Hydrologie en waterhuishouding van bosgebieden in Nederland

Omslag: SC-DLO, Sectie Grafische Vormgeving
Foto: O. Broeksma

Directie Natuur, Bos, Landschap en Fauna (NBLF)

Hydrologie en waterhuishouding van bosgebieden in Nederland

Fase 1: Toetsing instrumentarium

A.J. Dolman
E.J. Moors

Rapport 333

DLO-Staring Centrum, Wageningen, 1994

REFERAAT

A.J. Dolman en E.J. Moors, 1994. *Hydrologie en waterhuishouding van bosgebieden in Nederland; Fase 1: Toetsing instrumentarium.* Wageningen, DLO-Staring Centrum. Rapport 333 76 blz.; 12 fig.; 5 tab.; 58 ref.; 1 aanh.

Uit metingen blijkt dat voor Nederland het interceptieverlies als percentage van de bruto neerslag uiteenloopt van gemiddeld 26% voor loofbos tot 39% voor naaldbos (douglas). Transpiratie ligt voor loof- en naaldbos gemiddeld rond de 305 mm per jaar. De spreiding in zowel interceptie als transpiratie is echter groot. Een gevoeligheidsanalyse van het veel gebruikte SWNBL-model laat zien dat de resultaten hiervan met grote voorzichtigheid dienen te worden toegepast. Bij het gebruik van de met dit model gegenereerde tabel voor de beoordeling van het waterverbruik van een bos dienen marges van onzekerheden van 50% in interceptie en tot 25% bij transpiratie te worden meegenomen. Een meetprogramma is ontwikkeld, dat gericht de kennis van hydrologische processen in bossen in Nederland kan verbeteren. Hieraan gekoppeld is een aanzet gegeven tot de ontwikkeling van een model dat betrouwbare uitspraken over het waterverbruik van bossen in Nederland kan doen.

Trefwoorden: bos, waterhuishouding, interceptie, transpiratie, neerslagoverschot

ISSN 0927-4499

©1994 DLO-Staring Centrum, Instituut voor Onderzoek van het Landelijk Gebied (SC-DLO)
Postbus 125, 6700 AC Wageningen.
Tel.: 08370-74200; telefax: 08370-24812.

DLO-Staring Centrum is een voortzetting van: het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW), het Instituut voor Onderzoek van Bestrijdingsmiddelen, afd. Milieu (IOB), de Afd. Landschapsbouw van het Rijksinstituut voor Onderzoek in de Bos- en Landschapsbouw 'De Dorschkamp' (LB), en de Stichting voor Bodemkartering (STIBOKA).

DLO-Staring Centrum aanvaardt geen aansprakelijkheid voor eventuele schade voortvloeiend uit het gebruik van de resultaten van dit onderzoek of de toepassing van de adviezen.

Niets uit deze uitgave mag worden verveelvoudigd en/of openbaar gemaakt door middel van druk, fotokopie, microfilm of op welke andere wijze ook zonder voorafgaande schriftelijke toestemming van DLO-Staring Centrum.

Project 7344 20 mei 1994

Inhoud

	blz.
Woord vooraf	9
Samenvatting	11
1 Inleiding	13
2 Overzicht beschikbare kennis	15
2.1 Experimentele gegevens	15
2.1.1 De waterbalanscomponenten van bos	15
2.1.2 Boshydrologisch onderzoek in Nederland	17
2.2 Hydrologische modellen voor bossen	21
2.2.2 Overzicht bestaande modellen	22
2.2.3 Evaluatie	31
2.3 Samenvatting	32
3 Analyse van het bij de SWNBL-studie gebruikte model	33
3.1 De onzekerheden in de SWNBL-tabel	33
3.2 Het SWNBL-model	34
3.3 Meteorologische gegevens	36
3.4 Modelopstanden	38
3.5 Resultaten	41
3.5.1 Gevoeligheidsanalyse	41
3.5.2 Toepassing metingen Ede	49
3.6 Samenvatting	54
4 Benodigd boshydrologisch onderzoek	57
4.1 Gebreken in beschikbare kennis	57
4.2 Vervolgonderzoek	58
4.3 Modelontwikkeling	58
4.4 Lokatiekeuze	60
4.5 Meetprogramma	61
4.6 Samenvatting	63
5 Conclusies	65
5.1 Gebruik SWNBL-model in de praktijk	65
5.2 Benodigd onderzoek	66
Literatuur	67

Tabellen

1 Gemeten interceptieverliezen als percentage van de neerslag van een aantal Nederlandse opstanden; (z) zomer, (w) winter. Naar Dolman & Moors (1993). 18
2 Gemeten transpiratieverliezen van een aantal Nederlandse bossen. Naar Dolman & Moors (1993). 19
3 Parameterwaarden voor de modelbosopstanden: loofbos, licht en donker naaldhout. 39
4 Parameterwaarden voor de verschillende bosopstanden van de SWNBL-studie en de gecalibreerde parameterwaarden voor een bosopstand te Ede. 40
5 Lokaties voor het experimentele boshydrologisch onderzoek in Nederland 61

