
zijwortels 17.10
zilverzand 7.2.1
zirkoon 6.10
zode, viltige 21.7.6, 21.37
zodevorming op grasland 15.1.2
zout water, dichtheid 4.4.2
zuighoogte 9.3.1
zuighoogte-exponent 9.4.1
zuiging van de grond 9.3.1
zuigspanning 9.3.1
zure gesteenten 6.2.3
zuurgraad en beworteling 17.5.2
zuurgraad, invloed op bodemleven 15.5.2
zuurstofaanvoer, hoofdstuk 12
zuurstofbehoefte van microben 15.2.6
zuurstofgehalte, gewenst, hoofdstuk 12
zuurstofspanning en beworteling 17.5.3, 17.31
zwaartekracht en verwering 6.1.2
zwaartekrachtspotentiaal 9.3.2
zwaartekrachtstroming 10.5.1
zwak lemig zand 5.34
zware grond 5.5.1
zware klei 5.33
zware klei, zeshoekig scheurenpatroon 12.2a
zware mineralen 6.2.3
zware rivierklei, pF-curve 9.59
zware siltige leem 5.49
zware vruchtwisseling 5.9.6, 38.4.2
zware zandige leem 5.49
zware zavel 5.33
zware-mineralenanalyse 2.6.6
zwarte grond 3.3.2
zwarte grondkleur 6.5.2
zwarte moder 8.3.3
zwarte vlekken 6.4.5
zwavelkringloop 15.51
zweepdraden 15.21
zwel- en krimpvermogen lutumdeel 5.3.3
zwellen van klei 9.19c
zwelling van klei 6.3.2
zwerfsteen 2.5.2
zygomyceten 15.2.3

BIJLAGE C

Symbolenlijst

Bijlage C bevat:
- lijst van grootheden;
- lijst van indexen;
- lijst van horizontsymbolen;
- het complete Griekse alfabet.

Bij de grootheden en indexen zijn een aantal zeer incidenteel gebruikte symbolen en/of combinaties niet opgenomen. De lijst van indexen schept de mogelijkheid zelf combinaties te maken die nog niet in dit boek opgenomen zijn. Voorbeelden:
T_a = temperatuur van de bodemlucht;
${}^a\rho(O_2)$ = zuurstofdichtheid van de bodemlucht.
Een index als a kan als *subscript* (onderschrift), maar ook als *superscript* (bovenschrift) gebruikt worden. In het laatste voorbeeld duidt a het volume aan waarop de massa van zuurstof betrokken is. In dit voorbeeld is tevens te zien dat we *chemische formules* niet als subscript zetten, maar op dezelfde regel tussen haakjes zonder spatie; er moet gelezen worden: ${}^a\rho_{O_2}$.

In de lijst van grootheden wordt via een *itemnummer* (soms echter een subparagraafnummer) verwezen naar de plaats(en) waar de meest fundamentele informatie over de grootheid wordt gegeven; dit is vaak een definitie, maar niet altijd. De *dimensie* van een grootheid blijkt uit de vermelde SI-eenheden; in het boek worden vaak andere (overigens wel toegestane) eenheden gebruikt.

Lijst van grootheden

Symbool	Naam grootheid	SI-eenheid	Definitie in:
A	oppervlakte	m^2	4.6 e.v.
b	waterbindend vermogen van organische stof t.o.v. dat van lutum	1	20.60
C	warmtecapaciteit	J/K	13
C	samendrukkingsconstante	1	20.24
C_p	samendrukkingsconstante in de primaire periode	1	20.33
C_s	samendrukkingsconstante in de seculaire periode	1	20.33
C_1	samendrukkingsconstante tot aan de grensspanning	1	20.37
C_2	samendrukkingsconstante na de grensspanning	1	20.38
c	stofconcentratie	mol/m^3	4.19
C/N	koolstof-stikstofquotiënt (massaverhouding)	1	8.4.3
C/P	koolstof-fosforquotiënt (massaverhouding)	1	8.4.3
C/S	koolstof-zwavelquotiënt (massaverhouding)	1	8.4.3
CEC	kationenomwisselcapaciteit	mol(+)/kg	8.2.4
D	diffusiecoëfficiënt	m^2/s	10.16, 12.4
D_r	relatieve dichtheid	1	21.9.2
d	dikte (te combineren met vele indexen)	m	4.6, 18.9, 20.24
d_b	areïek bergingsvermogen	m	9.55
d_{hw}	beschikbare hangwaterdikte	m	9.54
d_w	waterdikte, areïek volume water in een laag	m	4.20
d	diameter	m	5.26
d_e	equivalente poriëndiameter	m	9.68
d_{mv}	diepte ten opzichte van maaiveld	m	–
E	verdamping, areïeke verdampingssnelheid	m/s	18.4
E_a	werkelijke verdamping, evapotranspiratie	m/s	18.4
E_i	verdamping van interceptiewater	m/s	10.1, 18.4
E_o	open-waterverdamping	m/s	18.4

