

NN31803.004

*Geologisch en hydrologisch
onderzoek in
Noord-Limburg*

De geohydrologische gesteldheid van
Noord-Limburg

N. A. DE RIDDER

en

P. HONDIUS

Onderzoek van grondwaterstromingen
in het Lollebeekgebied

L. F. ERNST

INSTITUUT VOOR CULTUURTECHNIEK EN WATERHUISHOUDING

MEDEDELING 4

1958



Aansluitend op Mededeling 3 van het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding worden in deze mededeling in de eerste plaats de resultaten besproken van het geohydrologisch onderzoek, verricht onder leiding van Dr. DE RIDDER, verbonden aan de hoofdafdeling Waterhuishouding. In het tweede artikel behandelt Drs. ERNST, hoofd van de Afdeling Fysica de mogelijkheden van wateraanvoer in Noord-Limburg. Beide artikelen verschenen in enigszins gewijzigde vorm in het verslag over 1955-1957 van de Commissie voor Agrarische Belangen in Limburg.

32
107

DE GEOHYDROLOGISCHE GESTELDHEID VAN
NOORD-LIMBURG

Dr. N. A. DE RIDDER EN P. HONDIUS



SUMMARY

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS
IN THE NORTHERN PART OF LIMBURG

This report presents the results of a hydrogeological survey in the northern part of Limburg. For a better understanding of the geological structure of this region 54 deep drillings were carried out to a depth of about 40 m. Stratigraphic patterns are described in terms of general character, lateral persistence, thickness and permeability. A tectonic map, isopach maps of the fine-grained top layers and coarse-grained subsoil layers as well as a permeability map are discussed.

INLEIDING

De hydrologische onderzoeken, die aan de eventuele uitvoering van een cultuurtechnisch project vooraf dienen te gaan, vallen in twee delen uiteen:

1. Het verzamelen van de basisgegevens nodig voor het opstellen van het wateraanvoer- en verdeelsysteem.

Dit onderzoek omvat onder meer:

- het vervaardigen van verdrogings- en verstuiwingskaarten, grondwaterstandskaarten en hoogtekaarten;
- het bestuderen van geologische bouw en hydrologische eigenschappen van de diepere bodemprofielen;
- het bestuderen van de hoeveelheid water die voor de optimale produktie nodig is;
- het bepalen van de afvoeren van beken;
- het bepalen van bodemconstanten, zoals het horizontaal geleidend vermogen (kD-waarde) en de verticale en radiale weerstanden, die door de grondwaterstroming overwonnen moeten worden.

2. Het opstellen van een wateraanvoerplan.

Dit plan moet de methoden omvatten volgens welke de verschillende gronden van water moeten worden voorzien. Voorts dienen er richtlijnen in te worden aangegeven ten aanzien van de tracés en afmetingen van de wateraanvoerleidingen, welke weer samenhangen met de hoeveelheid water, die per gebiedsdeel verbruikt mag worden.

Om de verdroging en verstuiwing in Noord- en Midden-Limburg te bestrijden is een groots opgezet wateraanvoerplan ontworpen, waarvoor reeds gedurende een aantal jaren intensief onderzoek wordt verricht. Het mag bekend worden verondersteld, dat bij de aanvoer en verdeling van het water rekening gehouden dient te worden met verliezen, die in hoofdzaak veroorzaakt worden doordat water in de ondergrond wegzakt zonder aan de planten ten goede te komen. Deze wegzijging is afhankelijk van de samenstelling van het bodemprofiel tot grotere diepte dan tot waar de beworteling reikt. Verder is bij infiltratie de bepaling van sloot- en buisafstanden belangrijk, welke

- 6 NOV. 1964

Wn 561 000 *

afstanden eveneens samenhangen met de eigenschappen van het bodemprofiel. In verband hiermede is gedurende de laatste jaren een vrij uitvoerig onderzoek verricht naar de geohydrologische gesteldheid van Noord-Limburg.

UITVOERING VAN HET ONDERZOEK

Met de uitvoering van de voor dit onderzoek nodige diepboringen werd in april 1952 een aanvang gemaakt. De eerste 14 boringen werden in het stroomgebied van de Lollebeek geplaatst. In de volgende jaren werd het veldwerk voor het overige deel van Noord-Limburg voortgezet, maar het moest voor het verrichten van pompproeven enkele malen worden onderbroken. In totaal werd een gebied van ca. 480 km² verkend, welk terrein begrensd wordt door de breedtecirkel over Smakt in het noorden, de rijksgrens met Duitsland in het oosten, de breedtecirkel over Venlo in het zuiden en de provinciale grens met Noord-Brabant in het westen (zie figuur 1).

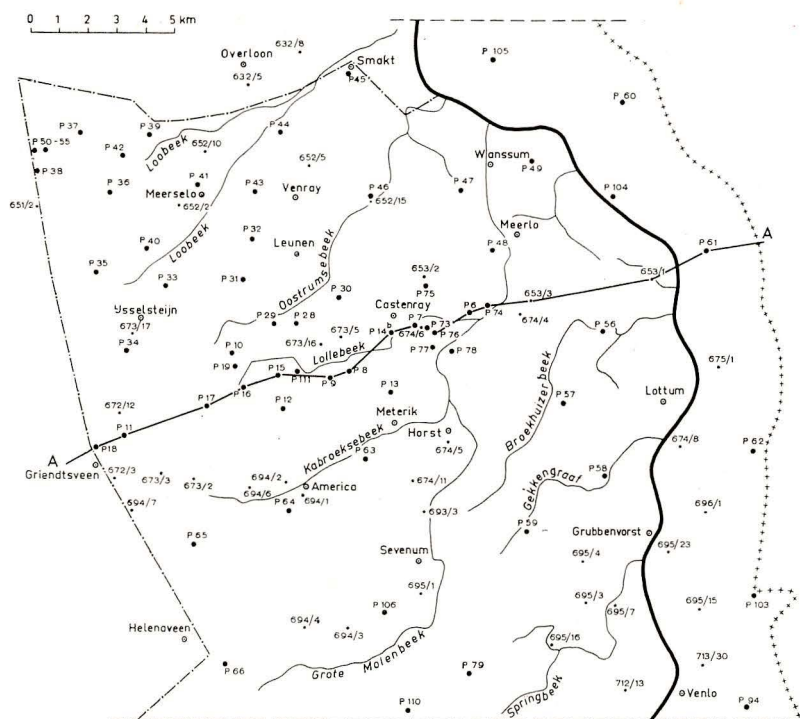


FIG. 1. LOKATIE- EN PROFIELKAART VAN NOORD-LIMBURG. De met een P genummerde boringen zijn door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding uitgevoerd. De onder een kaartblad- en volgnummer aangegeven boorpunten zijn gegevens ontleend aan het boorarchief van de Geologische Dienst te Haarlem

In het onderhavige gebied zijn in totaal 54 boringen tot maximaal 40 m diepte uitgevoerd, welke boringen geprojecteerd zijn tussen de voor herbewerking uitgekozen boorgegevens ontleend aan het archief van de Geologische Dienst in Haarlem. De

boringen aangeduid met een P-nummer zijn verricht door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding; de boringen vermeld onder een kaartblad- en volgnummer achter de breukstreep zijn de bij de Geologische Dienst geregistreerde gegevens van derden.

De in eigen beheer uitgevoerde boringen hebben niet alle de einddiepte van 40 m bereikt. Dit vindt zijn oorzaak in het feit, dat in bepaalde gebieden het miocene groenzand ondiep voorkomt. Waar dit laatste het geval is, werden de boringen na enkele meters in dit sediment te zijn doorgedrongen gestaakt, omdat het bekend is, dat deze formatie niet alleen zeer dik, maar bovendien tamelijk homogeen van samenstelling is. In enkele gevallen moest een boring op minder dan 40 m diepte beëindigd worden in een niet of zeer moeilijk te doorbreken steenbank of harde kleilaag.

Naast de samenwerking met de Geologische Dienst, waar door specialisten de ouderdom van de aangeboorde afzettingen werd bepaald, is contact onderhouden met het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening in Den Haag. Door dit instituut is het chemisch onderzoek verricht van de in de meeste boringen op grotere diepte onttrokken grondwatermonsters. Voorts dient hier de samenwerking vermeld te worden met het Archief voor Grondwaterstanden T.N.O. te Den Haag, welke instelling filters en stijgbuizen beschikbaar stelde, zodat nagenoeg alle boringen tot waarnemingsputten konden worden ingericht.

Het granulometrisch en chemisch onderzoek van de boormonsters vond plaats in het laboratorium van het Instituut voor Bodemvruchtbaarheid te Groningen.

Met het voortschrijden van het veldwerk bleek al spoedig, dat het breuksysteem in de ondergrond ingewikkelder was dan aanvankelijk op grond van oudere gegevens werd vermoed. Dit klemde te meer, omdat met het wijde boornet en de beschikbare tijd slechts een verkenning van de bouw van de ondergrond bereikt kon worden; detailonderzoek blijft nodig. Niettegenstaande de onvermijdelijke onvolledigheden was het mogelijk een aantal profieltekeningen en kaarten te vervaardigen, die het verloop van de storingen en de verbreiding der geologische formaties nauwkeuriger weergeven dan voordien bekend was.

TOPOGRAFIE

In het hoge westelijke deel van het verkende gebied treft men nagenoeg vlak terrein aan. Oostelijk hiervan wordt het vrij vlakke bodemreliëf doorsneden door aanvankelijk flauw ontwikkelde, doch noordoostwaarts dieper ingesneden en in breedte toenemende beekdalen. Verspreid over het terrein komen lage stuifduincomplexen voor. Deze duincomplexen nemen langs de Maas in aantal en betekenis toe.

Het terrein is het hoogst in het zuidwestelijke deel bij Helenaveen, namelijk ca. 32 meter +N.A.P. Het daalt zeer geleidelijk in noordelijke en noordoostelijke richting naar de Maas tot ca. 15 meter +N.A.P. af, overeenkomstig de stroomrichting van ondervolgende beken, welke de natuurlijke afwatering van het gebied verzorgen, te weten: Loobeek, Oostrumsebeek, Lollebeek, Grote Molenbeek, Gekkengraaf en Molenbeek. Deze beken monden in de Maas uit (zie figuur 1).

TEKTONIEK

Met de beschikbare boorapparatuur tot 40 meter konden uiteraard alleen die storingsen met een vrij grote mate van nauwkeurigheid worden opgespoord, welke hebben doorgewerkt tot in het Pleistoceen. Bijna overal werd het Pleistoceen doorboord.

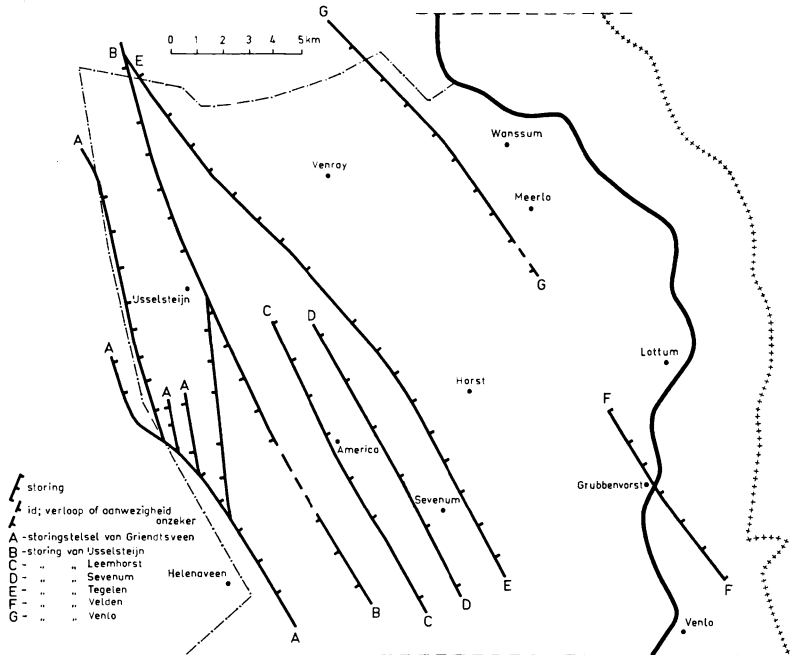


FIG. 2. TEKTONISCHE OVERZICHTSKAART. De aanwezigheid en de richting van de aangegeven storingsen en breuken in de ondergrond zijn vastgesteld op grond van de variaties in de diepteligging van de top van het Mioceen

Gebleken is dat tengevolge van tektonische bodembewegingen, de volgende geomorfologische eenheden in de ondergrond zijn te onderscheiden (zie figuur 2):

1. De Peelhorst. Deze is noordwest-zuidoost gericht. De Peelhorst is een opgeheven schol, in het westen begrensd door de Peelrandbreuk en in het oosten door de storing van Tegelen. Overlangse breuken hebben de Peelhorst verbrokken en onderverdeeld volgens:

- een westelijke hoge schol, voorkomende buiten het verkende gebied in Noord-Brabant, begrensd door de Peelrandbreuk en de storing van Griendtsveen;
- de slenk van Griendtsveen, een verzonken middengedeelte van de Peelhorst, tussen de storing van Griendtsveen en de storing van IJsselsteijn;
- een oostelijke hoge schol, begrensd door de storingsen van IJsselsteijn en Tegelen. In het zuidelijke deel van deze schol zijn door de storingsen van Leemhorst en Sevenum een tweetal breuktrekken gevormd, welke snel in zuidoostelijke richting wegduiken.

2. De slenk van Venlo, in welke slenk aan de hand van de beschikbare gegevens aanwijzingen werden verkregen voor de aanwezigheid van nog een tweetal storingen, te weten de storing van Venlo in het noorden en de storing van Velden in het zuiden*). Het blokdiagram van figuur 3 geeft een schematisch beeld van de opgeheven en verzonken delen van de Peelhorst.

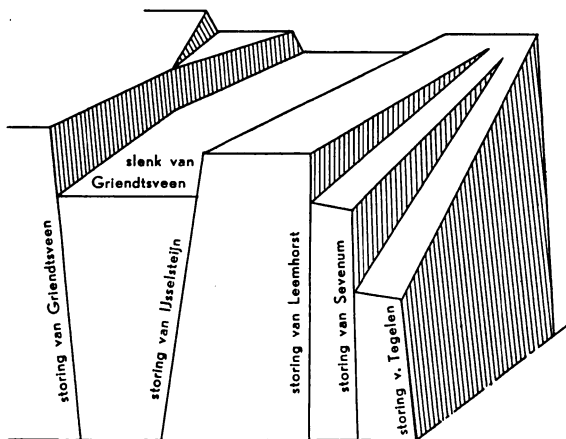


FIG. 3. SCHEMATISCH BLOKDIAGRAM VAN DE PEELHORST

Op het noordelijke deel van de oostelijke hoge schol van de Peelhorst en verder op de rug tussen de storingen van IJsselsteijn en Leemhorst, werd de top van het Mioceen aangeboord op diepten variërend van 18–22 meter beneden maaiveld, waaruit de tamelijk horizontale ligging blijkt. In de slenk van Griendtsveen daarentegen werd het groenzand aangetroffen op diepten van 22–49 meter onder maaiveld, e.e.a. zeer waarschijnlijk als gevolg van een verbrokkeling van de lagen door een aantal kleine nevenstoringen en een zwakke scheefstelling. Ter hoogte van boring P 65 heeft een daling van de top van het groenzand plaats zowel naar het noordwesten, als naar het zuidoosten. Uit oude boringen in de slenk van Venlo is een verbuiging van het Mioceen gebleken, namelijk bewesten Kastenraai werd het op 58 meter onder maaiveld gevonden en in het zuidoostelijke deel nabij Venlo op 84,50 meter beneden maaiveld; er heeft dus in deze slenk een daling van het Mioceen naar het zuidoosten plaats. De sterk variërende diepteligging van de top van het Mioceen komt duidelijk in figuur 4 tot uitdrukking.

Voorts moge worden vermeld, dat de storing van Tegelen ten noorden van het gekarteerde gebied scherfvormig in de storing van IJsselsteijn overgaat; de beschikbare tektonische kaarten hebben dit niet aangegeven, zie o.a. figuur 2.

GEOLOGIE EN LITHOLOGIE

In volgorde van sedimentatie van de lagen, zal eerst de oudste afzetting welke met eigen boringen werd aangetroffen, namelijk het mariene Mioceen, worden besproken.

*) Bij het ter perse gaan van deze Mededeling zijn nieuwe gegevens bekend geworden waaruit blijkt, dat het breukpatroon in deze slenk ingewikkelder is dan in fig. 2 werd aangegeven. In een volgende Med. zal hierop nader worden ingegaan.