Figuren

1 De jaarsommen van de totale verdamping en het neerslagoverschot uitgedrukt in % van de neerslag voor de vier verschillend begroeide lysimeters in Castricum. 15
2 Schematische weergave van de waterbalans van een bos. 16
3 Voorbeeld van een bodemvochtprofiel in de zomer en in de winter voor bos en grasland (Naar Bon, 1969). 21
4 Schematische weergave van (a) het weerstandsmodel van Penman-Monteith en (b) het interceptiemodel van Rutter. LE is de latente warmtestroom; H de voelbare warmtestroom; R_n de nettostraling; r_a de aërodynamische weerstand; r_s de gewasweerstand, die nul wordt wanneer het bladoppervlak helemaal nat is; P de bruto neerslag; E_c de verdamping van het water op de kruin; E_{Tr} de verdamping van het water op de stam; S de kruinberging; S_{Tr} de berging van de stam (Naar Shuttleworth, 1988). 22
5 Het fractionele verschil in interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot (bodemvochtoverschot) bij verschillende parameterwaarden voor loofbos. 42
6 Het fractionele verschil in interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot (bodemvochtoverschot) bij verschillende parameterwaarden voor licht naaldbos. 43
7 Het fractionele verschil in interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot (bodemvochtoverschot) bij verschillende parameterwaarden voor donker naaldbos. 44
8 Het neerslag overschot in zomer en winter voor loofbos, licht naaldbos en donker naaldbos. 48
9 Het relatieve gewasgeleidingsvermogen als functie van het bodemvochttekort, het dampdruktekort, de temperatuur en de globale straling, zoals gebruikt voor Ede en de SWNBL-studie. Voor de bij de SWNBL-studie gebruikte bodemvochtfunctie worden de relaties voor zand, klei en de modelopstand ook gegeven. 50
10 Interceptie, transpiratie en de hoeveelheid bodemvocht in de eerste meter van de bodem, zoals gemeten, berekend met behulp van de gecalibreerde parameters voor Ede en berekend met behulp van de parameters voor eik uit de SWNBL-studie voor de zomermaanden van 1988 en 1989. 51

11 Het absolute verschil tussen het geleidingsvermogen berekend met de gecalibreerde parameters van Ede en berekend met de parameters van eik uit de SWNBL-studie. 53
12 Schematische weergave van een model voor de waterhuishouding van bossen onder Nederlandse omstandigheden. 59

Aanhangsel
Resultaten van de gevoeligheidsanalyse van het SWNBL-model 73

Woord vooraf

Waterkwantiteitsaspecten van bossen spelen een grote rol in bijvoorbeeld de invloed van bos op de in Nederland geconstateerde grondwaterstandsdalingen, de vastelling van waterschapslasten en de toevoer van neerslag naar het grondwater ten behoeve van de drinkwatervoorziening. Op al deze gebieden lijkt het aan voldoende kennis te ontbreken om adequaat schattingen te kunnen geven van de grootte van de verschillende onderdelen van de waterbalans van bossen.

In opdracht van het Ministerie van Landbouw, Natuurbeheer en Visserij, Directie Natuur, Bos, Landschap en Fauna, heeft DLO-Staring Centrum een onderzoek opgestart dat als doel heeft een goed gecalibreerd modelinstrumentarium te ontwikkelen dat het mogelijk maakt de waterhuishouding van bossen te voorspellen. Dit onderzoek is begonnen met het bestaande instrumentarium, dat door de Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap is ontwikkeld, te toetsen. In dit rapport staan de resultaten hiervan beschreven.

Het project werd in deze fase begeleid door ir J.M. Brand (directie Natuur, Bos, Landschap en Fauna, Ministerie van Landbouw Natuurbeheer en Visserij), ir G. van Tol (Informatie- en KennisCentrum Natuur, Bos, Landschap en Fauna), dr ir W. Bouten (Universiteit van Amsterdam), prof. dr A.W.L. Veen (Rijksuniversiteit Groningen), ir H.K.A. Rotermundt (NUON-VNB, namens Vereniging van Exploitanten van Waterleidingbedrijven In Nederland), ir W.P.C. Zeeman (Staatsbosbeheer), ir K. Voetberg (Vereniging tot Behoud van Natuurmonumenten), ir H. Massop (Unie van Landschappen) en dr P. Kabat (DLO-Staring Centrum), waarvoor aan alle betrokkenen dank. Tevens wordt R. Hutjes (Rijksuniversiteit Groningen) bedankt voor het ter beschikking stellen van zijn meetresultaten te Sleen.

Samenvatting

In dit rapport is de beschikbare kennis op het gebied van de boshydrologie in Nederland geïnventariseerd en is een gevoeligheidsanalyse gemaakt van het voor de praktijk ontwikkelde SWNBL-model. Geconstateerd is dat er in Nederland weliswaar op een aantal lokaties experimenteel is vastgesteld hoe groot interceptie en transpiratie kunnen zijn voor een specifieke lokatie, maar dat het aan mogelijkheden ontbreekt deze informatie te interpreteren en naar andere lokaties te extrapoleren.

Gemeten interceptieverliezen als percentage van de bruto neerslag van Nederlandse bossen lopen uiteen van 20 tot 44%, rond een gemiddelde van 26% voor loofbos en 39% voor naaldbos, en kunnen op sommige lokaties nog hoger zijn. Transpiratie daarentegen ligt gemiddeld rond de 305 mm per jaar, al zijn ook hier waarden tot 400 mm per jaar gemeten. Vooral bij interceptie blijken bostype, leeftijd, hoogte van de opstand en lokatie belangrijk. De spreiding in interceptie- en transpiratieverliezen is te groot om algemeen toepasbare vuistregels te kunnen formuleren. Bovendien is belangrijk dat de absolute interceptieverliezen voor een bostype in droge en natte jaren sterk kunnen verschillen.

Geconstateerd is bovendien dat aan de SWNBL tabel een grote mate van onnauwkeurigheid moet worden toegekend, die het gebruik in de praktijk bemoeilijkt. Vergelijking met de in Nederland verrichte metingen suggereert dat de transpiratieverliezen te laag worden geschat door de SWNBL-tabel. Een gevoeligheidsanalyse heeft laten zien dat veranderingen van 50% van sommige parameters (b.v. kruinberging en maximaal geleidingsvermogen) veranderingen t.o.v. een referentiewaarde van meer dan 40% in de interceptie- en transpiratieverliezen geven. Voor het bodemvochttekort en het neerslagoverschot kan dit zelfs meer dan 100% zijn.

Een vergelijking van metingen op een bepaalde lokatie met berekeningen van het SWNBL-model met geoptimaliseerde parameters voor de interceptie en de transpiratie voor deze lokatie laat zien dat de eenvoudige bodemvochtmodellering van het SWNBL-model grote verschillen in het bodemvocht (en dus ook in het neerslagoverschot) kan veroorzaken en dat de bruikbaarheid van de resultaten voor de praktijk gering is.