Verklarend voorbeeld:

par. 4.2 = paragraaf 4.2
4.2 = item 4.2 (vraag, figuur, enz.)
4.2.1 = subparagraaf 4.2.1

Symbool	Naam grootheid	SI-eenheid	Definitie in:
E_p	potentiële verdamping, potentiële evapotranspiratie	m/s	18.4
E_s	bodemverdamping	m/s	18.4
E_t	transpiratie, plantverdamping	m/s	18.4
f	correctiefactor open-waterverdamping	1	18.11
f	massafractie	1	4.2.4
f_c	(koolzure-)kalkgehalte, carbonaatgehalte	1	4.22
f_G	grindgehalte	1	5.47
f_h of f_{hd}	organische-stofgehalte, humusgehalte (van stoofdroge grond <2 mm)	1	4.21
$f_{i,d}$	massafractie component i van stoofdroge grond	1	5.11, 5.23
$f_{i,m}$	massafractie component i van de minerale delen	1	5.11, 5.23
f_{Ld}	lutumgehalte van stoofdroge grond	1	4.23
f_{Lm}	lutumgehalte van de minerale delen	1	4.24, 5.9
$f_{L+S,m}$	leemgehalte van de minerale delen	1	5.7
f_{Sm}	siltgehalte van de minerale delen	1	5.8
f_{Zm}	zandgehalte van de minerale delen	1	5.6
$f_{16\text{-}50}$	lössgehalte	1	5.42
G	gewicht	N	9.24
g	zwaarteveldsterkte, versnelling van de zwaartekracht (= ca. 10 N/kg)	m/s²	9.21
GHG	gemiddeld hoogste grondwaterstandsdiepte	m	§ 11.2
GLG	gemiddeld laagste grondwaterstandsdiepte	m	§ 11.2
Gt	grondwatertrap	-	11.2.3
GVG	gemiddelde voorjaarsgrondwaterstandsdiepte	m	§ 11.5
H	(energie)hoogte	m	9.24
H_g	plaatshoogte	m	9.31
H_h	stijghoogte	m	9.37, 10.9
h	drukhoogte ($= H_p$)	m	9.35
h	humificatiecoëfficiënt	1	8.29
HG3	rekenkundig gemiddelde van de hoogste drie grondwaterstanden	m	11.2.1
I	indringingsweerstand	Pa	17.5.4
I_t	indringingsweerstand veldvochtige grond	Pa	17.5.4
I_{fc}	indringingsweerstand bij veldcapaciteit	Pa	17.5.4
K	doorlatendheid	$m^2\,Pa^{-1}\,s^{-1}$	10.1.2
K_i	intrinsieke doorlatendheid	m²	10.1.2
k	doorlatendheid (voor water)	m/s	10.9
k_{sat}	doorlatendheid van verzadigde grond	m/s	10.7
k	mineralisatiesnelheid	a^{-1}	8.30
LG3	rekenkundig gemiddelde van de laagste drie grondwaterstanden	m	11.2.1
m	massa (is te combineren met allerlei indexen; zie indexentabel)	kg	–
M	mediaan	m	5.5.3
M_Z = M50	zandmediaan	m	5.5.3
n	efficiëntie van het waterverbruik	$kg\,m^{-2}\,m^{-1}$	18.2
n	rijpingsfactor	1	20.60
P	neerslag, regenintensiteit	m/s	18.1.2
p	kans	–	18.14
p	druk, spanning	Pa	9.23
p_{amb}	omgevingsdruk	Pa	9.28
p_{abs}	absolute druk van het bodemwater	Pa	9.28
p_w	waterspanning; vochtspanning (bij negatieve waarden)	Pa	9.28, 20.10
pF	pF, zuighoogte-exponent	–	9.45
pH	waterstofexponent	–	–
Q	debiet, volumestroom	m³/s	10.6
q	filtersnelheid	m/s	10.7
q_a	wegzijging resp. kwel	m/s	18.26
q_c	capillaire stijgsnelheid	m/s	10.6.1
q_i	infiltratiesnelheid	m/s	10.5.1
$-q_i$	infiltratie-intensiteit	m/s	10.5.1
q_{let}	zijdelingse absorptie van structuurelementen	m/s	10.5.6
$-q_r = P$	regenintensiteit, neerslag	m/s	10.5.6
q_z	percolatiesnelheid	m/s	18.9
q	warmtestroomdichtheid	W/m²	13.1
R_b	hydraulische weerstand van een korst	s	10.36
r	straal van cylindrische porie	m	10.17