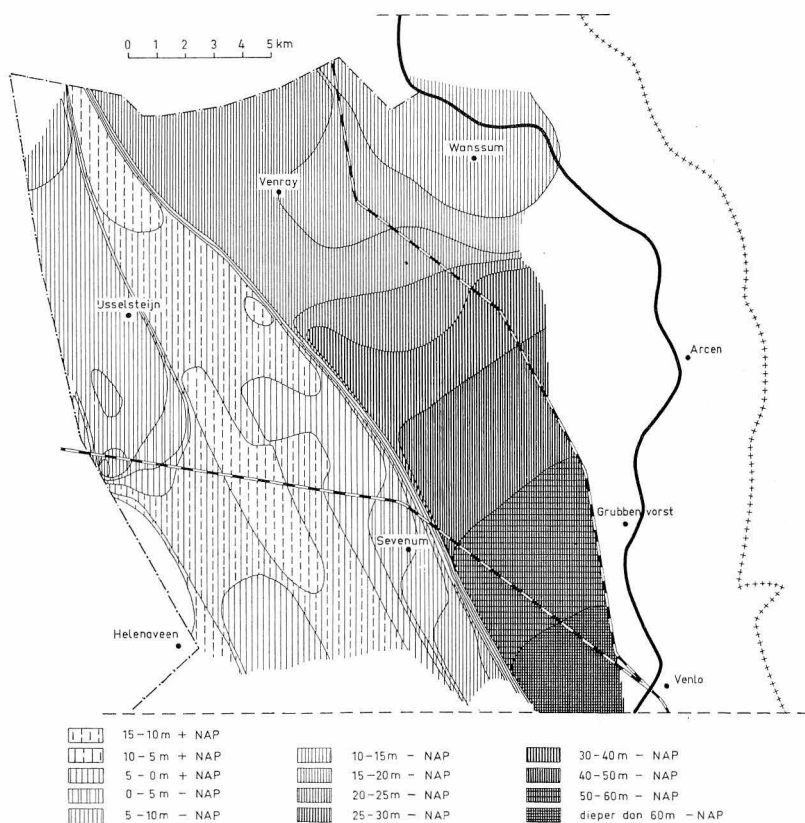


FIG. 4. OVERZICHTSKAART VAN DE DIEPTELIGGING VAN DE TOP VAN HET MIOCEEN T.O.V. N.A.P. Opvallend zijn de tamelijk horizontale ligging van dit oppervlak op het noordelijke deel van de hooggelegen Peelschol en de sterke daling in zuidoostelijke richting in de slenk van Venlo

1. Mioceen

Het *mariene Mioceen* bestaat doorgaans uit een tamelijk homogeen pakket middel-fijn, door glauconiet groen gekleurd zand. Het is slib- en glimmerrijk, daarbij goed gesorteerd in de fracties 105-150 μ en 75-105 μ . Het U-cijfer bedraagt ongeveer 80-85. Plaatselijk komen zeer lichte, groen gekleurde kleilagen voor of is het sediment iets grover van samenstelling. Fijn grind werd bij hoge uitzondering aangetroffen, alsmede brokjes bruinkool en ijzercarbonaatconcreties. Op de top van de laag komt lokaal een grauwbriune samengekitte zandoerbank voor met sporadisch een schelpafdruk; deze bank kan zeer hard zijn. Het mariene Mioceen is doorgaans flink uitgeloozd (pH gemiddeld 5,4). Het sediment werd overal in de ondergrond aangetroffen. De dikte van de afzetting bedraagt op de Peelhorst meer dan 100 meter. Gegevens dienaangaande voor de slenk van Venlo staan ons helaas niet ten dienste. Het Mioceen is hydrologisch zeer belangrijk. Op grond van de slibrijkdom waardoor het voor water nagenoeg ondoorlatend is (zie hieronder bij HYDROLOGIE), moet het Mioceen worden opgevat als de afsluitende onderlaag van de watervoerende zandpakketten welke daarop zijn afgezet.

2. Pliocene

Op het mariene Mioceen is het *continentale Pliocene* tot afzetting gekomen. In het noorden zijn aanwijzingen gevonden, dat de kustlijn ten tijde van de sedimentatie van het Pliocene dichtbij geweest moet zijn.

De afzettingen uit het Pliocene zijn door toenmalige rivieren onder sterk wisselende stroomsnelheden gedeponeerd; er zijn namelijk lagen onderscheiden variërend van donkergrijs sterk doorlatend zeer grof zand ($U < 20$), tot ondoorlatende grauwe compacte kleien, in enkele gevallen kleien met slibgehalten groter dan 85 %. Het sedimentatieritme zowel van het grove, als van het fijne zand is aan schommelingen onderhevig; de componenten van beide afzettingen kunnen nu eens goed, dan weer slecht gesorteerd zijn. Verwacht moet worden, dat sommige kleibanken zich in horizontale richting tot een aaneengesloten pakket hebben verbreid. De grove zanden zijn veelal grindhoudend.

De donkergrijze en grauwe kleuren wijzen op bijmenging met organisch materiaal; de kleilagen zijn als regel humushoudend, sommige zelfs venig. Ingekoold houtresten en ijzercarbonaatconcreties komen vaak voor.

De pliocene afzettingen welke over het geheel genomen vrij sterk zijn uitgelooagd en dientengevolge zuur reageren (pH gemiddeld 5,8), zijn het dikst ontwikkeld in de slenk van Venlo (ca. 30–40 meter); op de Peelhorst is het Pliocene dunner, in het zuidelijke deel ontbreekt het zelfs geheel.

3. Tiglien

Op het Pliocene zijn in het Oud Pleistoceen de afzettingen van het *Tiglien* gedeponeerd. Het Tiglien is aangetroffen in de zuidoosthoek van het gebied beoosten de storing van Velden, verder in de slenk van Venlo onder Kastenraai en pleksgewijze ten oosten van de storing van Tegelen. Op de Peelhorst werden geen tiglienafzettingen gevonden. In het zuidoostelijke deel van het terrein is de afzetting meer dan 30 meter dik (boring P 62). Het sediment bestaat voornamelijk uit sterk doorlatende grijze tot donkergrijze middelgrove tot matig grove zanden (U 20–50), met lokaal ingeschakelde matig doorlatende fijne zanden (U 50–80), dan wel ondoorlatende min of meer humeuze zware lemen en kleien. De grove zanden zijn grindhoudend tot grindrijk. Vaak komt fijn verdeeld hout voor en in de kleibanken bruingele leemijzerconcreties met een hoog carbonaatgehalte. Het Tiglien is doorgaans kalkarm, met een gemiddelde pH van 6,2.

Op grond van het pleksgewijze voorkomen van het Tiglien en het verloop van de top van de pliocene afzettingen, is aan te nemen, dat tijdens de sedimentatie van het hierna te bespreken Grinddiluvium, een zo sterke erosie van het toenmalige landoppervlak moet hebben plaatsgevonden, dat het Tiglien grotendeels is opgeruimd en gedeeltelijk ook het Pliocene.

4. Grinddiluvium

De afzettingen van het *Grinddiluvium*, waaronder worden begrepen zowel de *Zone van Veghel*, als de *Zone van Grubbenvorst*, dateren uit de voorlaatste ijstijd namelijk het Rissglaciaal. In het Risstijdperk worden twee koudeperiodes onderscheiden met ertussen een koel interstadiaal. De sedimentatie van de Zone van Veghel welke ge-

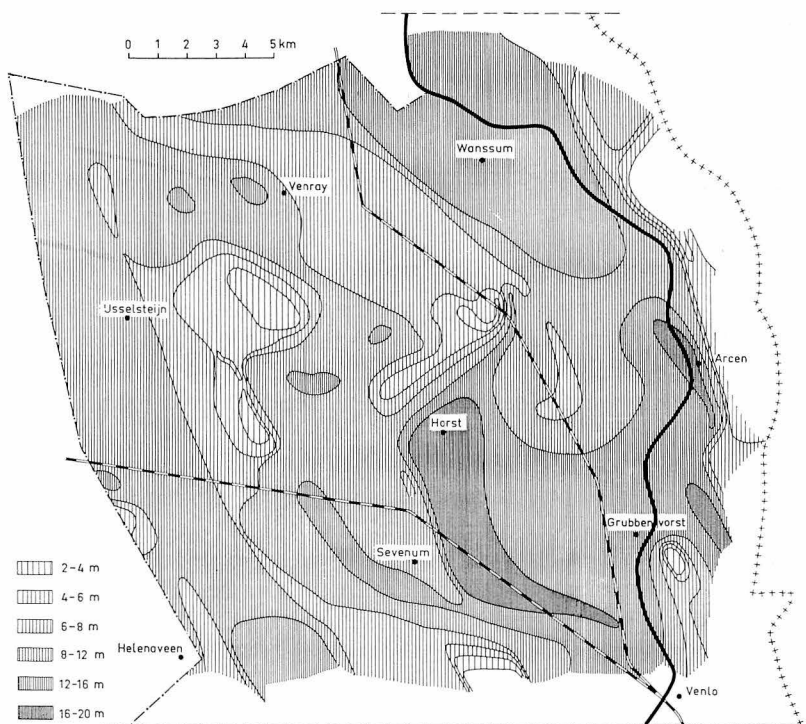


FIG. 5. ISOPACHENKAART VAN HET GRINDDILUVIUM (gecombineerde Zones van Veghel en Grubbenvorst)

middeld 8 meter dik is, had plaats in het Riss I, de afzetting van de Zone van Grubbenvorst met een gemiddelde dikte van 11 meter, dateert ongeveer uit het Riss II. De Zone van Grubbenvorst is derhalve jonger en deze is op te vatten als een oude dal-opvulling van de Maas; aan de sedimentatie hiervan is een opruiming der oudere formaties tot ongeveer N.A.P.-hoogte voorafgegaan. De Grubbenvorstzone wordt in de ondergrond van het oostelijke deel van het gebied aangetroffen, ter weerszijden van de Maas; de grootste verspreiding komt echter westelijk van de huidige stroomloop voor.

In beide formaties hebben grijze middelgrove tot matig grove zanden de overhand (U 20-50); zij zijn grindrijk, veelal slecht gesorteerd en slibarm. Bij hoge uitzondering komen inschakelingen van fijn zand en sporadisch dunne kleibandjes voor. Het Veghelpakket van boring P 17 bestaat geheel uit matig fijn zand (U gemiddeld 64). De sedimentatie van het nu eens goed, dan weer slecht gesorteerde grof-klastische materiaal heeft uiteraard plaats gevonden onder wisselend sterke stroomsnelheden. Door de grof poreuze samenstelling zijn beide afzettingen sterk doorlatend, waardoor ook de uitloging der lagen wordt vergemakkelijkt. De oudere Zone van Veghel is het sterkst uitgeloozd (pH gemiddeld 5,3) de bodemreactie van de jongere Zone van Grubbenvorst is minder zuur (pH gemiddeld 5,9). Over het geheel genomen bevat de Zone van Veghel een weinig meer grind dan de Zone van Grubbenvorst; de gemiddelde grindgehalten bedragen resp. 24 en 18 %. De dunste afzettingen uit de Veghelzone (< 4 meter) zijn aangetroffen bij de boringen P 28, P 29, P 31 en P 79 op de oostelijke hoge schol van de Peelhorst en verder ten oosten van Kastenraai bij boring P 6, waar

het Tiglien is aangeboord. Ter weerszijden van de oostelijke hoge schol, dus in de slenk van Griendtsveen en in het overige deel van de slenk van Venlo, is de Veghelafzetting doorgaans meer dan 8 meter dik (zie figuur 5).

Het Grinddiluvium als geheel is arm aan kalk en humus. Zeer plaatselijk komen in de Veghelzone dunne leembandjes voor; merkwaardig is de aanwezigheid van een zware leemlaag in deze afzetting van een wisselende dikte van 1,50–5,50 meter op de breuktrede gevormd door de storingen van Leemhorst en Sevenum, op een diepte van ongeveer 15–22 meter beneden maaiveld.

5. Zanddiluvium

Het heersende koude klimaat en de ijle vegetatie gedurende de laatste ijstijd, het Würmglaciaal, hebben geleid tot het ontstaan van eolische sedimenten (afzettingen door wind en sneeuwstormen). Deze sedimenten worden in het algemeen samengevat onder de naam *Zanddiluvium*. Het komt doorgaans voor als een matig tot slecht doorlatend, geelgrijs middelfijn tot matig fijn zand (U 50–120); het is over het geheel genomen goed gesorteerd, min of meer slibhoudend en soms een weinig stoffig door bijmenging met componenten van de fractie 16–50 μ . Bij uitzondering komt zeer fijn grind voor naast grovere componenten; dit is o.m. het geval bij de boringen P 37, P 42 en P 60. Het sediment is kalkarm en sterk uitgelopen met een gemiddelde pH van 5,3; plaatselijk heeft zich een zwak podsolprofiel ontwikkeld.

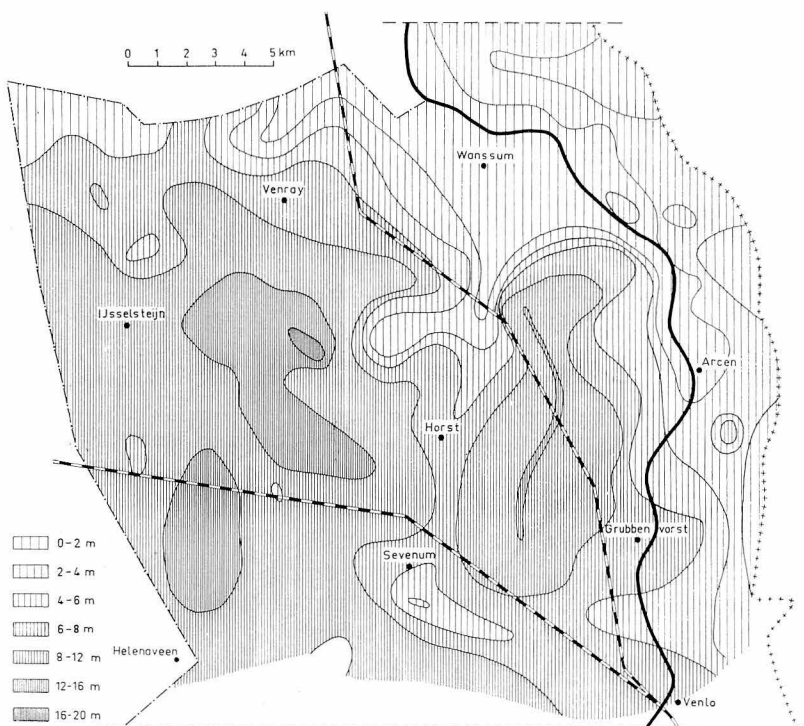


FIG. 6. ISOPACHENKAART VAN HET ZANDDILUVIUM

Uit figuur 6 is af te leiden, dat in het noordoostelijke deel van het gebied het Zanddiluvium als een dun pakket is aangetroffen; lokaal treedt hier de grindhoudende grove Zone van Grubbenvorst aan de dag. Tot 16 meter dikke afzettingen komen voor in de slenk van Griendtsveen en op het noordelijke deel van de oostelijke hoge schol van de Peelhorst, ten naaste bij begrensd door de lijnen over IJsselsteijn-Leunen-Meterik- America. Bij boring 673/16 dicht langs de oostzijde van de storing van Tege-len is de afzetting 19 meter dik. Plaatselijk is het middelfijne zand opgehoopt tot bultvormige, betrekkelijk lage duincomplexen; de stuifduinterreinen ter weerszijden van de Maas vertonen grotere hoogteverschillen dan de overige verspreid in het gebied voorkomende stuifduincomplexen.

Op diepten variërend van ca. 1,50–4,00 m treden hier en daar lössleemlagen aan de dag, welke leemlagen op het noordelijke deel van de oostelijke hoge schol van de Peelhorst en verder noordwaarts vermoedelijk een aaneengesloten pakket vormen. Enkele lössleemlagen zijn door humeuze bijmengsels donker gekleurd; zij dateren uit het Eemien.

In het westelijke deel van het gebied wordt het Zanddiluvium bedekt door hoogveen; pleksgewijze komt in beekdalen en in terreininzinkingen moerasveen voor. Het hoogveen en de lössleem worden lokaal ontgonnen.

HYDROLOGIE

1. Doorlatendheid van de lagen

Uit laboratoriumonderzoek in geroerde monsters door ERNST is gebleken, dat de doorlatendheid van zanden met slibgehalten groter dan 6 % te verwaarlozen klein is; lemen en kleien met slibgehalten van meer dan 10 % zijn praktisch geheel ondoorlatend. De doorlatendheid neemt toe naarmate de bodemcomponenten grover worden (lagere U-cijfers), de hoeveelheid bijmengsels stijgt (grind, concreties, schelpresten, stenen, etc.), het materiaal beter gesorteerd is en wanneer het slibgehalte afneemt. Wordt het sediment fijner van samenstelling (hogere U-cijfers), het slibgehalte groter en de sortering van de bodemdeeltjes slechter, dan neemt de doorlatendheid af. Uit deze gegevens wordt de doorlatendheid berekend en uitgedrukt in meters per dag. De k-waarden reageren scherp op veranderingen van korrelgrootte en slibgehalte.

In tabel 1 zijn de gemiddelde U-, slib- en k-waarden van de zanden en kleien afkomstig van de verschillende geologische formaties weergegeven. Hieruit is af te leiden, dat de middelfijnzandige afzettingen van het Zanddiluvium en van het Mioceen met gemiddelde U-cijfers van resp. 92 en 81, de laagste k-waarden bezitten; de grootste afwijkingen van de betreffende doorlaatfactoren ten opzichte van het gemiddelde liggen tengevolge van de tamelijk homogene geaardheid van beide sedimenten binnen vrij nauwe grenzen. Dit is evenwel niet het geval bij o.m. de zanden van het Pliocceen, waar grote afwisselingen zijn waargenomen van zeer grof tot middelfijn zand, met de daaruit voortvloeiende sterk uiteenlopende k-cijfers.