Op basis van gevoeligheden en de inventarisatie van kennis is een voorstel ontwikkeld voor een onderzoek dat de huidige leemten in deze kennis opvult. Dit onderzoek bestaat uit het gericht meten van verdamping, het vochttransport in de onverzadigde en verzadigde zone en afvoeren op vier boslokaties in Nederland. Dit zal een beeld op moeten leveren van de variatie in een aantal belangrijke boshydrologische parameters. Gelijktijdig wordt een model ontwikkeld dat interpretatie en extrapolatie van deze gegevens mogelijk moet maken.

De geconstateerde gevoeligheid van het SWNBL-model heeft tot gevolg dat bij gebruik in de praktijk marges van onzekerheden van 50% in interceptie en tot 25%

bij transpiratie in de beoordeling van het watergebruik meegenomen dienen te worden. Door de in het model gebruikte modellering van processen in het bodemvocht is het SWNBL-model niet goed in staat neerslagoverschotten te simuleren. De onzekerheden en de gebrekkige parameterisering van essentiële processen in bodemvocht, maken dat het model ongeschikt is om in zijn huidige vorm lokaal de waterhuishouding van boscomplexen in Nederland te voorspellen. Gebruik van de tabel in regionaal hydrologische modellen wordt dan ook afgeraden.

1 Inleiding

Al sinds jaren is er een discussie gaande over het waterverbruik van verschillende vegetatie typen. Vooral het verschil in waterverbruik tussen bos- en natuurterreinen aan de ene kant en gras- en bouwland aan de andere kant was, en is nog steeds, het voornaamste onderwerp van discussie. In 1982 hebben vraagstukken rond het waterbeheer van natuur- en bosterreinen aanleiding gegeven tot de instelling van de Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap (SWNBL). Deze commissie had onder meer tot taak 'aanbevelingen te doen voor inrichtings- en beheersmaatregelen op het gebied van natuur, bos en landschap in relatie tot de waterhuishouding en het waterbeheer' (Van Beusekom *et al.*, 1990). Voor wat betreft het onderzoek naar de relatie bos en water heeft het werk van de commissie geresulteerd in een tweetal literatuuroverzichten over de invloed van bos op de waterhuishouding (Van Roestel, 1984; Hiege, 1985), een experimentele studie naar de waterbalans van een gemengd loofbos in Ede (Hendriks *et al*, 1990) en een modellenstudie die vuistregels zou moeten verstrekken voor gebruik in de dagelijkse praktijk van het water- en bosbeheer (Nonhebel, 1987).

Recent echter, heeft de problematiek rond de vaststelling van waterschapslasten voor boseigenaren en de eventuele omzetting van naald- in loofbos op de Veluwe (GMN, 1992) laten zien dat er nog vele onduidelijkheden en lacunes in de kennis bestaan, die het formuleren en uitvoeren van een verantwoord beleid beletten (Voorbereidingscommissie Onderzoekprogramma Verdroging, 1993; Filius & Roosenschoon, 1993; Dolman & Kabat, 1993). Bovendien is een van de conclusies van een onderzoek naar de mogelijkheden voor waterschappen om een actief anti-verdrogingsbeleid te voeren, dat de waterschappen vaak nog onvoldoende inzicht hebben in de oorzaken van de verdroging (Bultink, 1993).

Vooral over de eventuele omzetting van (donker) naaldbos op de Veluwe naar loofbos heeft zich een discussie over de wenselijkheid van dergelijke ingrepen ontwikkeld tussen Provincie en landelijke overheid. Niettemin spreekt het in 1993 uitgebrachte advies over het bosbeleid van de Natuurbeschermingsraad zich nog nadrukkelijk uit over de wenselijkheid dit beleid te gebruiken in het kader van het door de overheid nagestreefde anti-verdrogingsbeleid. De hierbij aangegeven overwegingen zijn gebaseerd op de door de toenmalige SWNBL uitgevoerde modelberekeningen (Nonhebel, 1987).

Ook voor de vaststelling van waterschapslasten ontbreekt momenteel een eenduidige methode die het mogelijk maakt een realistisch onderscheid te maken tussen het waterbezwaar van enerzijds landbouwgewassen en anderzijds bos- en natuurterreinen. Een adequate vaststelling van de waterhuishouding (afvoer) van bospercelen levert niet alleen een realistischer schatting van het waterbezwaar, maar heeft ook duidelijke implicaties voor het te voeren beleid voor, onder meer, het peilbeheer.

Naast deze twee, meer actuele vraagstukken, is het voor waterleidingbedrijven en

andere instanties die zich met het beheer van grondwater bezighouden, van groot belang een juist inzicht te hebben in de grootte van de grondwatertoevoer om een onderbouwd beleid te kunnen voeren voor onttrekkingen voor drinkwater en andere doeleinden.

Op al deze gebieden manifesteert zich de onzekerheid rond de vaststelling van de termen van de waterbalans van bossen. De onzekerheden hebben vooral betrekking op de geringe kennis van de waterhuishouding van bossen in de Nederlandse situatie en zijn gesignaleerd in een aantal notities van onder meer het IKC-NBLF en de notitie 'Bos en Water' van het Ministerie LNV. Als reactie hierop heeft de Directie Natuur, Bos, Landschap & Fauna van het Ministerie van Landbouw, Natuurbeheer & Visserij opdracht gegeven aan DLO-Staring Centrum een onderzoek te starten dat als voornaamste doelstelling heeft de onzekerheden weg te nemen die gepaard gaan met het huidige gebruik van de door de SWNBL gepresenteerde modelresultaten.

Dit onderzoek is gesplitst in twee fasen. Het verslag van de eerste fase heeft als doel:

- een schatting te geven van de mate van onzekerheid die gepaard gaat met het gebruik van de SWNBL-modelresultaten in de praktijk van het bos- en waterbeheer
- een voorstel uit te werken voor een experimenteel onderzoek dat informatie moet verschaffen over de grootte en variatie in een aantal modelparameters die het waterverbruik van bossen in Nederland adequaat voorspellen.