Symbool	Naam grootheid	SI-eenheid	Definitie in:
s	ruimtecoördinaat in de richting van de stroming	m	10.9
s	massieke oppervlakte	m^2/kg	5.52 e.v.
s	afwijking	–	11.3.4, 18.13
T	temperatuur	K	–
t	tijd	s	–
U_p	potentiële energie	J	9.21
U_s	U-getal van de deeltjes van een subklasse	1	5.57
U_{16}	U16-getal	1	5.7.3
V	volume (voor combinaties: raadpleeg indexentabel)	m^3	4.6 e.v.
v	stroomsnelheid	m/s	10.55
v	massiek volume	m^3/kg	20.50
w	watergetal, massaverhouding water en vaste fase	1	4.25
w_{sat}	watergetal van verzadigde grond	1	20.46
X	aanvoer van vers, droog organisch materiaal per jaar	$kg\,m^{-2}\,a^{-1}$	8.29
Y	humusvoorraad	$kg\,m^{-2}$	8.30
Z	zakking	m	20.24
Z_i	zakking door inklinking	m	20.24
Z_k	zakking door krimp	m	20.53
Z_o	zakking door oxydatie	m	20.80
Z_z	zakking door zetting	m	20.24
z	verticale afstand	m	9.21
z_k	kritieke stijgafstand	m	18.40
z_n	verticale afstand tussen een punt met drukhoogte h_n en een referentiepunt met drukhoogte h_o	m	10.26
Δ	verschil	–	–
η	dynamische viscositeit	Pa.s	5.26, 10.1.2
θ	volumefractie water, vochtgehalte (= ϕ_w)	1	4.16
θ_{fc}	vochtgehalte bij veldcapaciteit	1	9.4.3
θ_{wp}	vochtgehalte bij verwelkingspunt	1	9.4.3
λ	warmtegeleidingscoëfficiënt	$W\,m^{-1}\,K^{-1}$	13....
ρ	dichtheid, volumieke massa (te combineren met vele indexen; er volgen 10 voorbeelden)	kg/m^3	4.2.6
ρ_d	dichtheid van stoofdroge grond	kg/m^3	4.31
ρ_h	dichtheid van organische stof	kg/m^3	4.27
$^b\rho_h$	organische-stofdichtheid van de grond	kg/m^3	4.78, 20.77
ρ_m	dichtheid van de minerale delen	kg/m^3	4.26
$^b\rho_m$	minerale dichtheid van de grond	kg/m^3	4.78, 20.72
ρ_{m+h}	dichtheid van de vaste fase	kg/m^3	4.28
ρ_t	dichtheid van veldvochtige grond	kg/m^3	4.30
ρ_w	dichtheid van water	kg/m^3	4.29
$^b\rho_w$	waterdichtheid van de grond	kg/m^3	4.78
$^b\rho$(NaCl eq)	dichtheid van chloride (als NaCl) in de bodemoplossing	kg/m^3	4.19
σ	normale spanning	Pa	20.3
σ_k	korrelspanning	Pa	20.15
σ_{kb}	korrelspanning aan de bovenkant van de samendrukbare laag	Pa	20.25
σ_{kg}	grensspanning	Pa	20.39
σ_{ko}	korrelspanning aan de onderkant van de samendrukbare laag	Pa	20.25
$\overline{\sigma}_k$	bestaande, gemiddelde korrelspanning in de samendrukbare laag	Pa	20.24
$\Delta\sigma_k$	toename van de korrelspanning	Pa	20.24
σ_t	grondspanning, normale totaalspanning	Pa	20.4
σ	oppervlaktespanning van water	N/m	9.14
Φ	massastroomdichtheid	$kg\,m^{-2}\,s^{-1}$	12.4
ϕ of φ	volumefractie (te combineren met vele indexen; er volgen vier voorbeelden)	1	4.2.2
ϕ_a	luchtgehalte	1	4.17
ϕ_{m+h}	volumefractie vaste fase	1	4.15
ϕ_p	poriënfractie, porositeit	1	4.18
$^a\phi(O_2)$	volumefractie zuurstof van de bodemlucht	1	12.1
χ	fractie van de totale oppervlakte waarin water aanwezig is	1	20.19
ψ	potentiaal van het bodemwater	J/kg	9.22
ψ_g	zwaartekrachtspotentiaal	J/kg	9.30