In het Grinddiluvium komen sterk watervoerende lagen voor; de Zone van Veghel heeft een doorlaatfactor van gemiddeld 50 meter per dag, de Zone van Grubbenvorst gemiddeld 45 meter per dag. De grove afzettingen van het Tiglien zijn eveneens goede waterreservoirs, evenals de poreuze lagen van het Pliocceen. Bij boring P 28 werd in een

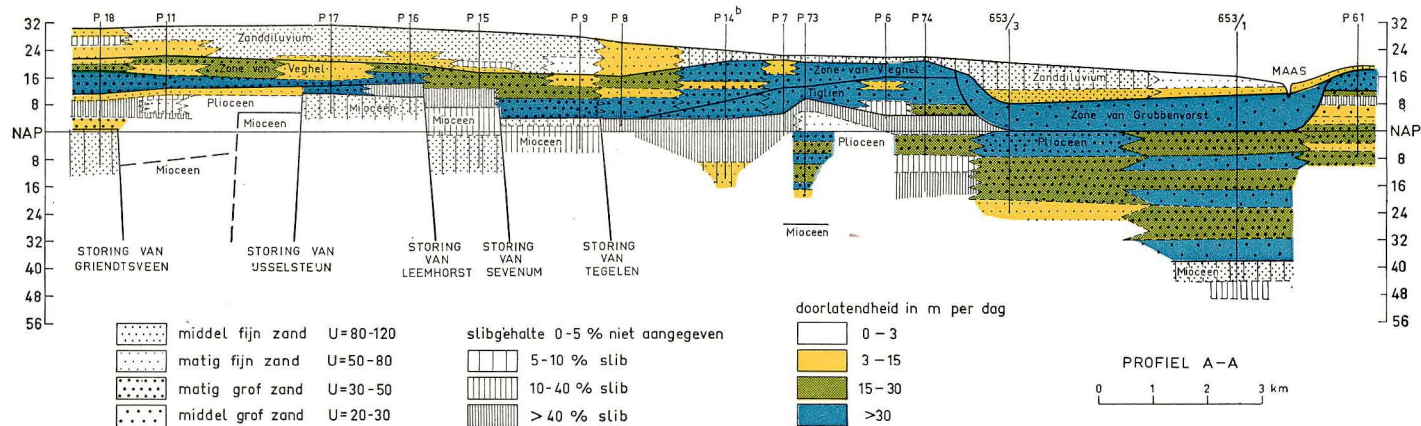


FIG. 7. VEREENVOUDIGD GEOHYDROLOGISCH PROFIEL DOOR HET STROOMGEBIED VAN DE LOLLEBEEK.

TABEL 1. LITHOLOGISCHE SAMENSTELLING EN DOORLATENDHEID VAN DE AANGETROFFEN GEOLOGISCHE FORMATIES

Geologische formatie	Zanden met gemiddelden van :			Lemen en kleien met gem. van :		
	U	slib %	k (m/dag)	U	slib %	k (m/dag)
Zanddiluvium . .	92	4,4	3,5	157	22,7	<0,3
Zone van Grubben-vorst	37	2,1	45	81	46,5	<0,3
Zone van Veghel .	37	1,8	50	131	32,8	<0,3
Tiglien	36	2,4	40	137	47,7	<0,3
Pliocene	51	3,5	25	188	51,2	<0,3
Mioceen	81	6,3	2	102	17,0	<0,3

grindzandlaag behorende tot de Zone van Veghel op 15,90–16,30 meter diepte een doorlaatfactor van 1000 meter per dag gevonden. De hoogste k-waarde in de tiglien-sedimenten werd aangetroffen in de boringen P 73 (11–14 m) en P 74 (8–9 m), nl. 300 meter per dag; verder werd in een grofzandige pliocene afzetting bij boring P 18 (19,50–20,40 m) eveneens een zeer hoge doorlaatfactor van 400 meter per dag gevonden.

Figuur 7 toont een vereenvoudigde profieldoorsnede door het stroomgebied van de Lollebeek; zie voor de richting van dit profiel figuur 1. Behalve de structuur van de ondergrond en de lithologische samenstelling van de doorboorde lagen, is de doorlatendheid aangegeven.

Behoudens enkele uitzonderingen zijn de Zones van Veghel en Grubbenvorst, voorts het Tiglien zeer goed doorlatend, het Pliocene goed-, het Zanddiluvium matig-, en het Mioceen slecht doorlatend.

Volgens tabel 1 zijn de middelfijne miocene zanden gekenmerkt door een gemiddelde k-waarde van 2 meter per dag, welke waarde naar alle waarschijnlijkheid aan de hoge zijde is. Bij de laboratoriumbepalingen zijn namelijk de onzuivere miocene monsters mede in de bewerking opgenomen, te weten, de monsters met grindbijmenging uit hogere lagen, dan wel zanden, waarbij de bedekkende zandoerbank tijdens het pulsen werd vergruisd en het gruis met het onderliggende zand is vermengd. E. e.a. heeft uiteraard hogere k-waarden tot gevolg gehad. Het Mioceen als geheel is echter nagenoeg ondoorlatend; hiervoor pleiten de fijne samenstelling, de slibrijkdom, het verspreid voorkomen van kleilagen en harde mogelijk eveneens ondoorlatende zandoerlagen, alsmede de grote dikte van het sediment. Het Mioceen kan op grond hiervan beschouwd worden als de afsluitende onderlaag van de hoger voorkomende watervoerende sedimenten.

De aanduiding $k < 0,3$ m/dag in tabel 1 moet zo verstaan worden, dat de granulometrische analyse op dit ogenblik bij slibhoudende monsters voor de doorlatendheid geen uitkomst oplevert. Dergelijke sedimenten hebben op grotere diepte een vrij lage doorlaatfactor.

De kleien en lemen uit de verschillende geologische formaties hebben ongeacht hun gehalte aan afslibbare delen, een belangrijke invloed op de grondwaterstroming door hun hoge verticale weerstand. De zwaarste kleien komen voor in het Pliocene (gemiddeld 51 % slib), de lichtste kleien in het Mioceen (gemiddeld 17 % afslibbaar).

In het zuidelijke deel van de slenk van Venlo zijn op ongeveer N.A.P.-hoogte dikke pliocene kleilagen van grote horizontale verspreiding aangetroffen. Dit uitgestrekte ondergrondse kleipakket vormt een scheiding tussen de watervoerende poreuze lagen boven en onder de pliocene klei; hetzelfde heeft lokaal plaats in de slenk van Griendtsveen. Ook zijn aaneengesloten lösslemlagen van aanzienlijke verbreiding te verwachten op o.m. het noordelijke deel van de oostelijke hoge schol van de Peelhorst op diepten variërend van 1,50–4,00 meter beneden maaiveld. Deze leemlagen oefenen een stagnerende werking uit op het wegzakken van het regenwater. In de Zone van Grubbenvorst werden geen kleilagen van enige betekenis aangetroffen. Op wisselende diepten komen leem- en kleilagen in de afzetting van het Tiglien voor. Reeds eerder werd gewezen op de vermoedelijk doorlopende en afsluitende leemlaag van 1,50–5,50 meter dikte in de Zone van Veghel op diepten van 15–22 meter onder maaiveld, ter hoogte van de breuktrede gevormd door de storingen van Leemhorst en Sevenum.

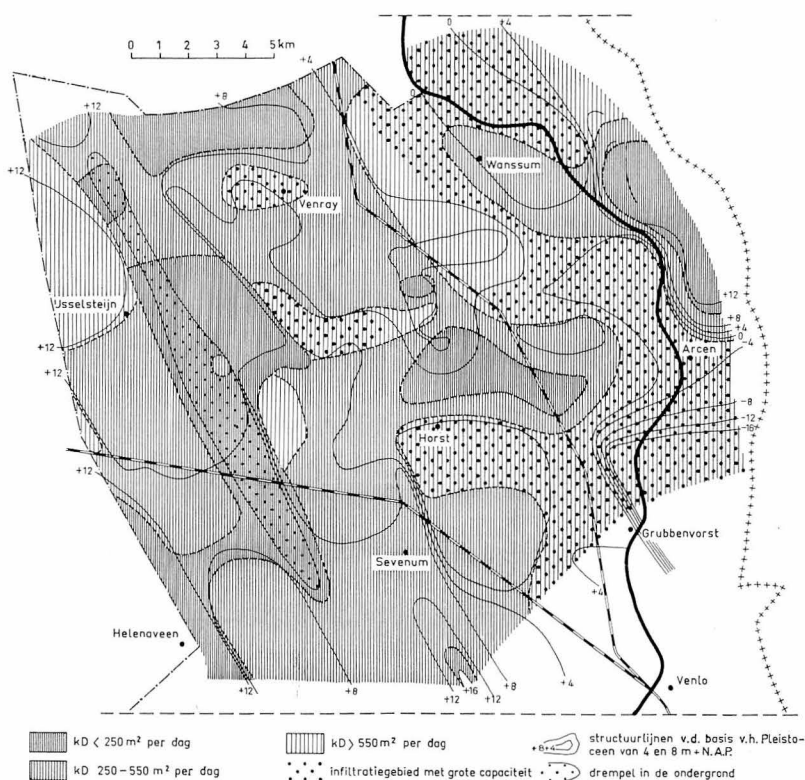


FIG. 8. HYDROLOGISCHE SCHETSKAART VAN DE PLEISTOCENE AFZETTINGEN, UITGEZONDERD HET ZANDDILUVIUM

Het fijnzandige en slibhoudende Zanddiluvium kan voor de aanleg van kanalen en leidingen van grote betekenis zijn, vooral bij de aanwezigheid van lösslemlagen in de ondergrond en wanneer de afzetting dik is. Op plaatsen waar het Zanddiluvium dun is

of geheel ontbreekt, waardoor het poreuze Grinddiluviuim aan de dag treedt, zoals dit het geval is in het noordoostelijke deel van het gebied, zullen de grootste verliezen verwacht kunnen worden (zie figuur 6). Het aanbrengen van bijzondere voorzieningen zal in dit gebied moeilijk vermeden kunnen worden.

Bij de beschrijving van de miocene afzettingen werd opgemerkt, dat in de sterk verbrokkelde Peelhorst scheefstellingen en verbuigingen ten opzichte van het horizontale vlak vermoed worden van de uit groenzand bestaande schollen van deze horst. In hoeverre en in welke mate e.e.a. van invloed is op de ondergrondse stroomrichting in de grove lagen vlak boven het ondiep voorkomende miocene groenzand, is nog onbekend. Gewezen moet nog worden op het feit, dat de hoogveenformatie in het westelijke deel van het opgenomen terrein nagenoeg geheel valt binnen het gebied van de slenk van Griendtsveen. Vermoed kan worden, dat de maaiveldhoogte van deze slenk eertijds wat lager was dan tegenwoordig als gevolg van de verzonken ligging op de Peelhorst (zie hierboven onder TEKTONIEK). Mogelijk ontstond hierdoor een gebied met enigszins hogere grondwaterstanden, waardoor gunstige condities werden geschapen voor de ontwikkeling van het veen.

Figuur 8 toont een schetskaart, welke de hydrologische gesteldheid weergeeft van de pleistocene lagen, met uitzondering van het Zanddiluviuim. Het betreft de afzettingen van de Zones van Veghel en Grubbenvorst, alsmede die van het Tiglien. De variaties in het horizontaal geleidend vermogen (kD-waarde) van deze belangrijke watervoerende lagen, alsmede enkele structuurlijnen van de basis van het Pleistoceen zijn in de kaart aangegeven. Voor de kD-waarden is de volgende groepsindeling gevolgd:

$$\begin{array}{l} < 250 \text{ m}^2/\text{dag} \\ 250 \text{ tot } 550 \text{ m}^2/\text{dag} \\ > 550 \text{ m}^2/\text{dag} \end{array}$$

Vele boringen welke op de oostelijke hoge schol zijn geprojecteerd, vertonen lagere kD-waarden dan de boringen westelijk en oostelijk daarvan gelegen. De door het westelijke deel van deze hoge schol gevormde drempel in de ondergrond is eveneens op het schetskaartje aangegeven.

Gebieden met kD-waarden groter dan 550 m² per dag kunnen worden aangemerkt als gebieden met de beste ondergrondse afstroming. De hoger gelegen complexen hiervan zullen bij aanleg van transportleidingen of bij infiltratie door sloten de grootste verliezen geven. De lager gelegen complexen zullen door de aanwezigheid van drainerende beken dit water afvoeren.

Op het schetskaartje zijn deze gebieden aangegeven onder Venray, westelijk van Kastenraai tot ongeveer de storing van Tegelen en in de Zone van Grubbenvorst ter weerszijden van de Maas.

2. Chemische samenstelling van het grondwater

In de tot waarnemingsputten ingerichte P-boringen zijn filters geplaatst, waaruit het dieptewater is bemonsterd en chemisch onderzocht door het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening. Aldus werd een inzicht verkregen in de hoedanigheid van het dieptewater.

Als regel worden de filters geplaatst in de watervoerende lagen, soms meer filters per boorprofiel, indien de watervoerende lagen onderling gescheiden zijn door ondoorlatende leem- of kleibanken. Op deze wijze zijn filters aangebracht in verschillende geologische formaties en op wisselende diepten. In Noord-Limburg zijn de volgende filters geplaatst: in het Zanddiluvium 1, de Zone van Grubbenvorst 4, de Zone van Veghel 31, het Tiglien 7 en in het Pliocene 18 filters.

Het is bekend, dat tussen bodem enerzijds en grondwater anderzijds, een chemisch evenwicht bestaat; het grondwater zal de chemische eigenschappen weerspiegelen van het gesteente waaraan het onttrokken wordt.

In de vorige paragraaf is erop gewezen, dat de sedimenten van de ondergrond van Noord-Limburg alle min of meer zijn uitgeloofd; hiermede in overeenstemming zijn o.a. de gevonden zuurgraden en de doorgaans zeer lage kalkgehalten. De afzettingen van het Tiglien en van de Zone van Grubbenvorst zijn het minst uitgeloofd.

Het water afkomstig uit de geologische formaties is zoals verwacht kan worden, gekenmerkt door lage tot zeer lage gehalten aan opgeloste bodemzouten, speciaal kalk. E.e.a. is af te leiden uit tabel 2 waarin de gemiddelden zijn vermeld. Gezien het landbouwkundige belang, zijn in de tabel tevens de gemiddelde ijzergehalten opgenomen.

TABEL 2. CHEMISCHE SAMENSTELLING VAN HET WATER UIT ENKELE GEOLOGISCHE FORMATIES.

Dieptewater uit	Gemiddelde gehalten (mg/liter)	
	kalk	ijzer
Zone van Grubbenvorst	24,5	10,3
Zone van Veghel	15,3	15,0
Tiglien	20,0	16,2
Pliocene	19,5	11,8

De chemische gegevens van het enige ter beschikking staande watermonster afkomstig van het Zanddiluvium, worden hier niet beproven.

De grote armoede aan kalk spreekt wel zeer duidelijk, wanneer men hiernaast vergelijkt het drinkwater o.a. van Castricum, met een kalkgehalte van ongeveer 100 mg/liter. Opvallend zijn de hoge tot zeer hoge ijzergehalten in het dieptewater van de verschillende geologische formaties. Het Veghelwater van boring P 62 vertoont het hoogste ijzergehalte nl. 43,5 mg/liter. Wellicht ten overvloede zij vermeld, dat het gebruik van ijzerhoudend water voor beregening of infiltratie, vanwege de giftige werking van het ijzer, tot grote voorzichtigheid maant.

Bij uitzondering werden enkele lage Fe-gehalten gevonden, o.a. in het Veghelwater van de boringen P 9 (1,2 mg/liter), P 13 (0,76 mg/liter), P 41 (0,75 mg/liter), P 43 (1,8 mg/liter), P 48 (0,12 mg/liter); voorts in het pliocenwater van boring P 44 (1,3 mg/liter).

LITERATUUR

- ZONNEVELD, J. I. S. (1947) – Het Kwartair van het Peelgebied en de naaste omgeving. Med. Geol. Stichting, Serie C - VI - No. 3.
- Eindverslag van het Geophysisch Onderzoek in ZO-Nederland. Med. Geol. Stichting, Serie C - I 3 - No. 1, 1949.

ONDERZOEK VAN GRONDWATERSTROMINGEN IN HET LOLLEBEEKGEBIED

Drs. L. F. ERNST

SUMMARY

GROUNDWATER FLOW IN THE LOLLEBEEK WATERSHED (PROVINCE OF LIMBURG, THE NETHERLANDS)

A survey is given of the investigations in the small watershed of the *Lollebeek* (area 2500 ha, mean runoff 0.6 mm/day). The horizontal transmissibility is determined by pumping tests and by the granular analysis of soil samples obtained from bailer-drillings to a depth of 40 m. Radial and vertical resistances are calculated from observations in about 200 piezometer tubes and from the mean runoff, or by comparison with the horizontal transmissibility. Storage coefficients are determined from the observed rise of the groundwater table during short periods of heavy rain. Winter and summer runoff are calculated from the shape of the groundwater table and the various soil resistance values. After a summary of the possibilities to raise the consumptive use of water by the plants, the concerned groundwater flow is discussed in detail. In the design of subirrigation systems a calculation is needed of the distances between ditches or tile lines, the level of open water and the amount of the water losses by subsurface runoff. As a result of the smaller mean depth of the water table the frequency of too wet conditions increases. As storage capacity a minimum of 50 mm is required. The increase of peak discharges during summer influences the required runoff capacity of the draining brooks. In the last chapter some results of the calculation of artificial changes in the groundwater table are given as practical examples of the following three situations:

- a. pumping of water from deep wells;
- b. infiltration by way of an irrigation canal;
- c. placing of a weir in a draining river.