Het rapport is als volgt opgebouwd. Hoofdstuk 2 geeft een overzicht van de beschikbare kennis op het gebied van de waterhuishouding van bossen in Nederland. Dit betreft zowel experimenteel als modelmatig onderzoek. In hoofdstuk 3 wordt het door de SWNBL toegepaste model aan een gevoeligheidsanalyse onderworpen en wordt een poging ondernomen de onzekerheden aan te geven die aan het model kleven bij toepassing voor een specifiek, lokaal vraagstuk. Hoofdstuk 4 probeert een inventarisatie te geven van de leemten in de kennis die een realistische schatting van het waterverbruik van bos in Nederland in de weg staan. Vervolgens wordt in dit hoofdstuk een experimenteel programma gepresenteerd dat ontworpen is om deze leemten op te vullen. In het laatste hoofdstuk worden de conclusies van de voorgaande hoofdstukken kort aangegeven en worden enige kanttekeningen geplaatst bij het gebruik van het SWNBL-model in de praktijk. In de tweede fase zal het experimentele onderzoek, zoals dat in dit rapport wordt voorgesteld, worden uitgevoerd.

2 Overzicht beschikbare kennis

2.1 Experimentele gegevens

2.1.1 De waterbalanscomponenten van bos

De problematiek rond het waterverbruik van bossen in Nederland is niet nieuw. Al in 1939 werden in Castricum vier grote lysimeters gebouwd die beplant werden met verschillende vegetatietypes. Doel van dit onderzoek was het bepalen van de mate waarin de grondwatervoeding in het duingebied afhangt van de begroeiing (van Oldenborgh, 1936). Analyse van de metingen (bijvoorbeeld Dolman & Oosterbaan, 1986) laat duidelijk zien dat er verschillen in de afvoer van de lysimeters zijn opgetreden die te relateren zijn aan de begroeiing van de lysimeter (figuur 1).

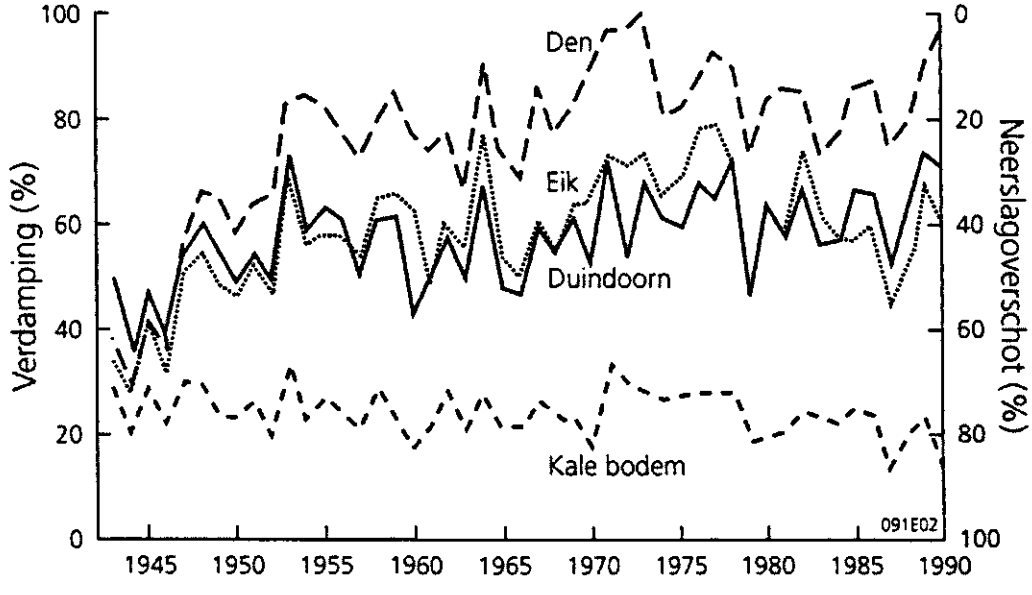

***Fig. 1** De jaarsommen van de totale verdamping en het neerslagoverschot uitgedrukt in % van de neerslag voor de vier verschillend begroeide lysimeters in Castricum.*

Vooral de met eikenbos en naaldbos begroeide lysimeters geven een veel geringer percentage nuttige neerslag te zien dan de kaal gehouden lysimeter (30, 15 en 75% respectievelijk). Nadere beschouwing van de oorzaken van deze reductie in grondwatervoeding leert dat bosverdamping uit twee componenten bestaat: interceptieverdamping en transpiratie. Interceptieverdamping is het proces waarbij neerslag door een kronendak wordt onderschept en weer wordt verdampt zonder dat het het bodemoppervlak bereikt en kan bijdragen aan de grondwatervoeding. Transpiratie is het proces waarbij water, dat door de wortels is opgenomen, de boom via de huidmondjes in de bladeren weer verlaat. Vooral bij bossen is het van groot belang deze processen gescheiden te analyseren (Shuttleworth & Calder, 1979). Hoe de transpiratie en interceptieverdamping zich tot elkaar verhouden zal uiteindelijk bepalen of een bos meer

water verbruikt dan een landbouw- of ander gewas. Naast deze twee verdampingstermen spelen in de waterbalans van bossen twee andere termen een belangrijke rol: de neerslag en afvoer. In figuur 2 is de waterbalans van een bos schematisch weergegeven.