lijst van indexen

Index	Omschrijving	Gebruikt bij:
a	aan- en afvoer	q
a	actueel	E
a	lucht	d, m, V, ρ, ϕ (ook superscript)
abs	absoluut	p
amb	omgeving	p
b	berging	d
b	betrokken op gehele medium	ρ, ϕ (superscript)
b	bovenkant	p_w, σ
b	korst	R
c	capillair	d, q
c	carbonaten	f, m
d	stoofdroge grond (soms kleiner dan 2 mm)	f, m, V, ρ
e of eq	equivalent	$d, {}^b\rho$(NaCl eq)
eff	effectief	ρ, ϕ
fc	veldcapaciteit	h, l, w, θ
G	grinddeel	f
g	gas	D
g	gravitatie	H, ψ
g	grens	σ
gem	gemiddeld	t, v
h	hydraulisch	H, ψ
h	organische stof	d, f, m, V, ρ, ϕ
hw	hangwater (beschikbaar)	d, w, θ
i	component i	f, m
i	infiltratie	q
i	inklinking	Z
i	interceptie	E
i	intrinsiek	K
irr	toegediend	c, V
k	klei	o.a. m
k	korrel	σ
k	krimp	Z
k	kritiek	z
L	lutumdeel (-fractie)	f
L+S	leemdeel	f
lat	zijdelings	q
m	minerale delen (soms zonder carbonaten	d, m, f, V, ρ, ϕ
m+h	vaste fase	d, m, V, ρ, ϕ
macro	macroporiën	k
micro	microporiën	k
mv	maaiveld	d
n	willekeurig aantal	z
o	onderkant	p_w, σ
o	open water	E
o	oxydatie	Z
p	poriën	d, V, ϕ (ook superscript)
p	potentieel	E, U
p	primair	C
perc	doorgestroomd	c, V
R	rechts	p
r	relatief	D
r	regen	q
S	siltdeel	f
s	bodem	E
s	seculair	C
s	subklasse	U
s	vaste stof	m, V, ϕ
sat	verzadigde grond	k, m, w, θ, ρ
t	transpiratie	E
t	veldvochtige grond	$d, m, l, V, \rho, \sigma, \phi$ (ook superscript)
v	veen	o.a. m
w	water	d, m, V, ρ
wp	verwelkingspunt	h, w, θ
y	component y	o.a. m
Z	zanddeel	f, M
z	zand	o.a. m
z	z-coördinaat, neerwaarts	q
z	zetting	Z
16	16–2000 µm	U
1	vóór	vele grootheden
2	na	vele grootheden

Lijst van horizontsymbolen

In de voorpublikatie 'Bodemnatuurkunde' van 1985 was in tekst en tekstfiguren nog de horizontnomenclatuur volgens De Bakker & Schelling (1966: 62-65) gebruikt. In hoofdstuk 3 van deze uitgave wordt een nieuwe nomenclatuur ingevoerd bij de totstandkoming waarvan overleg tussen de Stichting voor Bodemkartering en de Vakgroep Bodemkunde en Geologie van de Landbouwuniversiteit geweest is. Het is mogelijk dat bij deze tweede druk van de voorpublikatie 'Bodemnatuurkunde' niet op alle plaatsen de horizontcodering aangepast is. Voor twijfelgevallen wordt verwezen naar § 3.3 in het bijzonder naar de tabellen 3.11 t/m 3.15.

Hoofdhorizonten

0 Een moerige horizont, liggend boven een A- of een E-horizont en bestaande uit in aëroob milieu opgehoopte resten van voornamelijk bovengrondse plantedelen in verschillende stadia van omzetting (*strooisellaag*).

A Een minerale of moerige horizont waarin de organische stof geheel of vrijwel geheel is omgezet. In 'natuurlijke' situaties ligt een A-horizont direct onder de O-horizont, in cultuurgronden is het de bovenste horizont (*bovengrond, teelaarde of zwarte grond*).

E Een minerale horizont die door verticale (soms laterale) uitspoeling verarmd is aan kleimineralen en/of sesquioxyden. Meestal heeft hij één lager humusgehalte dan de bovenliggende horizont en is daardoor lichter van kleur (*uitspoelingshorizont*, die in podzolgronden wel *loodzandlaag* wordt genoemd).