BODEMWEERSTANDEN

Bij het onderzoek van grondwaterstromen kan men in het algemeen drie soorten weerstanden onderscheiden:

1. *Horizontale weerstanden* L/kD , waarbij L de horizontale afstand is (in meter), waarover de stroming plaatsvindt, k de gemiddelde doorlatendheid (uitgedrukt in meter/dag) is en D de dikte (in meter) van de doorstroomde laag; kD stelt dus een geleidend vermogen voor. kD -waarden worden uitgedrukt in m^2/dag , horizontale weerstanden in dagen/meter.
2. *Radiale weerstanden*, die door de grondwaterstroom overwonnen moeten worden in dat gedeelte van de grond, dat de open leidingen omgeeft, indien er tenminste een zekere stromingscomponent is, waardoor het grondwater de open leiding binnentreedt (drainage) of omgekeerd het open water in de grond dringt (infiltratie). De concentratie van stroomlijnen, die men zich bij drainage of infiltratie rondom de open leiding kan voorstellen alsmede de doorlatendheid van de bovenste lagen van de bodem bepalen samen de grootte van de radiale weerstand. Bij een doorgaande horizontale grondwaterstroom onder de open leiding door is er geen radiale stroming en mag de radiale weerstand buiten beschouwing gelaten worden; deze bijzondere toestand is echter een zelden voorkomend geval. De radiale weerstand wordt evenals de horizontale weerstand uitgedrukt in dagen/meter.
3. *Verticale weerstanden* $c = D/k$, die vooral belangrijk zijn bij slecht doorlatende lagen op geringe diepte. De afvoer van overtollig regenwater gaat bij dergelijke lagen met een diepte van 3 of 4 meter verticaal naar beneden, daar het geleidend vermogen dan meestal eerst in de diepe grove lagen voldoende is om een horizontaal transport over grote afstanden mogelijk te maken. Een verhoging van de opbolling van de grondwaterspiegel is hiervan het gevolg. Bij infiltratie zijn de eigenschappen van dergelijke lagen nog belangrijker, daar het dan van het geleidend vermogen van de eerste

grove laag afhangt of het infiltratiesysteem geheel op deze eerste laag gebaseerd kan worden (dikte van deze laag tenminste 1 m) dan wel of infiltratiesloten en buisleidingen door een ondiepe slecht doorlatende laag heen zullen snijden. De verticale weerstanden worden uitgedrukt in een zeker aantal dagen.

Het onderzoek van de bodemweerstanden in het gebied is aanvankelijk vooral geconcentreerd geweest op een bepaling van de kD -waarden. Zoals reeds werd opgemerkt is de kD -waarde een geleidend vermogen voor horizontale grondwaterstromingen. De berekening ervan houdt in, dat men voor alle grove lagen, die een direct contact met elkaar hebben, het produkt van de doorlaatfactor k en de laagdikte D bepaalt en deze uitkomsten sommeert. Hierbij worden dan ook minder grove lagen meegerekend met k -waarden boven 0,1 m/dag, indien tenminste de verticale weerstand niet groter is dan ten hoogste enkele tientallen dagen. Sedert 1952 zijn in het Noordlimburgse gebied 54 diepboringen gedaan, waarbij monsters verzameld zijn uit de verschillende lagen tot een diepte van meestal 30 tot 40 m. Voor alle monsters werd de granulaire samenstelling onderzocht, waarbij vooral U-cijfer, slibgehalte en sorteringsgraad belangrijk zijn. Deze uitkomsten werden gebruikt zowel voor de geologische stratigrafie als voor een berekening van de doorlatendheid van elk



FIG. 1. kD -WAARDEN BOVEN DE EERSTE AFSLUITENDE LAAG VOLGENS DIEPBORINGEN EN POMPPROEVEN. Deze waarden hebben betrekking op het Pleistocene met inbegrip van het Tiglien, voor zover dit grofzandig ontwikkeld is; zij omvatten tevens het Pliocene, indien dit niet door een kleilaag is afgedekt

monster. De kD-waarde wordt hieruit tenslotte volgens een eenvoudig voorschrift berekend. Een vergelijking met zes in dit gebied uitgevoerde pompproeven bleek een vrij goede overeenkomst te geven. Op een gebied van enkele honderden km² zijn echter 54 diepboringen relatief veel te gering in aantal om een eenvoudige interpolatie mogelijk te maken. Een redelijke interpolatie was slechts mogelijk dank zij het geologische onderzoek van DE RIDDER en HONDIUS, waarbij bovendien nog gebruik werd gemaakt van gegevens uit oudere diepboringen. In de kD-waardenkaart (figuur 1) zijn zowel de hydrologische als de geologische inzichten, welke in dit gebied verkregen zijn, zo goed mogelijk verwerkt. In de praktijk worden deze kD-waarden gebruikt voor de berekening van horizontale stroomsterkten in de grondwaterstroming, waarbij in een verticale doorsnede deze stroomsterkten gelijk worden gesteld aan het produkt van kD-waarde en verhang van de grondwaterspiegel.

De invloed van radiale weerstanden op de grondwaterstroming is onder meer af te leiden uit de lussen, die in de isohypsenkaart (zie fig. 7) bij de open leidingen duidelijk zichtbaar zijn. Uit de diepte van deze lussen en uit afvoermetingen in de Lollebeek en de Diepeleng kon de grootte van de radiale weerstand afgeleid worden. Deze bleek voor Lollebeek en Diepeleng te liggen bij 0,4 dagen per meter; voor de Grenssloot werd een hogere waarde gevonden namelijk 0,8 tot 1,0 dg/m; voor de Lollebeek ten oosten van Klein Oirlo slechts 0,2 dg/m. Voor de Grote Molenbeek konden nog geen betrouwbare uitkomsten verkregen worden. Volgens een dwarsprofiel door de diepboringen P 78, P 77, P 76, P 73 en P 7 ligt de radiale weerstand van de Grote Molenbeek op dit punt bij 0,3 dg/m.

In september 1956 zijn op het infiltratieproefveld „Vossenholen” de radiale weerstanden van sloten en buisleidingen bepaald. De uitkomsten bleken veel hoger te zijn dan aanvankelijk verwacht werd, onderscheidenlijk 4 en 8 dagen per meter. Deze hoge waarden kunnen momenteel verklaard worden zowel door de fijne leemlagen, die op dit proefveld ondiep voorkomen, als door het dichtslaan, zoals dit bij infiltratieleidingen (onder invloed van slibafzettingen, wieren of algen?) vaak wordt waargenomen.

De aangewezen methode voor de bepaling van de verticale weerstand van slecht doorlatende lagen, die op een diepte van 1 tot 3 m voorkomen, bestaat in Noord-Limburg uit het plaatsen van dubbele grondwaterstandsbuizen met de filters onderscheidenlijk boven en onder de slecht doorlatende laag. Het aantal metingen van het verticale stijghoogte-verval met dubbele buizen is nog zeer klein. Ook bij de pompproeven werden enkele uitkomsten verkregen. De verticale weerstanden voor de diepe en ondiepe, dichte lagen bij de pompproeven P 12.1 en P 12.2 liggen tussen 100 en 600 dagen. Bij P 14 ontbreken de diepe leemlagen vrijwel geheel: verticale weerstand slechts 5 tot 10 dagen. Drie pompproeven buiten het eigenlijke stroomgebied van de Lollebeek vertoonden een overeenkomstig beeld. Bij een visuele beoordeling van het bodemprofiel bij de ondiepe boringen tot 3 of 4 m diepte, die gedaan zijn voor het plaatsen van de grondwaterstandsbuizen in het stroomgebied van de Lollebeek, is gebleken dat dunne leemachtige afzettingen in de bovenste lagen van het zanddiluvium veelvuldig voorkomen in het bijzonder ten westen van P 14. Vermoedelijk zal dan ook voor rond de helft van dit gebied rekening gehouden moeten worden met ondiepe verticale weerstanden variërende van 100 tot 300 dagen.

BERGINGS-COEFFICIENTEN

Uit de jaarlijkse fluctuatie van de grondwaterstand in het stroomgebied van de Lollebeek en uit het globaal bekende verloop van de overtollige neerslag kon afgeleid worden, dat de bergingscoëfficiënt varieert van 0,10 tot 0,15. Voor het gebied tussen de Grote Molenbeek en de Maas stonden voor eenzelfde berekening slechts waarnemingen over het jaar 1956 ter beschikking, in welk jaar door de natte zomer een veel kleinere jaarfluctuatie is ontstaan, die bovendien nog slechts rond tweederde deel bleek te zijn van de gelijktijdig waargenomen fluctuaties in het stroomgebied van de Lollebeek.

Als gemiddelde waarden voor het westelijke en het oostelijke (aan het oppervlak iets grovere?) gebied zou daarom voorlopig onderscheidenlijk 0,13 en 0,18 kunnen worden aangenomen. De kleinere fluctuaties in het gebied tussen de Grote Molenbeek en de benedenloop van de Lollebeek en Diepeleng moeten voornamelijk toegeschreven worden aan de opstuwing gedurende de zomer en de kleinere weerstand, die de grondwaterstroming ondervindt door de kortere beekafstanden.

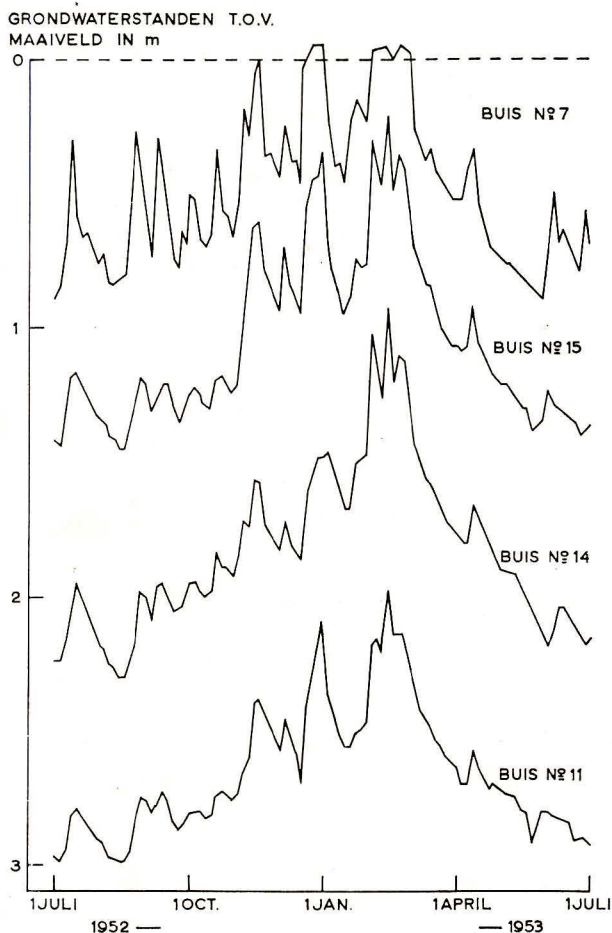
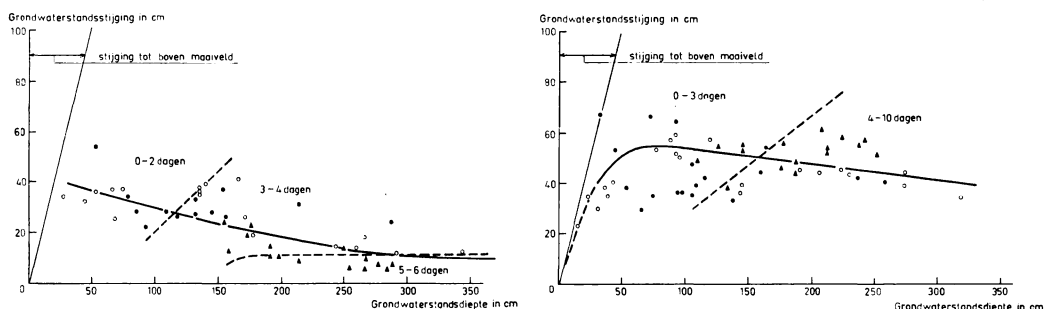


FIG. 2. WAARGENOMEN GRONDWATERSTANDEN IN BUIZEN MET VERSCHILLENDE GEMIDDELDE GRONDWATERSTANDSDIEPTE TONEN BIJ REGEN VERSCHILLEN IN GRONDWATERSTIJGING. De in deze figuur opgenomen buizen staan in het oostelijk deel van het stroomgebied van de Lollebeek (raai 2)

Een bruikbare waarde voor de bergingscoëfficiënt kan eveneens gevonden worden uit de stijging van de grondwaterstand ten gevolge van een kortdurende, intensieve regenval. Verdamping en afvoer zijn dan door de korte duur van minder betekenis en kunnen meestal door een ruwe schatting toch met voldoende nauwkeurigheid in rekening gebracht worden. Stelt men de overblijvende hoeveelheid gelijk aan het produkt van grondwaterstandsstijging en bergingscoëfficiënt, dan verkrijgt men een uitkomst welke in de eerste plaats afhankelijk is van de grondwaterstandsdiepte ten opzichte van het maaiveld.

Bij een beschouwing van figuur 2 lijkt bedoelde afhankelijkheid aan geen twijfel onderhevig: bij diepe grondwaterstanden kleine stijgingen, bij ondiepe grondwaterstanden grote stijgingen. Door, uit dezelfde periode als voor figuur 2 gebruikt, twee regenperioden uit te kiezen en in een grafiek voor alle toen waargenomen buizen de grondwaterstandsstijging tegen de gemiddelde grondwaterstandsdiepte tijdens de stijging uit te zetten, verkrijgt men een resultaat dat minder duidelijk is (zie figuur 3). Voor een zomerperiode lijkt het genoemde verband nog wel op te gaan: men vindt een bergingscoëfficiënt variërend afhankelijk van de grondwaterstandsdiepte van gemiddeld 0,10 tot gemiddeld 0,40. Er zijn echter zeer droge perioden waarbij zware regenbuien geen waarneembare stijging van de grondwaterstand geven. Het heeft dan weinig zin van een oneindig grote bergingscoëfficiënt te spreken, daar het effect vrijwel geheel bepaald wordt door het vochtdeficit in de bovenste lagen van de bodem; dit zelfde geldt in zekere mate ook voor de hoge waarde 0,40 voor de bergingscoëfficiënt.

In figuur 3b zou men daarentegen in eerste benadering een constante grondwater-



a. 14 aug.-21 aug. '52

Neerslag 63 mm

Verdamping 2 mm/dag

Berging 38 tot 43 mm

b. 29 okt.-13 nov. '52

Neerslag 86 mm

Verdamping 0,5 mm/dag

Berging 55 tot 65 mm

● raai 2 en 3 (Klein Oirlo-Castenray)

○ raai 4 en 5 (Castenrayse broek)

▲ raai 6 en 7 (Lorbaan)

0-2 dagen = tijdsduur verlopend tussen einde regenbui en maximale grondwaterstand

FIG. 3. STIJGING VAN DE GRONDWATERSTAND UITGEZET TEGEN DE GEMIDDELTE GRONDWATERSTANDSDIEPTE VOOR TWEE REGENPERIODEN

standsstijging willen aannemen. Ongeveer eenzelfde toestand zou men ook vinden bij een zeer natte zomerperiode. Houdt men wegens de hogere grondwaterstanden rekening met de ontwatering door secundaire leidingen, dan schijnt de getekende kromme in figuur 3b de gemiddelde toestand vrij goed weer te geven. Men zou bij de voorgestelde bepalingsmethode er nog rekening mee moeten houden, dat er een zeker tijdsverloop nodig is voor het regenwater de grondwaterspiegel bereikt heeft. Bij diepe grondwaterstanden moet dit het duidelijkst merkbaar zijn, zoals ook uit de waarnemingen blijkt. Bij de berekening van de bergingscoëfficiënt heeft dit effect in het algemeen echter geen overwegende invloed op de grootte van de uitkomst. Ook de berekende verschillen in gemiddelde afvoer per raai ten gevolge van verschillen in afstand tussen de beken blijken weinig invloed te hebben.

Om een beter inzicht in de toestand te krijgen moet men rekening houden met het feit, dat de afvoer niet constant is en dat dus een ruwe schatting van de afvoer slechts als gemiddelde goed is. Dicht bij de drainerende beken is de afvoer per oppervlakte-eenheid zoveel groter dan midden op de rug, dat na ongeveer 5 dagen de grondwaterstandsverhoging een grote overeenkomst toont met de vorm van de grondwaterspiegel volgens stationaire drainageformules. Dit laatste kan men afleiden zowel met behulp van niet-stationaire als quasi-stationaire rekentechnieken. De quasi-stationaire methode zal in de laatste paragraaf gebruikt worden om kunstmatig veroorzaakte grondwaterstandsveranderingen te voorspellen. Hier behoeft het verband tussen afvoer en afstand tot open water niet berekend te worden, maar is een directe bepaling mogelijk door in hetzelfde materiaal als gebruikt voor figuur 3 de waarnemingen naar de verschillende raaien in groepen op te splitsen en in elke groep een gemiddelde kromme te trekken voor de gemiddelde afstand tot open water. Hierbij trad als bezwaar op, dat meestal bij grote afstanden tot de beek de diepe grondwaterstanden voorkomen en dicht bij de beek de ondiepe grondwaterstanden gevonden worden; dit is juist de oorzaak dat de puntenzwerm in figuur 3b vrijwel geen helling heeft, terwijl de krommen in figuur 6b een nog sterkere helling hebben dan de krommen in figuur 3b. De manier waarop de krommen in figuur 6 bepaald zijn, blijkt uit de figuren 4 en 5. De puntenzwermen in de figuren 5a en 5b tonen slechts een onbelangrijk verschil. Duur en intensiteit van de regenperiode moeten een zekere invloed hierop gehad hebben, zodat als resultaat van een dergelijke bewerking geen krommen van een vaste vorm verwacht mogen worden. Naarmate de duur van de periode met stijgende grondwaterspiegel langer is, wordt de stationaire toestand dichter benaderd. De betrouwbaarheid van de krommen in figuur 6 wordt bevestigd door het feit, dat de krommen in figuur 5 een redelijke overeenkomst tonen met de vorm van de grondwaterspiegel, zoals deze volgens stationaire drainageformules zou moeten zijn en ook waargenomen is.