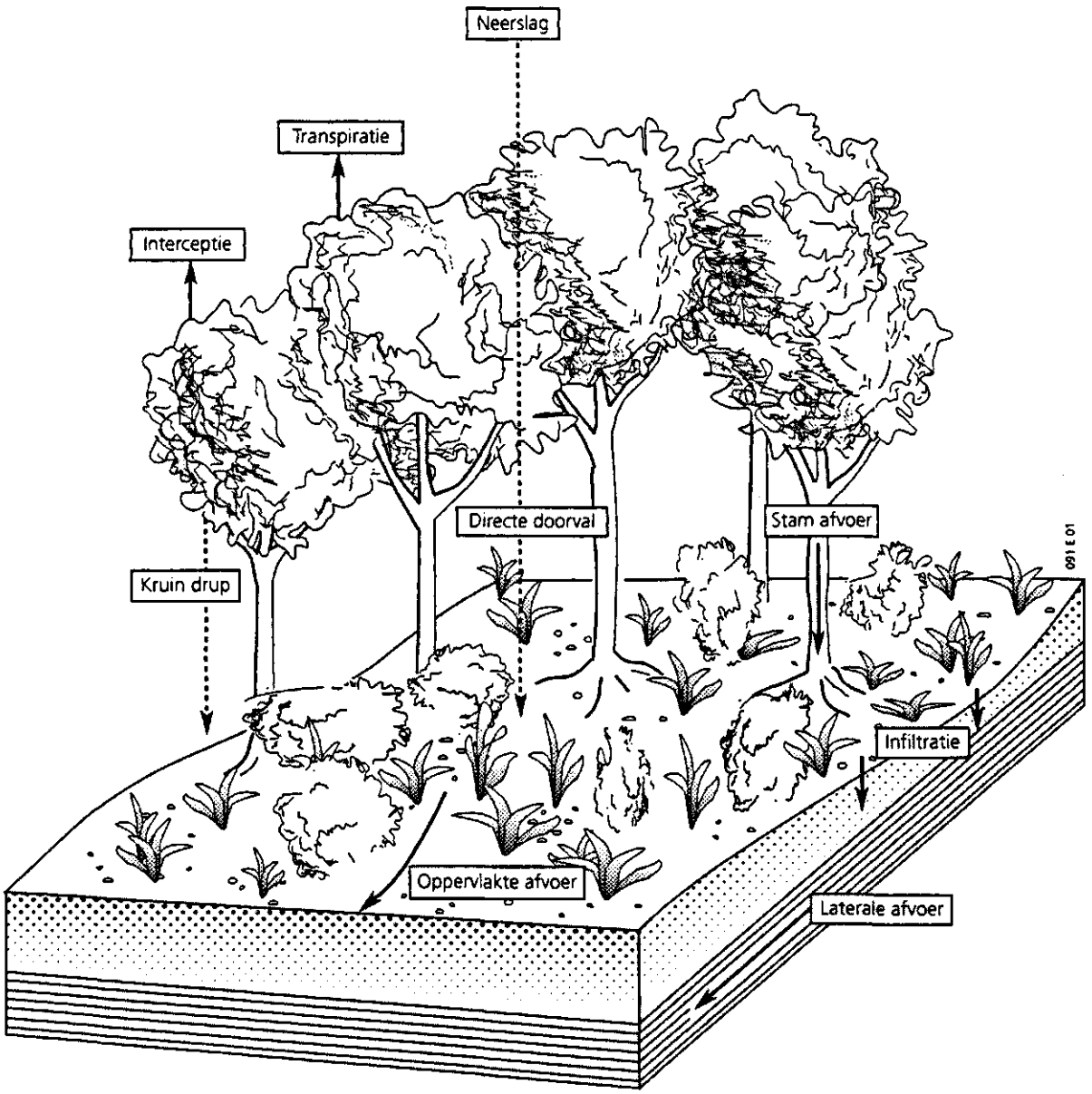

Fig. 2 Schematische weergave van de waterbalans van een bos.

Interceptieverliezen kunnen 10 tot 50% van de jaarlijkse neerslag bedragen. De oorzaken van deze hoge interceptieverliezen zijn relatief goed onderzocht en liggen vooral in het gemak waarmee turbulente uitwisselingsprocessen boven bos waterdamp kunnen afvoeren. In het geval dat het kronendak van een bos nat is kan dan deze verdamping snelheden halen tot 0,4 mm hr^{-1}. Tijdens, en vlak na, de neerslag zijn de stralingscondities boven bos vaak niet voldoende om de voor de verdamping benodigde energie te leveren. Aanvullende energie kan dan aan de atmosfeer worden onttrokken, doordat tijdens typische frontale neerslag het bosoppervlak een lagere

temperatuur kan hebben dan de atmosfeer en dit kan een neerwaarts gerichte warmteflux doen ontstaan (Stewart, 1977, Blyth *et al.*, 1993). Op deze wijze kan dus de interceptieverdamping de op grond van de hoeveelheid beschikbare energie berekende potentiële verdamping overtreffen.

Bij transpiratie doet zich vaak het tegenovergestelde voor: hier is de actuele transpiratie vaak minder groot dan men op grond van berekeningen met meteorologische gegevens zou verwachten. De oorzaak hiervan is gelegen in het feit dat de huidmondjes van bossen sterk op atmosferische variabelen zoals luchtvochtigheid reageren en zo het transport van waterdamp uit het kronendak naar de atmosfeer reduceren (Stewart, 1988, Dolman & Nonhebel, 1988). Bos vertoont vaak een grotere ruimtelijke variabiliteit dan een (landbouw) cultuurgewas. Gaten in het kronendak en clustering van kruinen zijn in een natuurlijk bos eerder regel dan uitzondering. Een direct gevolg hiervan is dat de ruimtelijke spreiding van de neerslag die de bodem bereikt (netto neerslag) vaak groot is. Metingen van doorval in een bos vereisen dan ook een goed doordachte methodologische aanpak, die vaak kostbaar en tijdrovend is (Lloyd *et al.*, 1988). Naast dit methodologisch probleem leidt de ruimtelijke variatie in netto neerslag tot een corresponderende variatie in de verdeling van het bodemvocht in de onverzadigde zone (Bouten, 1992). De specifieke patronen van wateropname door wortels zullen hierdoor beïnvloed worden. Hoe dit in detail plaatsvindt is niet of in onvoldoende mate bekend.

Afvoermetingen aan bossen zijn vaak moeilijk, kostbaar en tijdrovend omdat metingen over vele jaren vereist zijn. De vooral in het buitenland verrichte metingen aan beboste gebieden geven een niet altijd even eenduidig antwoord op de vraag of bossen al dan niet een groter waterverbruik hebben dan andere gewassen (Harding *et al.*, 1993, Kirkby *et al.*, 1991).

Al deze factoren kunnen ertoe leiden dat de verschillende componenten van de waterbalans van bossen anders zijn dan die van een vergelijkbaar landbouw- of natuurgebied.