B Een minerale (soms moerige) horizont waarin een of meer van de volgende kenmerken voorkomen:
1. inspoeling van kleimineralen, sesquioxyden of humus uit hoger liggende horizonten, al dan niet in combinatie;
2. (bijna) volledige homogenisatie met bovendien zodanige veranderingen dat
   a. nieuwvorming van kleimineralen is opgetreden,

en/of
b. sesquioxyden zijn vrijgekomen, of
c. een blokkige of prismatische structuur is ontstaan.

(*inspoelingshorizont* die in podzolgronden wel *oerbank*, in verweringsgronden wel *kleur-B en structuur-B* genoemd wordt, in brikgronden wordt geen praktijkterm gebruikt).

C Een moerige of minerale laag (uitgezonderd vast gesteente), die weinig of niet is veranderd door bodemvormende processen, die een O-, A-, E- en B-horizont zouden kunnen doen ontstaan.

R Vast gesteente.

Overgangshorizonten
Er worden alleen AB, AE, AC, EB en BC onderscheiden.

Lettertoevoegingen

a Geeft aan dat een horizont of laag geheel of voor een groot deel bestaat uit door de mens van elders aangevoerd materiaal.

b Aanduiding bij O-, A-, E- en B-horizonten, die na de bodemvorming met een sediment of een antropogeen dek zijn begraven.

c Aanduiding bij Ag- en Cg-horizonten die extreem ijzerrijk zijn.

e Aanduiding bij B- of C-horizonten met kenmerken van ontijzering.

g Aanduiding bij minerale horizonten met roestvlekken.

h Bij A-horizonten de aanduiding voor de niet-verwerkte variant van deze horizont, bij de B-horizont aangevend dat humus is ingespoeld.

i Aanduiding bij C-horizonten voor half en minder gerijpt materiaal.

p Aanduiding voor door de mens bewerkte horizonten.

r Aanduiding bij minerale en moerige horizonten die geheel 'gereduceerd' zijn.

s Aanduiding bij podzol-B-horizonten die sesquioxyden bevatten.

t Aanduiding bij B-horizonten waarin lutum is ingespoeld.

u Toevoeging achter de code voor een hoofdhorizont die geen andere kleine-lettertoevoeging heeft, maar wel wordt onderverdeeld.

w Aanduiding bij:
- B-horizonten die gehomogeniseerd zijn en al dan niet een pedale bodemstructuur hebben;
- C-horizonten in zavel- en kleigronden met een blokkige structuur;
- verweerde moerige horizonten.

Cijfertoevoegingen
voor de code:
Het cijfer 2 (of, indien nodig 3, 4, ...) wordt voor de code gezet als de ondergrond(en) uit lithologisch (mineralogisch enz.) afwijkend materiaal bestaat. Het cijfer 1 wordt niet weggelaten ook al zou het vanzelfsprekend zijn, zoals bij een bovenste horizont.

achter de code:
De bodemhorizonten kunnen verder worden onderverdeeld door achtervoeging van cijfers. Zo kan men een Ah-horizont splitsen in een Ah1, Ah2, enz.

Het complete griekse alfabet:

	romein o.k.	*romein kap.*	*cursief o.k.*	*cursief kap.*
alfa	α	Α	*α*	*Α*
bêta	β	Β	*β*	*Β*
gamma	γ	Γ	*γ*	*Γ*
delta	δ	Δ	*δ*	*Δ*
èpsilon	ε	Ε	*ε*	*Ε*
zêta	ζ	Ζ	*ζ*	*Ζ*
êta	η	Η	*η*	*Η*
thêta	θ	Θ	*θ*	*Θ*
iôta	ι	Ι	*ι*	*Ι*
kappa	κ	Κ	*κ*	*Κ*
la(m)bda	λ	Λ	*λ*	*Λ*
mu	μ	Μ	*μ*	*Μ*
nu	ν	Ν	*ν*	*Ν*
xi (ksi)	ξ	Ξ	*ξ*	*Ξ*
omikron	ο	Ο	*ο*	*Ο*
pi	π	Π	*π*	*Π*
rhô	ρ	Ρ	*ρ*	*Ρ*
sigma	σ	Σ	*σ*	*Σ*
tau	τ	Τ	*τ*	*Τ*
upsilon	υ	Υ	*υ*	*Υ*
fi	ϕ of φ	Φ	*ϕ* of *φ*	*Φ*
chi	χ	Χ	*χ*	*Χ*
psi	ψ	Ψ	*ψ*	*Ψ*
omega	ω	Ω	*ω*	*Ω*