Wegens een tekort aan gegevens kon niet met verschillen in grondsoort rekening gehouden worden. Dicht bij de beek worden meestal de venige en lemige gronden gevonden, die volgens pF-onderzoek een kleinere bergingscoëfficiënt zouden moeten hebben. De invloed hiervan is echter tegengesteld aan de invloed van het verband tussen afvoer en afstand tot de beek, zodat dit niet achterhaald kon worden. Uit de visuele beoordeling van het bodemprofiel tot 2 meter diepte bij de ondiepe boringen konden evenmin nadere aanwijzingen verkregen worden betreffende mogelijke ver-

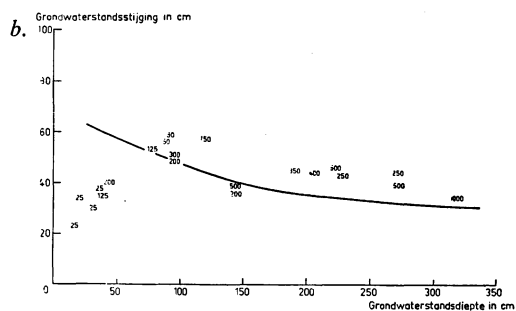
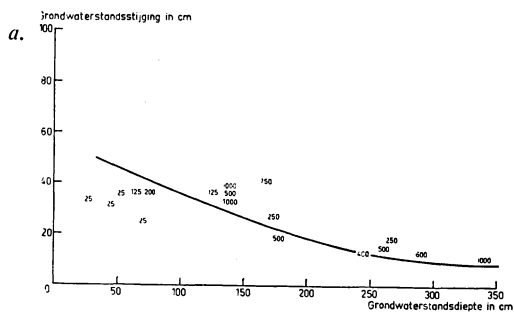
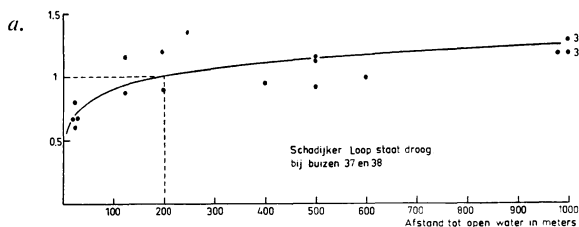
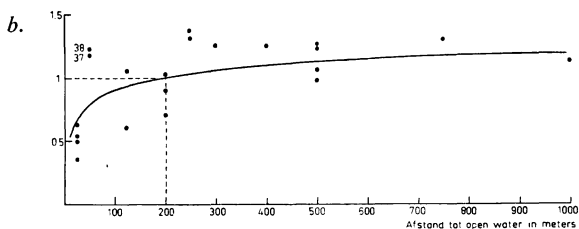


FIG. 4. VOOR DE RAAIEN 4 EN 5 ZIJN DEZELFDE PUNTEN UITGEZET ALS IN FIG. 3. Door de getallen in de figuur is voor elk waarnemingspunt de kortste afstand tot een drainerende leiding aangegeven. De gemiddelde afstand is 200 m. Voor deze afstand is een kromme door de puntenzwerm getrokken



14 aug.-21 aug. '52

FIG. 5. VERHOUDING TUSSEN DE WAARGENOMEN GRONDWATERSTANDSSTIJGING EN DE GEMIDDELDE STIJGING VOLGENS DE KROMMEN IN FIG. 4 UITGEZET TEGEN DE KORTSTE AFSTAND TOT OPEN WATER



29 okt.-13 nov. '52

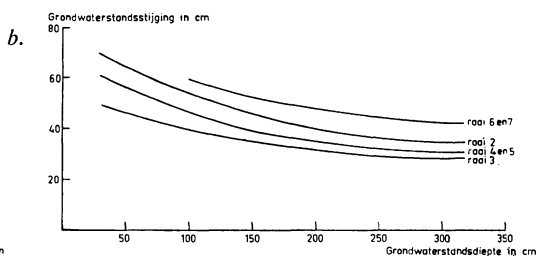
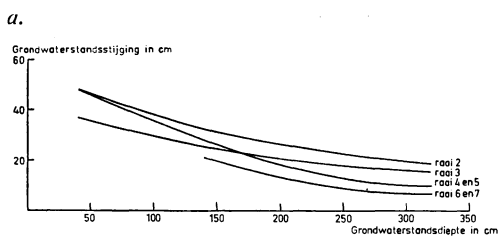


FIG. 6. DEZELFDE KROMMEN ALS IN FIG. 4 NU BOVENDIEN VOOR DE RAAIEN 2, 3, 6 EN 7

schillen in bodemgesteldheid tussen de raaien. De verschillen in hoogteligging van de krommen in figuur 6 zouden hiermee eventueel verklaard kunnen worden. De hogere ligging van de kromme voor de raaien 6 en 7 in figuur 6b moet echter minstens voor een deel geweten worden aan het feit, dat in deze raaien de beekafstand het grootst is en de hellingafvoer enige betekenis heeft. Dit heeft tot gevolg, dat de afwijkingen van zomer- en winterafvoer (als grondwaterstroming gerekend) ten opzichte van het gemiddelde hier het kleinste zijn, terwijl de naijling het grootst is.

Onregelmatig voorkomende verschillen in grondsoort kunnen oorzaak zijn van de resterende spreiding van de punten in figuur 5. Deze spreiding kan verder nog toegeschreven worden aan onregelmatige ontwatering door secundaire leidingen, waarmee niet in de figuren 4 en 5, maar wel in zekere mate in figuur 3b is rekening gehouden. In het algemeen zal men hiervoor mogen veronderstellen dat dit dicht bij de beken op de lagere gronden het geval is waardoor bij hoge grondwaterstanden de grondwaterstandsstijging nog sterker beperkt wordt dan op grond van figuur 5 verwacht mag worden. Als derde oorzaak kan nog genoemd worden een afwijkende grondwaterstandsdiepte in de omgeving van een zekere grondwaterstandsbuis. Om een en ander nauwkeuriger te verantwoorden zou het nodig zijn gedetailleerde hoogtekaarten en bodemkaarten te hebben en bovendien nog het verloop van het peil in secundaire leidingen tijdens regenperioden te kennen. Als effecten die bij een eerste benadering meestal verwaarloosd kunnen worden, maar bij een vergelijking van verschillen in grondsoort (in het betrokken geval dus verschillen tussen de raaien) van betekenis kunnen zijn, mogen genoemd worden niet-constante beekpeilen en plaatse-lijke variaties in regenval.

Zoals reeds opgemerkt zijn de genoemde uitkomsten voor de bergingscoëfficiënt in een „droge” zomerperiode sterk beïnvloed door de grootte van het vochtdeficit in de bovenste laag van de bodem. Van meer praktische betekenis is de grootte van de bergingscoëfficiënt voor een „natte” zomerperiode of voor de winter. Uit de figuren 3b of 6b volgen als extreme waarden 0,09 en 0,20. De overeenkomst met de gevonden waarden uit de jaarfluctuatie van de grondwaterstand kan voorlopig wel als bevredigend beschouwd worden.

Voor ondiepe grondwaterstanden (gemiddelde — 50 cm) is uit figuur 6b een variatie van 0,09 tot 0,13 afgeleid. Het gemiddelde hiervan zal in een volgende paragraaf gebruikt worden bij een beschouwing van de kansen op wateroverlast.

De bergingscoëfficiënt 0,13 als gemiddelde waarde afgeleid uit figuur 6b voor de diepe grondwaterstanden in de raaien 6 en 7 (gemiddelde grondwaterstand — 200 cm) schijnt na vergelijking met de uitkomsten van pF-metingen voor andere gebieden aan de lage kant te zijn. De meest voorkomende U-cijfers liggen tussen 80 en 120 met 2 tot 7 % slib. Grove lagen komen weinig voor. In vrijwel elke boring zijn lemige lagen gevonden met U-cijfers tussen 120 en 300 met maximaal 40 % slib. Volgens pF-onderzoek zou men hier een bergingscoëfficiënt van rond 0,20 verwachten. Een dergelijk verschil is begrijpelijk, als aangenomen wordt dat door luchtinsluiting grotere grondwaterstandsstijgingen ontstaan. In de meer oostelijk gelegen raaien met minder diepe grondwaterstanden is een kleiner en daardoor minder betrouwbaar verschil gevonden.

BEREKENING VAN DE AFVOER UIT GRONDWATERSTANDEN EN BODEMWEERSTANDEN

Bij de opstelling van een waterbalans voor het stroomgebied van de Lollebeek bleek het niet eenvoudig te zijn om de grootte van dit stroomgebied te bepalen. Oostrumse beek, Lollebeek en Kabroekse beek zijn niet geheel gelijkwaardig. Dit blijkt namelijk reeds bij een beschouwing van de beekpeilen (zie figuur 7). Het peil van de Lollebeek ligt in de bovenloop 1 tot 2 meter hoger dan de peilen van de Oostrumse beek en de Kabroekse beek. Dit heeft het bekende feit tot gevolg, dat de bovenloop van de Lollebeek en de Grenssloot in de zomer droog staan, terwijl de Oostrumse beek en Kabroekse beek over een veel grotere lengte water houden. De begrenzing tussen de stroomgebieden kan door het uitdrogen van deze en andere kleine leidingen een zekere

isohypsen-kaart dec. 1956

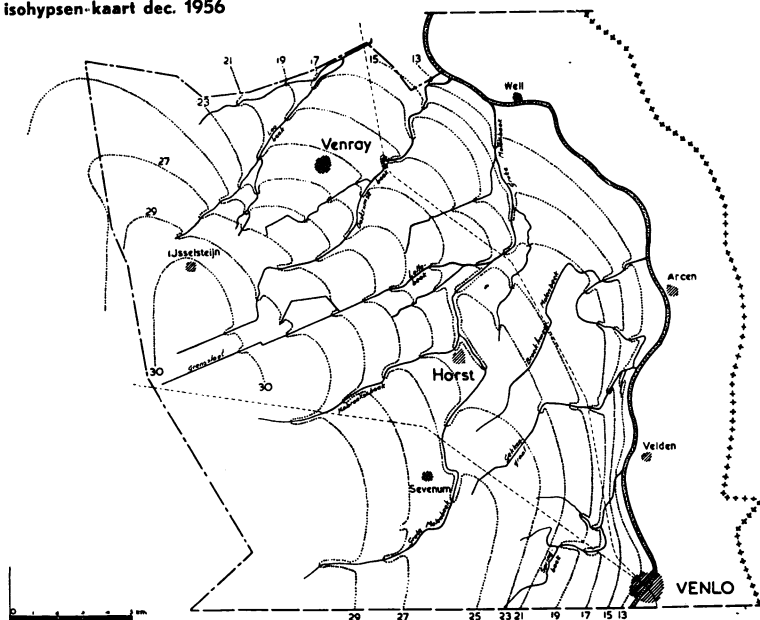


FIG. 7. LIJNEN VAN GELIJKE GRONDWATERSTAND IN DECEMBER 1956

verschuiving ondergaan. Over de benedenloop van genoemde beken is het verschil minder groot. Wel wordt de Lollebeek beneden Castenray opgestuwd; door de meer noordelijke richting van de Oostrumse beek ontvangt de Lollebeek toch nog een vrij grote hoeveelheid water uit het noorden. Verder kan hier nog gewezen worden op het feit, dat de richting van de Lollebeek niet precies met de gemiddelde terreinhelling overeenkomt – wat in het algemeen ook wel zelden het geval zal zijn – en op het infiltratiegebied bij Griendtsveen, dat water kan afgeven aan de Kabroekse beek, aan de berm sloten langs de spoorlijn naar Venlo en aan de Grenssloot. Uit verschillende isohypsenkaarten werd afgeleid, dat in de zomer het stroomgebied van de Lollebeek een oppervlakte heeft van 2.000 ha, in de winter van 2.500 ha.

Voor een gebied ten zuiden van IJsselsteyn (800 ha), waarvan slechts een klein

gedeelte afwatert op het begin van de Grenssloot, kon uit de aangenomen kD-waarden (van oost naar west 300 tot 1200 m²/dag) wegens de geringe opbolling in de gemeten grondwaterstanden een voldoende ontwatering door Grenssloot, bovenloop van de Oostrumse beek, IJsselsteijnse waterlossing en Peelkanaal niet verklaard worden. Men moet hieruit wel aannemen, dat ofwel de gevonden kD-waarden te laag zijn, ofwel ook kleinere perceelssloten een belangrijke afvoer geven naar het Peelkanaal en de Oostrumse beek.

Voor het middengedeelte van het stroomgebied van de Lollebeek (vanaf de diepboringen P 10, P 19, P 16 tot aan de straatweg Venray-Horst) geeft eenzelfde bewerking van bodemweerstanden betere resultaten. In de afvoer van de overtollige neerslag kan men hier drie componenten onderscheiden.

1. Een consequente afvoer volgens de helling in noord-oostelijke richting, welke ondergrondse afvoer van zomer tot winter weinig in intensiteit varieert, met als jaargemiddelde 0,17 mm/dag.
2. Eveneens een ondergrondse afvoer in transversale richting naar de verschillende leidingen, zoals Grenssloot, Lollebeek en Diepeleng, die in oost-noord-oostelijke richting de helling aflopen. Deze afvoer varieert afhankelijk van jaargetijde en regenval veel sterker in intensiteit; waar bij dalende grondwaterstand deze leidingen droogvallen, daalt de intensiteit van deze component plaatselijk tot nul. Over de jaren 1954–1956 werd deze afvoer berekend op gemiddeld 0,33 mm/dag, met als wintergemiddelde 0,45 mm/dag, als zomergemiddelde 0,2 mm/dag.
3. Een derde afvoercomponent vindt zijn oorzaak in het drinkwaterpompstation bij Overbroek op de grens van de stroomgebieden van Oostrumse beek en Lollebeek. De putfilters liggen onder de 30 m diepe Pliocene kleilaag. Hierdoor kan niet nader worden aangegeven uit welk gebied het opgepompte water afkomstig is, daar dit afhangt van de plaatselijke grootte van de verticale weerstand in de kleilaag. In eerste benadering mag wel aangenomen worden, dat van de opgepompte 1.700 m³/dag de helft uit het stroomgebied van de Lollebeek afkomstig is, hetgeen per oppervlakte-eenheid neerkomt op 0,05 mm/dag.

Als gemiddelde overtollige neerslag volgt uit deze gegevens een waarde van 0,55 mm/dag ofwel 200 mm/jaar. De juistheid van deze uitkomst hangt voor een groot deel ervan af of de gebruikte kD-waarden goed zijn. In het beschouwde gebied werd voor de omgeving van P 12 een kD-waarde gebruikt van 1.500 m²/dag (gemiddelde van de pompproeven P 12.1 en P 12.2); ten noorden daarvan tussen Grenssloot en Lollebeek $kD = 250 \text{ m}^2/\text{dag}$; voor de rest van dit gebied als gemiddelde waarde $kD = 700 \text{ m}^2/\text{dag}$.

In een driehoekig gebied (700 ha) tussen Horst, Tienray en Castenray wordt een sterke opbolling in de grondwaterspiegel gevonden bij korte afstanden tussen de open leidingen, lage c-waarden en een gemiddelde kD-waarde van 700 m²/dag. Dit wijst erop dat de afvoer hier relatief sterk is, ongeveer het dubbele van de overtollige neerslag in dit gebied. De hellingafvoer wordt hier voor een groot deel gedraineerd door Lollebeek, Diepeleng en Grote Molenbeek. Dit gebied zou om deze reden dus een „kwelgebied” genoemd kunnen worden. De drainage in de zomer wordt door stuwen in zekere mate tegengegaan. Ten oosten van de Grote Molenbeek zijn te weinig grondwaterstanden bekend om met zekerheid op te kunnen geven, of er en hoe sterk een onderdoorvoer bij de Grote Molenbeek is. Een en ander had tot gevolg, dat dit gebied voor een afvoerberekening als ongeschikt werd beschouwd. Een berekening van het effect van de opstuwing in de waargenomen grondwaterstanden lijkt hier betrouwbaarder te kunnen geschieden.

Voor het grote oostelijke gebied kan een afvoerberekening uit grondwaterstanden en kD-waarden globaal wel uitgevoerd worden. Op grond van enkele metingen van de Rijkswaterstaat is de gemiddelde zomerafvoer van Broekhuizerbeek en Gekkengraaf op 100 liter/sec gesteld. Indien men de afvoer over het winterhalfjaar op het dubbele schat (te vergelijken met bovenstaande gegevens over het stroomgebied van de Lollebeek), dan volgt als jaargemiddelde voor de afvoer 150 l/sec. Bij een breedte van 10 km voor het ontwaterde gebied is de afvoer per lengte-eenheid 1,3 m²/dag. Uit de isohypsenkaart kan verder nog voor de Grote Molenbeek worden afgeleid, dat de grondwaterstroming onderdoor in grootte-orde 0,3 m²/dag kan zijn. Uit de steile helling in de grondwaterspiegel dicht bij de Maas volgt, dat de sterkte van de grondwaterstromingen in oostelijke richting daar rond 3 m²/dag bedraagt. De lengte van het ontwaterde gebied tussen Grote Molenbeek en Maas is gemiddeld 6.500 meter. Hieruit volgt tenslotte als gemiddelde overtollige neerslag 0,6 mm/dag.