2.1.2 Boshydrologisch onderzoek in Nederland

Het is illustratief om te kijken hoe groot de termen van de waterbalans van bossen kunnen zijn in de Nederlandse situatie. Daarvoor zijn in tabel 1 een aantal van de in Nederland verrichte onderzoekingen bij elkaar gezet. Wat opvalt is het relatief hoge interceptieverlies van de Castricumse boslysimeters. Voor de andere bossen in Nederland geldt een gemiddeld interceptieverlies als percentage van de jaarlijkse neerslag van 26% voor loofbos en 39% voor douglas (worden de waarnemingen van Castricum ook hierbij betrokken dan vinden we percentages van 28% en 43%).

Tabel 1 Gemeten interceptieverliezen als percentage van de neerslag van een aantal Nederlandse opstanden; (z) zomer, (w) winter. Naar Dolman & Moors (1993).

Lokatie	*Bostype*	*Interceptie (%)*	*Neerslag (mm j^{-1})*
Castricum[1]	Oostenrijkse Den	62 (z) 53 (w)	872
Castricum[1]	Zomer Eik	34 (z) 16 (w)	872
Winterswijk[2]	Gemengd loofbos	24	804
Winterswijk[3]	Gemengd loofbos	30	777
Hackfort[4]	Gemengd loofbos	29	706
Sleen[5]	Gemengd loofbos	28	-
Ede[6]	Amerikaanse Eik	20 (z) 8 (w)	687
Kootwijk[7]	Douglas	36	902
Garderen[3]	Douglas	43	1130[10]
Garderen[9]	Douglas	31	1221[11]
Zelhem[9]	Douglas	44	1057[11]

[1] Dolman & Oosterbaan, 1986; [2] Van Grinsven *et al.*, 1987; [3] Bouten, 1992; [4] Duijsings *et al.*, 1986; [5] Hutjes mond. meded.; [6] Hendriks *et al.*, 1990; [7] Tiktak & Bouten, 1990; [8] Tiktak & Bouten, 1994; [9]Kleijn *et al.*, 1989; [10] Neerslag periode langer dan een jaar; [11] Neerslag periode mei 1987-mei 1988.

Op basis van tabel 1 zouden twee conclusies kunnen worden getrokken. Ten eerste, dat de spreiding in interceptieverlies tussen verschillende bostypen relatief groot kan zijn, maar vermoedelijk sterk afhangt van lokatie en specifieke opstandskenmerken (vergelijk douglas). En ten tweede, dat afgezien van de waarnemingen in Castricum, die erg afwijken door hun ligging aan zee en de omvang van de bospercelen, de verschillen in percentages van de jaarlijkse neerslag tussen naald- en loofbos in Nederland in de orde van 15% kunnen liggen. Dit geldt vooral voor de zomermaanden. In de winter zijn de verschillen tussen naald- en loofbos groter (zie bijvoorbeeld de waarden voor Castricum en Ede in tabel 1).

Het is relevant deze waarden te vergelijken met waarnemingen voor het buitenland. Harding *et al.* (1993) vinden voor Europese bossen waarden tussen de 10 en 36% als percentage van de jaarlijkse neerslag. Zij concluderen verder dat de onderlinge verschillen tussen loofbossen groter zijn dan tussen naaldbossen, maar dat loofbossen gemiddeld genomen een wat lager verlies hebben. De oorzaak van deze verschillen zou gelegen kunnen zijn in de wat lagere opslagcapaciteit (hoeveelheid water die in een kruin geborgen kan worden) van loofbossen (ca. 1 mm) ten opzichte van naaldbossen (1-2 mm). Het percentuele interceptieverlies vertoont in het algemeen een sterk verband met de hoeveelheid bruto neerslag (Calder, 1990). Volgens dit verband zou het interceptieverlies van Nederlandse bossen rond de 30 à 35% van de jaarlijkse neerslag dienen te liggen. Zonder de metingen van Castricum komt dit goed overeen met het gemiddelde van tabel 1. De relatief geringe mate van spreiding binnen de

groep loofbos en douglas suggereert dat de neerslagverdeling inderdaad wel eens een overheersende factor in het interceptieverlies zou kunnen zijn.

Naar transpiratie is aanzienlijk minder onderzoek verricht. De metingen die bekend zijn, zijn vaak geëxtrapoleerd met behulp van modelberekeningen om schattingen op jaarbasis te kunnen geven. Tabel 2 geeft een overzicht van een aantal metingen.

Tabel 2 ***Gemeten transpiratieverliezen van een aantal Nederlandse bossen. Naar Dolman & Moors (1993).***

Lokatie	*Bostype*	*Transpiratie (mm)*	*Neerslag (mm j^{-1})*
Castricum[1]	Zomer Eik	270	872
Ede[2]	Amerikaanse Eik	280	687
Hackfort[3]	Gemengd Loofbos	296	706
Winterswijk[4]	Gemengd Loofbos	289	777
Garderen[5]	Douglas	396	829[7]
Kootwijk[6]	Douglas	301	902

[1] Dolman, 1988; [2] Hendriks *et al.*, 1990; [3] Duijsings *et al.*, 1987; [4] Bouten, 1992; [5] Tiktak & Bouten,1994; [6] Tiktak & Bouten, 1990; [7] gemiddeld over 1988 en 1989 (van maart - maart).

Opvallend is de geringe spreiding in waarden voor de jaarlijkse transpiratie. De gemiddelde transpiratie van een bos in Nederland ligt volgens deze tabel op 305 mm. Dit ligt in de buurt van de door Roberts (1983) geciteerde waarde van 330 mm (+/- 35 mm) voor transpiratie van bossen in Europa. Roberts geeft als belangrijkste oorzaken een aantal feedback mechanismen met de atmosfeer en bodem. Het is opvallend dat op de douglaslokatie in Garderen op een zandige leembodem een uitzonderlijk hoge transpiratie gemeten is. Een vergelijkbare opstand in Kootwijk op stuifzand gebruikt voor zijn transpiratie echter slechts 300 mm. Indien deze metingen representatief zijn voor de effecten van de bodem (en de beworteling) op de transpiratie van een enkele boomsoort, dan is het mogelijk dat ook bij de transpiratie van Nederlandse boomsoorten een grote mate van ruimtelijke spreiding optreedt, vergelijkbaar met verschillen in de interceptie.