Deze uitkomst blijkt iets hoger te zijn dan voor het stroomgebied van de Lollebeek en zou nog hoger zijn, indien ook de afvoer door kleine beken hoger zou worden aangenomen. Kleine verschillen kunnen verklaard worden door verschillend gebruik van bodemvocht door de planten (meer of minder sterke verdroging). Hieraan moet echter nog worden toegevoegd, dat de sterkte van de grondwaterstroming langs de Maas werd gebaseerd op een kD-waarde van 1.000 m²/dag. Deze waarde is lager dan het gemiddelde volgens de diepboringen in dit gebied. De lagere waarde werd aangehouden, daar anders het verschil met het Lollebeekgebied nog groter zou worden en de uitgevoerde boringen mogelijk geen goed gemiddelde geven. Deze boringen blijken namelijk merendeels op zeer korte afstand van oude Maasarmen gelegen te zijn (zie P 47, P 48, P 56, P 58; van de andere boringen heeft alleen P 49 een hoge kD-waarde). Een betere beslissing kan zonder uitvoering van nieuwe boringen of pompproeven voorlopig niet genomen worden.

MOGELIJKHEDEN OM HET WATERVERBRUIK DOOR DE LANDBOUW TE VERHOGEN EN DE DAARBIJ OPTREDENDE GRONDWATERSTROMINGEN

Opstuwing van nieuw aan te leggen sloten is voor het noorden van de provincie Limburg een mogelijkheid om het waterverbruik door de landbouw te verhogen. De praktische waarde van deze zogenaamde infiltratie wordt door verschillende omstandigheden bepaald. Of een voldoende hoge waterstand bereikt kan worden, hangt af van het reliëf, van sloot- of buisafstanden, van de doorlatendheid van de verzadigde grond, van het geleidend vermogen in de zogenaamde capillaire zone en van de wortelingsdiepte. De invloed van beide laatste factoren wordt in het algemeen verantwoord door een onderzoek naar het verband tussen opbrengst en grondwaterstandsdiepte. Het waterverbruik kan bij infiltratie vrij hoog zijn, daar uit het gebied met verhoogde grondwaterstand een afstroming van grondwater ontstaat naar het aangrenzende gebied, dat soms uit hoge woeste grond bestaat, soms uit bouw- of grasland, dat lager gelegen is en om die reden door bestaande sloten of riviertjes gedraineerd wordt. Hoe groter het gebied, dat aaneengesloten infiltratie krijgen kan, hoe lager het verlies aan water per oppervlakte-eenheid.

Een zuiniger beheer van het water is mogelijk door kunstmatige beregening, daar dan alleen water gegeven behoeft te worden in droge perioden. Het grootste deel van

het water wordt nuttig gebruikt; het vochtig houden van de bovenste lagen van de bodem heeft wel tot gevolg, dat in de zomer bij zware regenbuien meer doorslag zal optreden en de afvoer van het water hierdoor in zekere mate versterkt wordt. Ook de afvoer van herfstregens treedt sneller op. In het algemeen zal echter elke watertoevoer door een verkleining van de berging de kans op wateroverlast plaatselijk en vooral op de lagere gronden vergroten. Het water, dat voor de berekening nodig is, kan in beginsel op twee manieren verkregen worden: door aanvoer van buiten het betrokken gebied via lange open leidingen of door oppompen van grondwater in het gebied zelf. In het eerste geval kunnen de leidingen bekleed of onbekleed aangelegd worden. Bij onbekte leidingen krijgt men een zekere beïnvloeding van het grondwaterregime, daar er een merkbare wegzijging van water uit deze leidingen ontstaat. De grondwaterstandsverhoging, die hiervan het gevolg is, staat echter te ver achter bij de resultaten die met infiltratie bereikt kunnen worden. De verlaging van de grondwaterstand bij wateronttrekking door putten wordt in de eerste plaats bepaald door de hoeveelheid water, die onttrokken wordt. Vooral om deze reden is het onmogelijk zonder nadere precisering de grootte-orde van de grondwaterstandsverlaging voor een dergelijk geval aan te geven.

Tenslotte is een zekere besparing op de afvoer van de overvloedige neerslag uit elk gebied mogelijk door opstuwing van de drainerende riviertjes gedurende de zomer. Deze vermindering in afvoer bedraagt hoogstens enkele tientallen millimeters per jaar als gemiddelde over het gehele gebied en dit water moet wegens de bestaande hoogteligging van het maaiveld vooral door de lagere gronden, die in het algemeen het minst verdrogend zijn, verbruikt worden.

GRONDWATERSTANDSVERHOOGING DOOR INFILTRATIE

Indien door infiltratie uit sloten of buizen in droge perioden een voortdurende capillaire opstijging van bijvoorbeeld 2 mm/dag mogelijk gemaakt moet worden, dan houdt dit in, dat aan de grondwaterstandsdiepte en aan de afstand tussen sloten of buizen zekere eisen gesteld worden. De gewenste grondwaterstandsdiepte ligt meestal op —60 tot —90 cm. Indien nu aangenomen wordt, dat wegens het onregelmatige reliëf van het maaiveld het slootpeil op —30 tot —60 cm moet komen, dan is er voor het verval in de grondwaterspiegel gemiddeld niet meer beschikbaar dan 30 cm. Dit hoogteverschil, de bodemweerstand en de afstanden tussen de infiltrerende (en eventueel drainerende) leidingen bepalen de grondwaterstroming. Daar het peil van de infiltratieleidingen in eerste benadering met het maaiveld op en neer moet gaan, zal de opgestuwde grondwaterspiegel ook een zekere helling vertonen. Sprongen in maaiveldhoogte in eenzelfde perceel of in aangrenzende percelen kunnen hierdoor echter niet goed gemaakt worden (zie figuur 8).

Bij slootafstanden van 200 m of minder geven kD-waarden van 200 m²/dag of hoger al geen belangrijke bijdrage meer in het benodigde potentiaalverval. In de meeste gevallen zijn dan ook voornamelijk de radiale weerstanden van belang. Om deze reden moeten de infiltratiesloten bij voorkeur uitgegraven worden tot in een zo grof mogelijke laag. Voor sloten is een radiale weerstand van 0,5 dg/m gewenst, daar hogere weerstanden met zo korte slootafstanden gecombineerd zouden moeten worden, dat de praktische bruikbaarheid in het gedrang komt. Bij infiltratie door buizen is een hoge

radiale weerstand minder bezwaarlijk. Bij weerstanden van 2 tot 4 dagen per meter en geen extreem lage kD -waarden komt men tot buisafstanden van 20 tot 10 meter, wat nog juist binnen de praktische mogelijkheden zou vallen. Bij slecht doorlatende lagen met een verticale weerstand groter dan 100 dagen op een diepte van enkele meters moet in het relatief dunne zandpakket erboven een voldoende intensieve grondwaterstroming veroorzaakt worden. Bij een dikte van 1 tot 3 meter is het horizontaal geleidend vermogen zo klein, dat alleen infiltratie door buizen op 15 tot 30 meter

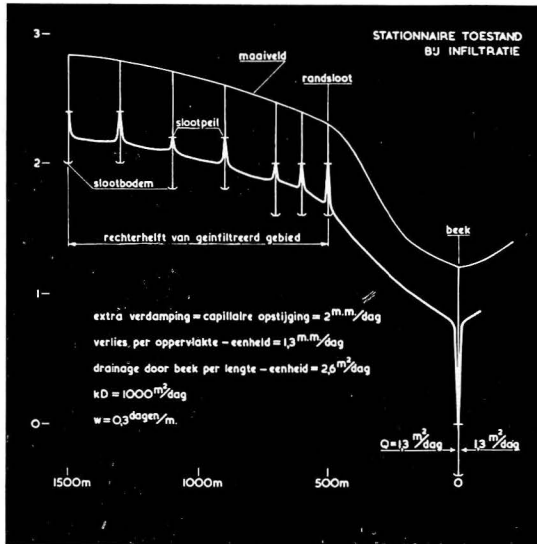


FIG. 8. VERLOOP VAN DE GRONDWATER-SPIEGEL IN EEN GEÏNFILTREERDE RUG, WELKE GEDRAINEERD WORDT DOOR TWEE EVENWIDJIGE BEKEN OP 3000 m AFSTAND (stationaire toestand)

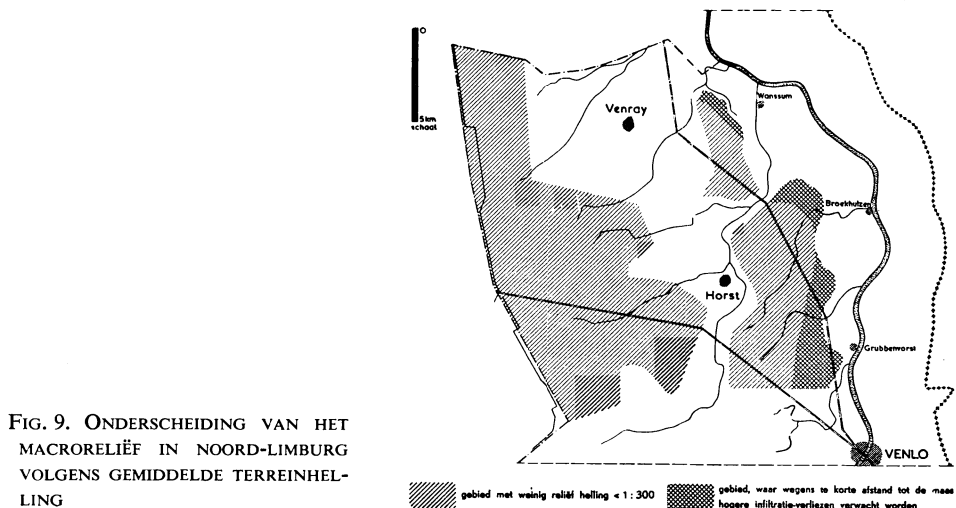
afstand aanbevolen kan worden. Indien op nog geringere diepte dergelijke lagen voorkomen, dan heeft de bovenste meter van de bodem in vele gevallen een zodanig vochthoudend vermogen, dat een vergroting van het waterverbruik minder nodig is. De aanwezigheid van slecht doorlatende lagen op geringe diepte is niet uitsluitend een nadeel door de korte buisafstanden die dan nodig zijn, maar brengt als voordeel mee, dat het verlies aan water door afstromingen via grove, diepe lagen belangrijk minder kan zijn.

Het waterverlies bij infiltratie kan men voornamelijk geconcentreerd zien langs de randen van het geïnfilterde gebied. De aanleg van kleine infiltratiegebieden en vooral van lange stroken is in dit opzicht ongunstig. Indien van de hogere gronden gelegen tussen twee beken een aaneengesloten infiltratiegebied gemaakt zou kunnen worden, dan blijft aan beide kanten een afstroming van grondwater naar het lager gelegen open water. In het geval van een grof homogeen pakket volgt uit een beschouwing van de toestand in verticale doorsnede, dat de breedte van de niet geïnfilterde randstroken, de kD -waarde, de radiale weerstand van de drainerende beek en eventueel secundaire nevenleidingen het verlies bepalen. Bij een afstand tussen de beken van 3.000 m en een breedte van rond 2.000 m tot maximaal 2.800 m voor het geïnfilterde blok zou men de maximale helling tussen het peil van de randsloot en het peil van de beek zo kunnen kiezen, dat het verlies per geïnfilterde ha niet groter is dan 1 tot 2 mm/dag.

Voor de hoge zandgronden van Noord-Limburg blijkt een helling van in grootte-orde 1:300 meestal wel te voldoen. Bij hoge kD-waarden zal deze helling iets kleiner moeten zijn, bij lage kD-waarden kan ook een steilere helling toegestaan worden. Hieruit volgt een afstand tussen randsloot en beek variërend van 100 tot 300 m. Waar de niet geïnfiltreerde randstrook uit lagere gronden bestaat, behoeft dit geen bezwaar te zijn. Bij steile randen zal men er echter rekening mee moeten houden, dat de lage gronden door aanwezige leidingen een vrij sterke drainerende invloed kunnen uitoefenen. Het feit, dat in het algemeen de wegzijging aan de randen van een infiltratiegebied hoger is dan in het midden heeft tot gevolg, dat sloot- of buisafstanden ook naar verhouding aan de randen kleiner genomen moeten worden. Bij infiltratie boven slecht doorlatende lagen wordt dit effect kleiner en is ook het vrijlaten van een randstrook van minder betekenis.

De plaats van het infiltratieproefveld Vossenholen zou volgens bovenstaande beschouwing minder gunstig zijn. Dit proefveld grenst aan het Peelkanaal op een plaats, waar het kanaalpeil ongeveer 2,5 m onder het maaiveld ligt. Onder deze omstandigheden kunnen de goede resultaten, die op dit proefveld bij 10 m buisafstand bereikt werden, alleen verklaard worden door een vrij grote verticale weerstand van de ondiepe leemlagen. Minder goede opbrengsten op dit proefveld moeten bovendien nog geweten worden aan veenlagen, die storend werken op de wortelontwikkeling. Bij een volledige buizeninfiltratie van de 70 ha van dit proefveld moet men in ieder geval rekenen op een wegzijging van 3 tot 4 mm/dag, waarbij het nog de vraag is in hoeverre hiermede een strook van 200 m breedte direct langs het kanaal verbeterd wordt.

Bij een beschouwing van de hoogtekkaart van Limburg ten noorden van de spoorlijn Griendtsveen-Venlo blijkt dat men dit gebied in vier delen kan splitsen. Ten eerste een gebied met weinig reliëf langs de Noordbrabantse grens, vervolgens een strook lopende over Venray en Horst waar de riviertjes sterker insnijden, dan weer een vlakker gebied langs de spoorlijn Vierlingsbeek-Venlo en als vierde gebied een 2 tot 3 km brede strook met vrij steile hellingen langs de Maas (zie figuur 9). Het eerste



en het derde gebied zouden vooral in aanmerking komen voor infiltratie. Bij een kD-waarde van 1.000 m²/dag is daar infiltratie mogelijk met een gemiddelde wegzijging variërende van 1 tot 2 mm/dag. In beide andere gebieden moet men bij eenzelfde kD-waarde rekenen op een verlies van rond 4 mm/dag of meer. Volgens figuur 1 komen ook waarden lager dan 1.000 m²/dag vrij veel voor. Afgezien van de grote variatie, die in de kD-waarden mogelijk is, kan deze indeling de mogelijkheden tot infiltratie niet uitsluitend bepalen, daar het microreliëf wegens de egalisatiekosten een nog grotere invloed heeft op de praktische mogelijkheden. Een kaart van het macroreliëf zal echter nauwelijks gemist kunnen worden bij beantwoording van de vraag, waar grote infiltratiecomplexen aangelegd zouden kunnen worden. Naarmate het infiltratiegebied meer zuidwestelijk gelegen is, behoeft een grote wegzijging niet meer zo bezwaarlijk te zijn, daar dit water uit de drainerende beken weer afgetapt kan worden ten behoeve van lager gelegen infiltratiegebieden.

In het voorgaande is geheel buiten beschouwing gelaten, dat het ook mogelijk is naar minder perfectionisme te streven, dat wil zeggen, dat men de grondwaterstanden over grote gebieden, die anders moeilijkheden zouden geven, niet verder opvoert dan bijvoorbeeld —80 tot —120 cm. Zoals uit de volgende paragraaf blijken zal, worden daardoor de kansen op wateroverlast ook kleiner en stelt men dus minder zware eisen aan het beheer van een infiltratiegebied. Dit zou verder inhouden, dat een goedkopere oplossing mogelijk wordt: grotere afstanden tussen infiltrerende leidingen en (of) minder egalisatie. De minste egalisatie zou nodig zijn bij korte afstanden tussen de leidingen (buizen om de 10 tot 20 m) en de grondwaterstanden iets lager dan optimaal. Hierbij krijgen echter de aanleg van stuwtes en bij grote percelen de aanleg van ondergrondse hoofdleidingen een grotere invloed.

Bij elke infiltratie is belangrijk de keuze van het ogenblik, waarop de opstuwing van de sloten begonnen wordt. Korte buisafstanden waarbij het verval in stijghoogte voor het stationaire transport van 2 mm/dag niet groter is dan rond 10 cm, geven het voordeel, dat de opnamecapaciteit in de grondwaterstroming voldoende is om de grondwaterstand in korte tijd sterk omhoog te brengen. Het is echter de vraag of de aanvoercapaciteit van de open leidingen hiervoor wel groot genoeg zal zijn. Bij sloten op 100 tot 200 m afstand zal men daarentegen altijd er mee moeten rekenen, dat globaal vier tot zes weken nodig zijn om de grondwaterstand omhoog te brengen; de infiltratie moet dus rond 1 april beginnen.

KANSEN OP WATEROVERLAST IN DE ZOMER BIJ INFILTRATIE

Door de verhoging van de grondwaterstand bij infiltratie is de mogelijkheid afgenomen om overtollig regenwater in het profiel te bergen. Dit is reden om na te gaan of de kansen op te hoge grondwaterstanden niet ongewenst groot kunnen worden. In het algemeen zijn de infiltratieleidingen ook in zekere mate geschikt voor afvoer. De weerstand, die de grondwaterstroming ondervindt, is door de vrij korte afstand tussen deze leidingen aanzienlijk afgenomen. Het maakt hierbij verschil of er met buizen dan wel alleen met sloten geïnfilterd wordt, daar in het eerste geval de optredende weerstand rond de helft of minder is van het tweede geval. Verder is op de afvoerintensiteit van invloed het verschil tussen grondwaterstand en slootpeil. Af-

hankelijk van deze beide grootheden is het dus zeer goed mogelijk dat de kleinere berging weer goed wordt gemaakt door een intensievere afvoer.