Een eerste schatting van het waterverbruik van een Nederlands naaldbos (douglas) is nu samen te stellen uit 348 mm transpiratie en 293 mm interceptieverlies (39% van 750 mm). Dan blijft er 109 mm water over voor voeding aan grondwater (15% van de jaarlijkse neerslag). Voor een loofbos dient rekening gehouden te worden met lagere interceptieverliezen in de winter. Een eerste schatting voor een loofbos zal op ongeveer 284 mm transpiratie en 150 mm interceptie uitkomen (totaal 434 mm; grondwateraanvulling 42%). Ter vergelijking, de gemiddelde verdamping van gras bedraagt rond de 450 mm op jaarbasis, hetgeen een grondwatervoeding van ongeveer 300 mm (40%) oplevert. Volgens deze grove berekening ligt het waterverbruik op jaarbasis van loofbos en gras in dezelfde orde van grootte en kan dat van een dou-

glasopstand zo'n 25% van de jaarlijkse neerslag hoger zijn (ongeveer 188 mm).

De spreiding in deze getallen is echter groot en erg veel waarde kan er dan ook niet aan deze algemene berekeningen gehecht worden. De berekeningen voor douglas zijn slechts gebaseerd op twee metingen die 96 mm per jaar verschillen. Indien de laagste waarde voor de douglasopstand in Kootwijk wordt gebruikt vinden we een jaarverbruik van 593 mm (neerslagoverschot 21%); bij de hoogste een totaal verbruik van 689 mm (neerslagoverschot van 8%). Bovendien geldt dat interceptieverliezen in absolute zin in sterke mate bepaald worden door de hoeveelheid neerslag. Zo kan in een droog jaar (500 mm) het interceptieverlies ongeveer 100 à 200 mm bedragen, maar in een nat jaar (1000 mm) zal dit dan bij gelijkblijvend interceptiepercentage 200 tot 400 mm bedragen. Te verwachten valt bovendien dat in droge jaren de verschillen tussen bostypen geringer zullen zijn.

Alhoewel het jaarlijkse waterverbruik van bijvoorbeeld loofbos en gras in algemene zin wellicht niet zo veel verschilt, zijn er grote verschillen in de manier waarop dit verbruik tot stand komt. Zo is het interceptieverlies van gras ten opzichte van bos gering en wordt het waterverbruik van gras voornamelijk bepaald door transpiratie. Ook zullen grondwaterstanden onder gras veelal hoger zijn dan onder bos. Dit heeft vooral consequenties voor het waterbeheer, aangezien deze verschillen kunnen leiden tot een verschillend afvoergedrag van beboste en niet beboste percelen (Bon, 1969).

In het door Bon (1969) verrichte onderzoek werden op een aantal lokaties in Nederland grondwaterpeilbuizen geplaatst in bospercelen en in het aanpalende grasland. Op lage gronden met hoge grondwaterstand vond hij dat er een naijling van ongeveer een maand optrad in de grondwaterstand onder bos vergeleken met die onder gras. De potentieel lagere grondwaterstand onder bos werd evenwel teniet gedaan door zijwaartse toestroming vanuit het grasland. De afvoer van bos en cultuurland was door de aanwezigheid van sloten en greppels vrijwel gelijk. Anders lag de situatie op middelhoge en hoge gronden. Deze gaven over het algemeen een diepere uitdroging (lagere grondwaterstand) onder het bos te zien. Dit kan leiden tot een reductie in afvoeren omdat het profiel later verzadigd wordt. Deze situatie is in figuur 3 schematisch weergegeven. In dit voorbeeld is uitgegaan van een grondwaterstand onder bos in de zomer van 180 cm en in de winter van 70 cm onder maaiveld. Voor gras zijn deze waarden respectievelijk 130 cm en 20 cm onder maaiveld. De aanvulling van het bodemvocht van zomer naar winter onder bos is 391 mm (196,5 + 194,5 mm) en onder grasland 237 mm (194,5 + 42,5 mm). Het voorbeeld heeft betrekking op een bodem van fijn zand. Voor meer bijzonderheden wordt verwezen naar Bon (1969). Uit de figuur blijkt dat voor volledige aanvulling van de vochtvoorraad onder bos 65% meer vocht nodig is dan onder gras. Bij gras zal dus eerder verzadiging optreden met als gevolg een eerder optreden van oppervlakkige afstroming.