Uit de volgende uiteenzetting zal blijken, dat het aan te bevelen is om in de zomer*), zolang de regenval bij het gemiddelde of hoger ligt, het slootpeil niet tot maximale hoogte op te stuwen. Hiertegen kan weinig bezwaar bestaan. Er is dan immers minder afname van infiltratiewater, daar het gewas hiervan niets verbruikt en alleen rond 2 mm/dag ondergronds naar de beken afstroomt. Het verval in stijghoogte wordt voornamelijk veroorzaakt door de radiale weerstand en is ongeveer evenredig met de som van nuttig verbruik en afstroming. Bij een afname van 2 mm/dag en een daarbij aangepast lager slootpeil kan de gewenste grondwaterstand dus toch gehandhaafd worden. Een dergelijke aanpassing is bijzonder goed en zelfs voor elke kavel mogelijk in een systeem met hoge aanvoersloten en lage afvoersloten, waartussen een buizenstelsel met instelbaar peil.

De volgende tabel geeft een indruk volgens welke richtlijnen de infiltratie door sloten of door buizen zou kunnen gebeuren en met welke verschillen men daarbij rekening moet houden.

TABEL 1

	Infiltratie door sloten				Infiltratie door buizen			
	h_0	h_1	A_1	A_2	h_0	h_1	A_1	A_2
Droge periode . . .	-35	-75	2	-2	-45	-60	2	-2
Gemiddelde periode .	-55	-75	2	0	-52,5	-60	2	0
Natte periode . . .	-55	-30	2	2	-52,5	-30	2	5
	cm	cm	mm/dag	mm/dag	cm	cm	mm/dag	mm/dag

h_0 = slootpeil ten opzichte van maaiveld

h_1 = grondwaterstand „ „ „ „

A_1 = ondergrondse afvoer naar de beken

A_2 = „ „ „ „ sloten en(of) buizen.

De opgave van de afvoeren A_1 en A_2 volgens deze tabel is in grootte-orde juist voor grote infiltratiegebieden (infiltratie van beek tot beek) in de stationaire toestand. Bij kleine infiltratiegebieden wordt A_1 groter. De waarden voor A_2 zijn gebaseerd op de aanname, dat de radiale weerstanden van sloten of buizen de grootste invloed uitoefenen en dat bij een droge periode door deze weerstanden de som van de absolute waarden van A_1 en A_2 loopt, in een natte periode alleen A_2 in omgekeerde richting.

*) De kansen op wateroverlast in de winter worden hier niet in beschouwing genomen. In vergelijking met de zomer moeten we rekenen met een iets lagere en meer gelijkmatige neerslag en met een lagere verdamping. Een afvoercapaciteit van 4 mm/dag in het infiltratiegebied is bij niet extreem hoge grondwaterstanden meestal voldoende. Bovendien treedt na stopzetting van de infiltratie aan het einde van de zomer een relatief snelle grondwaterstands daling op. Op aangrenzende lagere gronden met kwel, welke kwel vanuit het infiltratiegebied versterkt wordt, moet men bijgevolg ook rekening houden met een zekere verhoging van de grondwaterstanden. Hoewel deze verhoging vrij klein is en in de winter lager dan in de zomer, lijkt een nadere beschouwing hiervan onder bepaalde omstandigheden wel gewenst.

Verder mag gesteld worden, dat in een natte periode van de zomer de verdamping rond 2 mm/dag bedraagt. Een aanvaardbare maximum-grondwaterstand wordt overeenkomstig de tabel op —30 cm gesteld. Is bovendien de bergingscoëfficiënt gegeven, en uit het voorgaande blijkt dat deze voor het Lollebeekgebied bij grondwaterstanden hoger dan —1 m ligt bij 0,09 tot 0,13, dan moet de kans op wateroverlast verder uit een statistische bewerking van regenwaarnemingen afgeleid worden. Immers er zullen te hoge grondwaterstanden ontstaan, indien de regenval R over n achtereenvolgende dagen een zeker bedrag overschrijdt, overeenkomstig de volgende ongelijkheid:

$$R_n > B + n(E + A_1 + A_2)$$

Hierbij stelt B de berging voor (in dezelfde dimensie als R_n , bijvoorbeeld mm); de evaporatie E in natte zomerperioden is gemiddeld 2 mm/dag. Na substitutie van dezelfde waarden voor A_1 en A_2 (in mm/dag) als in de gegeven tabel volgt nu, dat bij infiltratie door sloten als voorwaarde voor wateroverlast moet gelden:

$$R_n > 50 + 6n$$

Bij buizeninfiltratie:

$$R_n > 33 + 9n$$

Voor hoge zandgrond in de oorspronkelijke toestand (grondwaterstand in de zomer gemiddeld —2,00 m; bergingscoëfficiënt 0,15; geen infiltratie, dus $A_1 = 0$; afvoer in een natte periode iets boven het gemiddelde, dus $A_2 = 1$ mm/dag) vinden we als overeenkomstige voorwaarde:

$$R_n > 255 + 3n.$$

Voor lage, met sloten doorsneden zandgronden in de oorspronkelijke toestand (grondwaterstand in de zomer gemiddeld —0,75 m; bergingscoëfficiënt 0,11; afvoer ruim boven het gemiddelde: $A_1 + A_2 = 2$ mm/dag; geen kwel) vinden we:

$$R_n > 50 + 4n.$$

Deze grenslijnen voor R , waarboven wateroverlast optreedt zijn opgenomen in figuur 10, welke figuur een grafische voorstelling geeft van de kansen op regenbuien (-perioden) van bepaalde duur en intensiteit in de zomermaanden. Uit de gegeven vergelijking voor R_n volgt reeds dat bij kleine B vooral wateroverlast van kortere duur zal optreden, bij kleine $A_1 + A_2$ vooral wateroverlast van langere duur. In welke mate dit het geval zal zijn, moet men uit figuur 10 afleiden.

De kromme $R = 50 + 6n$ welke bij infiltratie door sloten geldig is, valt ongeveer samen met de lijn voor een kans 1 maal in 100 zomerperioden. Elk punt op deze lijn heeft betrekking op een zeker aantal buien in de waarnemingsperiode, welke buien echter voor een deel ook bij een ander punt op deze zelfde lijn voorkomen. Gaat men nu ervan uit, dat het geen zin heeft een regenbui te tellen, als deze regenbui valt in een langere periode, die volgens het gestelde criterium ook wateroverlast geeft, dan vindt men lopende over een dergelijke kromme in figuur 10 in totaal een aantal regenbuien, dat rond tweemaal zo groot is als voor een enkel punt op deze kromme, waarbij men in het laatste geval in de tijdvaklengte hoogstens een dag als verschil toelaat. Het voorgestelde schema voor infiltratie door sloten zal dus gemiddeld 1 maal in 50 jaar

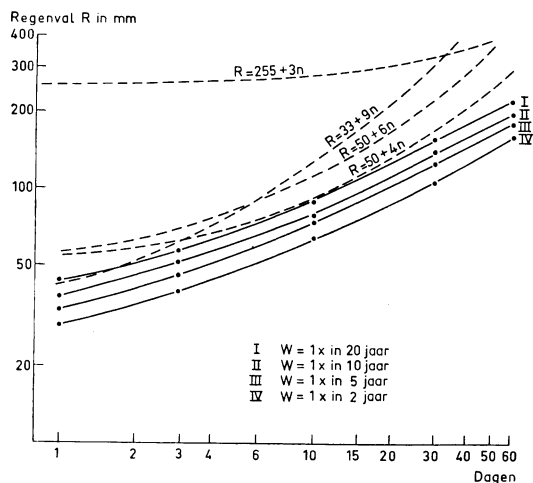


FIG. 10. KANS W OP EEN REGENVAL $\geq R$ OVER EEN PERIODE VAN n OPEENVOLGENDE DAGEN IN DE MAANDEN MEI-SEPTEMBER. Gemiddelde volgens de regenstations Bakel (Deurne), Sevenum en Lottum over 1932-1948. De gestippelde krommen geven de grenzen aan waarboven onder bepaalde in de tekst beschreven omstandigheden wateroverlast zal ontstaan

wateroverlast geven. Indien men aanneemt, dat men ook met een grotere kans nog genoeg zou kunnen nemen en een kans 1 maal in 10 jaar zou accepteren, dan volgt direct uit de figuur, dat een 15 mm kleinere berging en een afvoer $A_2 = 1$ mm/dag voldoende zou zijn.

Bij infiltratie door buizen overeenkomstig het schema in bovenstaande tabel zal wateroverlast met een duur van hoogstens 3 dagen relatief veel voorkomen. In figuur 9 kan men aflezen dat hierop een kans bestaat van $1 \times$ in 30 zomers. Door de hogere waarde van $A_1 + A_2$ is de kans op wateroverlast van langere duur dan 10 dagen te verwaarlozen.

Tenslotte moet hier nog opgemerkt worden, dat de gegeven vergelijking $R_n = B + n(E + A_1 + A_2)$ in principe juist is, als onder E , A_1 en A_2 de gemiddeld opgetreden waarden worden verstaan. Op pag. 32 en in figuur 10 zijn echter bepaalde constante waarden gesubstitueerd, hetgeen minder juist is. Voor de bepaling van B zijn we van de veronderstelling uitgegaan, dat aan het begin van een natte periode het bergend vermogen gevonden kan worden door het verschil te nemen tussen de maximaal toelaatbaar geachte grondwaterstand (-30 cm) en de gemiddelde grondwaterstand en dit te vermenigvuldigen met de bergingscoëfficiënt. Juist aan het begin van een natte periode is er echter een vrij grote kans, dat in de bovenste lagen van de bodem door uitdroging een vochtdeficit beneden de veldcapaciteit bestaat, zodat er dan een groter bergend vermogen is dan gesubstitueerd werd. Een tweede foutenoorzaak ligt in het substitueren van de maximale waarden voor $A_1 + A_2$. De afvoer zal door de stijgende grondwaterstand niet onmiddellijk deze waarde hebben behorende bij de maximaal toelaatbaar geachte grondwaterstand. Ook bij langere perioden, die over het geheel genomen vrij nat zijn, zal op de droge dagen een daling in de grondwaterstand en dus ook een daling in de afvoer optreden. De vermindering in afvoer zal in dit laatste geval echter ruimschoots goed gemaakt worden door de stijgende verdamping. De verschillen in afvoer door verschillen in afstand tot open water zullen eveneens een zekere invloed hebben (zie fig. 4 en 5). In de bestaande omstandigheden is dit effect echter van weinig praktische betekenis (zie horizontale punten-

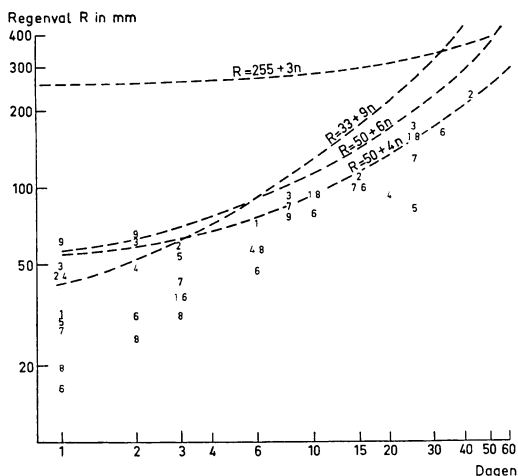


FIG. 11. INPLAATS VAN DE GEMIDDELDE KROMMEN VOOR DE KANS OP REGEN VAN BEPAALDE DUUR EN INTENSITEIT (zie figuur 10) ZIJN IN DEZE FIGUUR DE 9 ZWAARSTE REGENBUIEN UIT DE JAREN 1932-1948 OPGENOMEN. Elk cijfer heeft betrekking op een bepaalde regenperiode, waarbij de deelintervallen zodanig gekozen zijn, dat hierdoor de hoogste regensom verkregen werd. De cijfers verticaal boven $t = 1$ dag hebben dus betrekking op de dag met de zwaarste regenval van de betrokken periode.

- | | |
|----------------------|----------------------|
| 1 Bakel, juni 1935 | 6 Bakel, aug. 1941 |
| 2 Sevenum, juli 1936 | 7 Bakel, aug. 1945 |
| 3 Sevenum, aug. 1938 | 8 Deurne, juli 1948 |
| 4 Lottum, sept. 1938 | 9 Deurne, sept. 1948 |
| 5 Sevenum, juli 1939 | |

zwerm in fig. 3). Een effect, dat moeilijker te beoordelen is, is de ongelijke maaiveldsligging, die de toestand in het algemeen hydrologisch ongunstiger maakt.

Gezien de voorgaande uiteenzetting is een nauwkeuriger benadering gewenst en ook mogelijk door van dag tot dag afvoer en berging in rekening te brengen. Daaruit is gebleken, dat de kansen op wateroverlast slechts weinig ongunstiger zijn, dan op grond van figuur 10 zou kunnen worden afgeleid. Gevonden werd, dat de perioden 1, 2, 3 en 8 (zie figuur 11) grondwaterstanden hoger dan -30 cm geven (respectievelijk gedurende 12, 25, 18 en 10 dagen, waarbij dan is gerekend met 5 dagen als naijling in de afvoer van regenwater midden op de kavel), hoewel de betrokken punten in deze figuur op de kromme of er slechts weinig boven liggen. Periode 9, die wel boven de kromme uitkomt, geeft geen wateroverlast, daar in de voorafgaande 3 weken slechts 20 mm regen viel, waardoor eerst een klein vochtdeficit in de bovenste laag van de bodem aangevuld moest worden.

Daar over 3 regenstations gesommeerd werd, volgt hieruit dat voor lage zandgrond zonder kwel 1 maal in 13 jaar op wateroverlast van deze aard gerekend moet worden. Bij infiltratie onder de voorgestelde omstandigheden moeten de kansen op wateroverlast dus nog kleiner zijn. Hieraan moet echter nog toegevoegd worden, dat verschillen tussen Bakel (Deurne), Sevenum en Lottum buiten beschouwing zijn gelaten.

Zoals reeds uiteengezet is, neemt tengevolge van de verhoogde grondwaterstand bij infiltratie de intensiteit van de grondwaterstroming in twee opzichten toe: in droge perioden een afstroming van rond 2 mm/dag naar de drainerende beken; in natte perioden van de zomer een snelle afvoer van overtollig regenwater op dezelfde manier als tevoren, maar bovendien langs een kleinere weerstand door de grond naar de infiltratiesloten en vandaar naar de beken. Alleen de laatste afvoer heeft zekere consequenties voor de gewenste afvoercapaciteit van de beken. Figuur 12 geeft het resultaat van enkele quasi-stationaire berekeningen, waarmee een zekere indruk van de veranderingen in de afvoerintensiteit ten gevolge van de infiltratie verkregen wordt.

Door een hoge rug tussen twee beken over de volle breedte te infiltreren, wordt het bergend vermogen gelijk gemaakt aan gelijksoortige lage gronden en daardoor kan

de afvoer voor de zomer gelijk gesteld worden aan de afvoer voor lage, met sloten doorsneden zandgronden. De afvoer door de sloten van het infiltratiegebied mag bij zware regen 2 mm/dag lager gesteld worden. De wegzijging van 2 mm/dag, welke uit de aard der zaak evenals in droge perioden blijft doorgaan, geeft immers geen vermeerdering van de afvoer boven het berekende bedrag, daar de infiltratie stopt bij een grondwaterstand gelijk aan slootpeil.

BEREKENING VAN KUNSTMATIGE VERANDERINGEN IN HET VERLOOP VAN DE GRONDWATERSTAND

Bij infiltratie van water door opstuwing van open leidingen, zowel als bij de wateronttrekking door middel van putten ontstaat een verandering in de grondwaterstand. Het verloop van deze verandering kan in vrij korte tijd berekend worden, indien de berekening uitgevoerd wordt met quasi-stationaire formules. De techniek van deze rekenmethode zal hier niet worden besproken. Ter illustratie wordt hier wel nader ingegaan op de resultaten van een drietal voorbeelden (zie figuur 13, 14 en 15), die onderscheidenlijk betrekking hebben op wateronttrekking door putten, opstuwing van beken en infiltratie door een hoge leiding midden op de rug. Het is duidelijk dat de bodemweerstand, het bergend vermogen en de tijdsafhankelijkheid van de overtollige neerslag gegeven moeten zijn. Verder moet de ingreep, die de grondwaterstandsverandering veroorzaakt, nader bekend zijn (duur, intensiteit, enz.). Het aantal onafhankelijke variabelen is om deze reden vrij groot en ligt meestal in de buurt van 10.

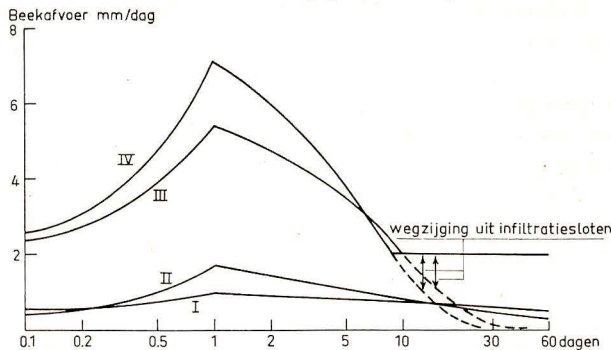


FIG. 12. DRAINAGE VAN ZANDGROND BIJ EEN ZWARE REGENBUI, DIE 40 mm OVERTOLLIGE NEERSLAG GEEFT IN 24 UUR. In de daaropvolgende periode treedt geen overtollige neerslag of capillaire opstijging op, maar handhaving van het constante slootpeil.

- A. Oorspronkelijke toestand zonder infiltratie, bergingscoëfficiënt 0,15.
 - I) uitsluitend hoge gronden zonder sloten,
 - II) 25 % lage beemdgronden met ontwatering door sloten.
- B. Infiltratie over de volle breedte van de rug. Directe ondergrondse afvoer naar de beek 2 mm/dag.
 - III) Begintoestand: slootpeil en grondwaterstand op 90 cm onder maaiveld; bergingscoëfficiënt 0,15.
 - IV) Begintoestand: slootpeil en grondwaterstand op 60 cm onder maaiveld; bergingscoëfficiënt 0,10.

Beekafstand = 3000 m; slootafstand = 100 m; $kD = 1000 \text{ m}^2/\text{dag}$

Radiale weerstand van een beek $w = 0,15 \text{ dagen/meter}$

Radiale weerstand van een sloot $w = 0,7 \text{ dagen/meter}$

Hieruit volgt dat verschillende benaderingen moesten worden aangenomen om de bewerkingstijd niet onredelijk lang te doen worden.

Zo werd aangenomen dat er een oneindig groot veld is met symmetrische stroken. In dit veld is een constante helling verondersteld, wat inhoudt dat de intensiteit van de grondwaterstroming volgens de helling ook constant is. De hellingafvoer per oppervlakte-eenheid is dan nul. In de praktijk is dit laatste natuurlijk niet het geval: in het hoogste punt van de rug vinden we een kleine, maar toch niet onbelangrijke hellingafvoer; dicht langs de Maas wordt de hellingafvoer zelfs overheersend. Verder werd ter vereenvoudiging aangenomen, dat het probleem als „periodiek verschijnsel” mag worden berekend: het voorafgaande jaar is gelijk aan het beschouwde jaar. De invloed van de aanlooptijd is verdwenen. Begin- en eindtoestand zijn dus voor de beschouwde perioden gelijk.

Bij genoemde drie voorbeelden werden de volgende bodemweerstanden aangenomen: kD is $1.000 \text{ m}^2/\text{dag}$; w is $0,3 \text{ dg/m}$ en c is 0 tot 100 dagen. De waarde van de verticale weerstand c is door deze keuze van minder betekenis. Dit laatste geldt ook voor de tijdsafhankelijkheid van de overtollige neerslag, voorzover tenminste alleen op de verandering in grondwaterstand wordt gelet en niet op de absolute waarde. Aangenomen werd een sinusvormig verloop van de overtollige neerslag met als gemiddelde $0,7 \text{ mm/dag}$, als maximum $1,5 \text{ mm/dag}$, als minimum $-0,1 \text{ mm/dag}$ (capillaire opstijging). Het maximum werd gelegd op 1 december, zodat de hoogste grondwaterstand valt in februari, de laagste in augustus. De bergingscoëfficiënt werd gesteld op $0,15$. Deze grootte is bij tijdsafhankelijke processen in het algemeen van grote invloed. De snelheid, waarmee een evenwichtstoestand benaderd wordt, is omgekeerd evenredig met de bergingscoëfficiënt. Naarmate de bergingscoëfficiënt kleiner is, wordt dus bij opstuwing en infiltratie een zeker effect sneller bereikt en ontstaat door oppompen van water uit een grof freatisch pakket een grotere grondwaterstandsverlaging.

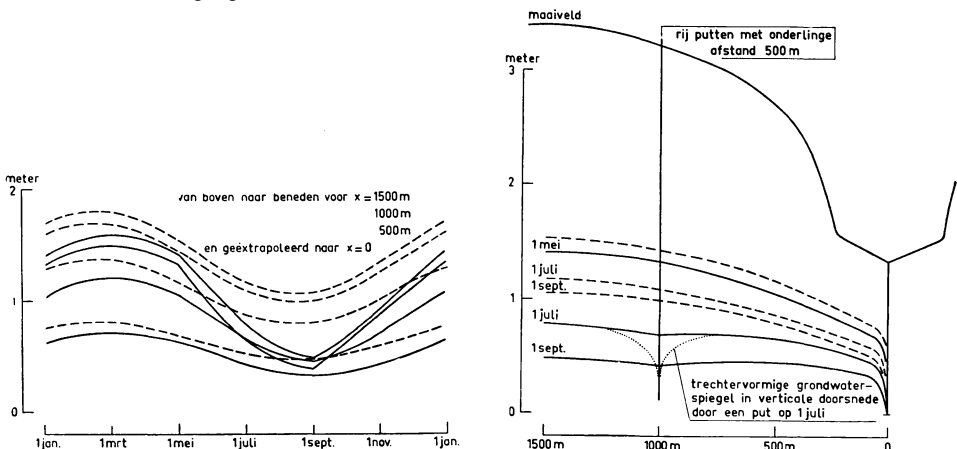


FIG. 13. GEMIDDELD PERIODIEK VERLOOP VAN DE GRONDWATERSTAND BIJ WATERONTTREKKING DOOR TWEE RIJEN PUTTEN GEDURENDE DE MAANDEN MEI-AUGUSTUS

----- Oorspronkelijke toestand
 ——— Nieuw gemiddelde

In het voorbeeld van wateronttrekking door twee rijen putten (zie figuur 13) werd aangenomen, dat 1/3 deel van het gebied gedurende vier maanden in totaal 200 mm krijgt. Door het hogere vochtgehalte van de bovenste bodemlaag ontstaat meer doorslag, zowel bij zware regenbuien in de zomer als bij het begin van de winterafvoerperiode. De vergroting van de overtollige neerslag werd op 50 mm/jaar geschat. De verdamping neemt dus over het kunstmatig beregende gebied slechts toe met 150 mm/jaar. Indien dagelijks gemiddeld 6 uur gepompt wordt en de pompen om de 500 meter staan, moet de capaciteit per pomp 70 m³/uur zijn. Tijdens het beregenen is de trechtervormige daling in de grondwaterspiegel vier maal groter dan het gemiddelde, dat

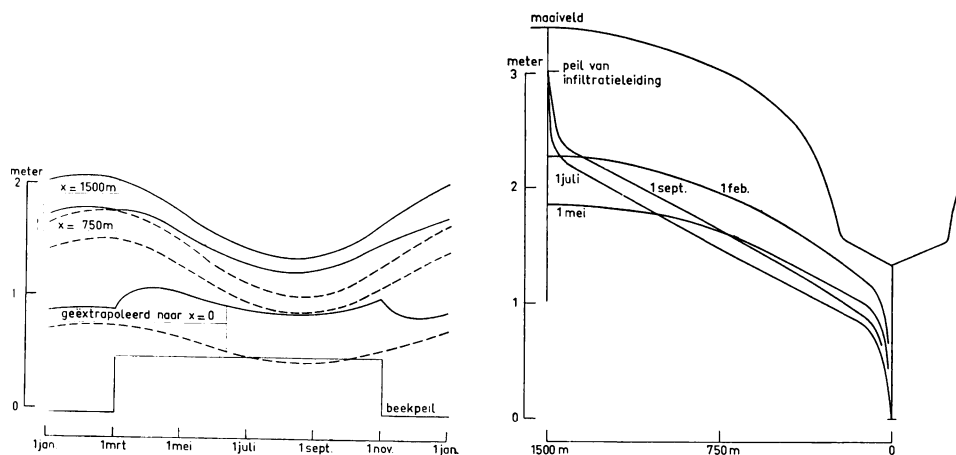


FIG. 14. GEMIDDELD PERIODIEK VERLOOP VAN DE GRONDWATERSTAND BIJ OPSTUWING VAN DE BEKEN GEDURENDE DE MAANDEN MAART–OKTOBER
 ----- Oorspronkelijke toestand
 ————— Nieuw gemiddelde

in de figuur door een stippellijn is aangegeven. Rondom de putten fluctueert de grondwaterstand dus zeer sterk; in het algemeen op meer dan 300 m afstand van een pomp-put zijn deze fluctuaties echter vrijwel geheel gedempt en midden op de rug, waar de gemiddelde daling het grootste is, zal men ten hoogste een klein en een praktisch onbelangrijk verschil in de daalsnelheid kunnen meten afhankelijk van de intensiteit waarmee gepompt wordt. De grondwaterstand zou aan het begin van de periode gedurende welke gepompt wordt midden op de rug 12 cm lager dan oorspronkelijk zijn. Dit wordt veroorzaakt door de aanname dat in voorafgaande jaren ook gepompt is. Het feit dat in de winter geen volledig herstel optreedt, wordt veroorzaakt door de aanname dat het beekpeil onveranderd is. Na vier maanden pompen is de grondwaterstand 60 cm lager dan op een overeenkomstig tijdstip in de oorspronkelijke toestand. Evenzo wordt de grondwaterstandsverlaging in het beekdal geleidelijk groter, toenemend van 8 tot 20 cm. In hoeverre dit laatste van belang is, hangt voornamelijk af van het peil en de radiale weerstand van de beek, van de maaiveldshoogte en de verticale weerstand in de kavels langs de beek, daar deze vier factoren de grondwaterstandsdiepte in het beekdal grotendeels bepalen.

In het voorbeeld dat betrekking heeft op opstuwung van beken (zie figuur 14), is

aangenomen, dat in de winter geen versterkte drainage door secundaire leidingen optreedt, hoewel het beekpeil onveranderd en de grondwaterstand hoger is. Stijging van de grondwaterstand in het beekdal is rond 15 cm. Om een maximaal resultaat van de opstuwung te krijgen is het in het algemeen nodig de ontwatering door secundaire leidingen zoveel mogelijk tegen te gaan. Een tweede aanname, die minder reëel is, is het onveranderd zijn van de capillaire opstijging. Dit zou inhouden dat ook de verdamping niet verandert, terwijl een vergroting van de verdamping in de zomer juist de bedoeling van de opstuwung is. Uit de figuur blijkt dat in de stuwperiode de grondwaterstand in het beekdal 30 tot 45 cm hoger ligt, zodat het niet onredelijk zou zijn geweest om over een 250 meter brede strook aan weerszijden van de beek over het zomerhalfjaar een zekere capillaire opstijging aan te nemen. Een toename van de verdamping over droge perioden van de zomer met 1 mm/dag als gemiddelde over het beekdal moet wel mogelijk geacht worden. Hieruit volgt dat de afvoer uit het stroomgebied in dit geval over het gestuwde gedeelte dus ten hoogste met 10 % zou kunnen teruggaan. Uit de figuur blijkt verder dat in het midden van de rug de grondwaterstandsverhoging vrij constant is met een gemiddelde van 33 cm. Dit bedrag is juist gelijk aan de gemiddelde verhoging van het beekpeil: voor een periode van acht maanden wordt het beekpeil 50 cm hoger aangenomen dan in de oorspronkelijke toestand met een constant beekpeil. Indien een verbetering van het regime van de beken een verlaging van het beekpeil gedurende de winter eist, verdwijnt het effect op grote afstanden van de beek. De vermindering van de wateroverlast in het beekdal gedurende de winter kan als voordeel wel opwegen tegen de lagere zomergrondwaterstanden, daar deze in de meeste gevallen (vergelijk de figuur) in het midden van de rug toch niet voldoende verhoogd kunnen worden en het nadeel in het beekdal na een maand stuwen al verminderd is tot 20 à 30 % van de verlaging, die in het winterbeekpeil is aangebracht en geleidelijk aan nog minder wordt.

Figuur 15 betreft de infiltratie gedurende vier maanden vanuit een hoog gelegen

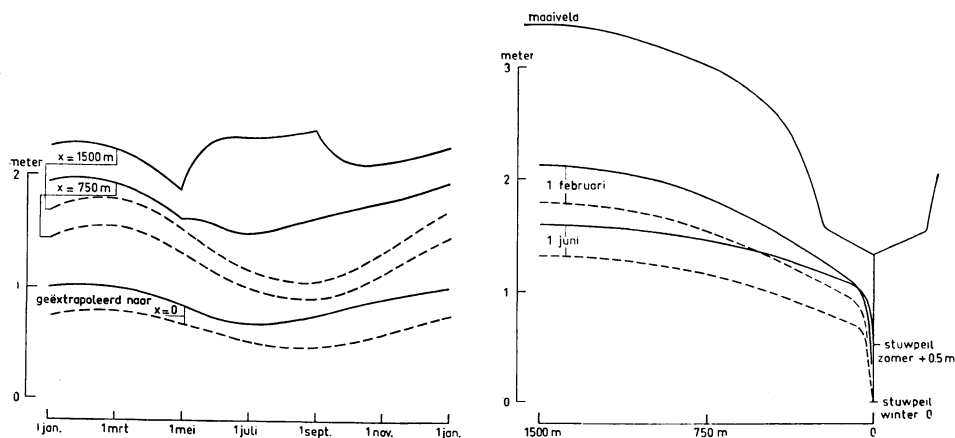


FIG. 15. GEMIDDELD PERIODIEK VERLOOP VAN DE GRONDWATERSTAND BIJ INFILTRATIE DOOR EEN LEIDING MIDDEN OP DE RUG GEDURENDE DE MAANDEN MEI-AUGUSTUS

----- Oorspronkelijke toestand
 ——— Nieuw gemiddelde

onbeklede leiding, waarmee water wordt aangevoerd voor kunstmatige beregening. Het peil van deze aanvoerleiding is aangenomen op 3 meter boven beekpeil. Een dergelijk groot verschil is voor Noord-Limburg geen uitzondering. In een strook tussen Meerselo en Meterik vindt men gaande van noordwest naar zuidoost zelfs verschillen van 4 tot 5 meter in maaiveldshoogte tussen beekdalen en ruggen. De radiale weerstand van deze hoge leiding is aangenomen op 0,3 dagen per meter, dus gelijk aan de radiale weerstand van de beken. Het effect op de grondwaterstand bedraagt voor het beekdal rond 20 cm. Voor het midden van de rug loopt dit gedurende de zomer uiteen van 60 tot 130 cm afhankelijk van de plaats en van de duur van de infiltratie. Een zeer sterke grondwaterstandsverhoging blijkt dus mogelijk te zijn, echter niet altijd voldoende waar momenteel de zomergrondwaterstand dieper dan 2 meter is. Het verwondert dan ook niet, dat hiermee een zeer sterke wegzijging gepaard gaat. Over 1.000 meter lengte is de gemiddelde wegzijging $0,03 \text{ m}^3/\text{sec}$. De sterke wegzijging die uit de berekening volgt, wordt slechts voor een klein deel veroorzaakt door de hoge kD-waarde, die over grote gebieden ook 2 tot 3 malen kleiner dan $1.000 \text{ m}^2/\text{dag}$ blijkt te zijn. Naast het bergend vermogen is vooral de radiale weerstand van invloed geweest op de uitkomst. Daar metingen van de radiale weerstand van infiltratieleidingen nog vrijwel geheel ontbreken, valt het niet te zeggen in hoeverre de aangenomen waarde juist is. In gebieden met ondiepe leemlagen mag een aanzienlijk hogere radiale weerstand verwacht worden (vergelijk gegevens betreffende proefveld Vossenholen). Over grote gebieden ontbreken deze leemlagen echter, zodat uit deze berekening wel als belangrijkste resultaat mag afgeleid worden, dat aanleg van onbeklede leidingen aanzienlijke verliezen aan water tot gevolg kan hebben. Een berekening van deze soort zou eveneens gebruikt kunnen worden om na te gaan in hoeverre het mogelijk is door aanleg van een klein aantal infiltratieleidingen een schadelijke grondwaterstands daling bij wateronttrekking aan diepe putten tegen te gaan.

Ter verduidelijking van dit overzicht, moet erop gewezen worden, dat het niet de bedoeling is hieruit gedetailleerde conclusies te trekken. De grafische voorstellingen dienen als illustratie van de resultaten, die met een betrekkelijk eenvoudige reken-techniek bereikt worden en geven bovendien de grootte-orde aan van zekere effecten, die hier verwacht worden. De gebruikte bodemweerstanden wijken niet al te ver af van de gevonden gemiddelden. Uit de kD-waardenkaart en uit de opgegeven radiale en verticale weerstanden blijkt echter al hoe groot de variaties zijn, die in de bodem in het algemeen optreden.

Indien we hier nogmaals wijzen op het tiental onafhankelijke variabelen, dat bij deze problemen optreedt, dan wordt duidelijk, dat door een enkele oplossing te geven bijvoorbeeld van wateronttrekking door putten een dergelijk probleem niet volledig behandeld kan zijn. Ook wat betreft duur en intensiteit van oppompen, van infiltratie of van opstuwing zal een zeer groot aantal mogelijkheden de aandacht vragen. Bepaalde combinaties van oppompen, infiltratie en opstuwing kunnen eveneens met de bedoelde rekentechniek onderzocht worden. De oplossing van dergelijke samengestelde problemen zal uit de aard der zaak meer tijd vragen. Wij verwachten echter, dat de praktische berekening van het quasi-stationaire procédé geen onoverkomelijke moeilijkheden zal opleveren wat betreft het benodigde aantal manuren.

Instituut voor cultuurtechniek
en waterhuishouding
BIBLIOTHEEK
Intern. Inst. v. Landaanwinning
en cultuurtechniek