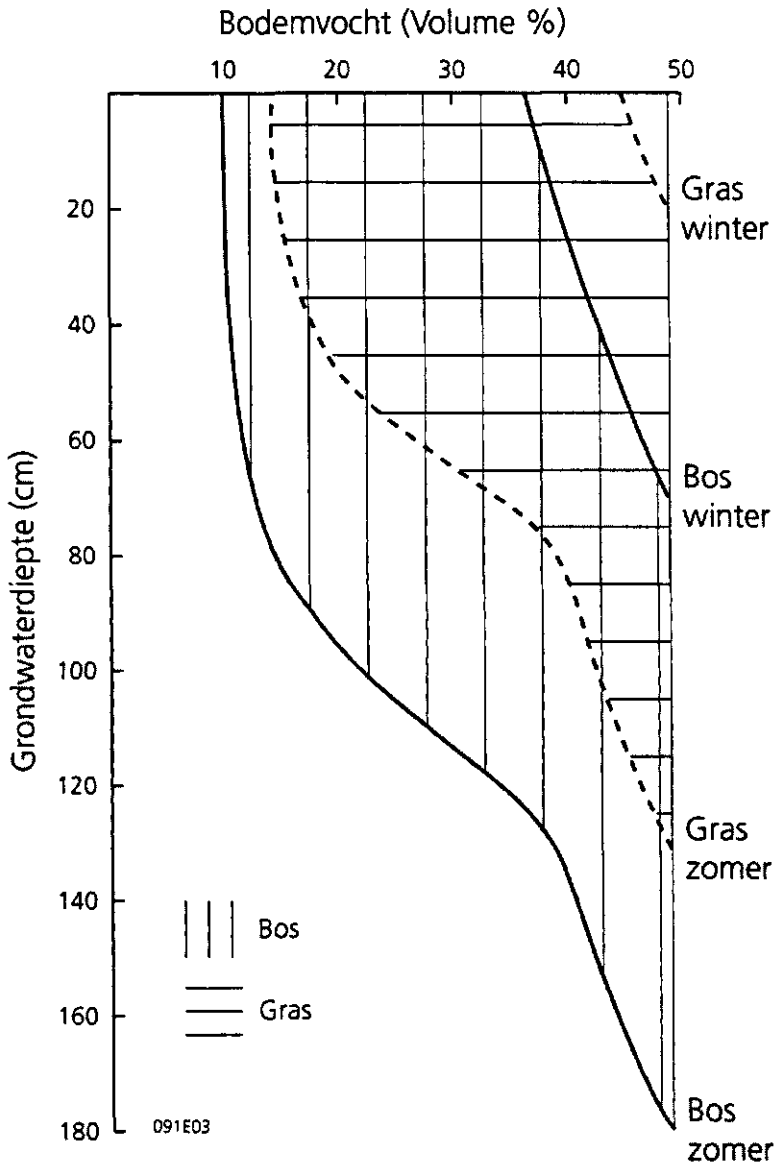

*Fig. 3 **Voorbeeld van een bodemvochtprofiel in de zomer en in de winter voor bos en grasland (Naar Bon, 1969).***

2.2 Hydrologische modellen voor bossen

De meeste modellen die in het boshydrologisch onderzoek gebruikt worden bestaan uit drie componenten: een interceptie-, een transpiratie- en een bodemvochtmodel. In figuur 4 is de structuur van een dergelijk model weergegeven (bijvoorbeeld Shuttleworth, 1988), waarbij het bodemvochtmodel is weggelaten. Dit is, zoals verderop zal blijken, helaas een vrij gebruikelijke stap. De actuele verdamping (zie figuur 4a) wordt berekend met behulp van de 'big leaf' Penman-Monteith benadering, waarbij het transport langs gradiënten in de dampdruk wordt gereguleerd door weerstanden, in analogie met de wet van Ohm. In figuur 4b wordt het interceptiemodel schematisch weergegeven. Hier wordt een waterbalans van het reservoir in de kruin bijgehouden. Verdamping en drainage uit dit reservoir is afhankelijk van de hoeveelheid

water in dit reservoir.

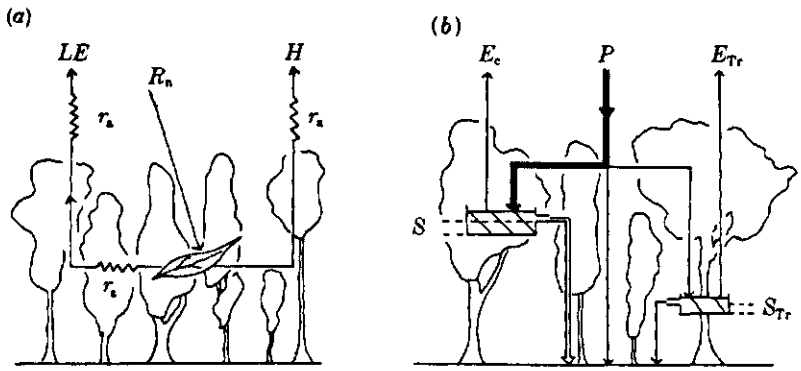

***Fig. 4** Schematische weergave van (a) het weerstandsmodel van Penman-Monteith en (b) het interceptiemodel van Rutter. LE is de latente warmtestroom; H de voelbare warmtestroom; R_n de nettostraling; r_a de aërodynamische weerstand; r_s de gewas-weerstand, die nul wordt wanneer het bladoppervlak helemaal nat is; P de bruto neerslag; E_c de verdamping van het water op de kruin; E_{Tr} de verdamping van het water op de stam; S de kruinberging; S_{Tr} de berging van de stam (Naar Shuttleworth, 1988).*

2.2.2 Overzicht bestaande modellen

Hierna volgt een beschrijving van enkele modellen zoals die op het moment in de boshydrologie gebruikt worden. Voor een uitvoerige beschrijving wordt verwezen naar de betreffende referenties. Steeds is gepoogd dezelfde symbolen te gebruiken als door de diverse auteurs is gedaan.

Penman-Monteith

Het Penman-Monteith-model (Monteith, 1965) ziet er als volgt uit:

$$\lambda E = \frac{\Delta A + \rho c_p (e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s/r_a)} \quad (\mathrm{Wm}^{-2}) \qquad (1)$$

waarbij:
λE = latente warmteflux ($W.m^{-2}$)
A = beschikbare hoeveelheid energie ($W.m^{-2}$)
Δ = helling van de verzadigingsdampdrukcurve ($hPa.K^{-1}$)
γ = psychrometerconstante ($hPa.K^{-1}$)
ρ = dichtheid droge lucht ($kg.m^{-3}$)
e_s = verzadigingsdampdruk (hPa)

e_a = dampdruk bij luchttemperatuur T_a (hPa)
r_a = aërodynamische weerstand ($s.m^{-1}$)
r_s = gewasweerstand ($s.m^{-1}$)

De aërodynamische weerstand is in de meeste studies als volgt gedefinieerd:

$$r_a = \frac{1}{k^2 u} [\ln(\frac{z-d}{z_0})]^2 \qquad (sm^{-1}) \qquad (2)$$

waarin:
k = von Kármán constante, 0.41 (-)
u = windsnelheid op hoogte z ($m.s^{-1}$)
z = meethoogte (m)
d = nulvlaksverplaatsing (m)
z_0 = ruwheidslengte (m)

waarbij geen rekening wordt gehouden met stabiliteitscorrecties. Naast de meteorologische variabelen zoals temperatuur en windsnelheid, spelen de weerstanden een belangrijke rol in deze vergelijkingen. De stomatale en aërodynamische weerstanden van de individuele bladeren van het bos zijn vervangen door een hypothetisch 'groot' blad met een enkele oppervlakte weerstand, hier de gewasweerstand r_s genoemd, en een enkele aërodynamische weerstand die overwonnen moet worden om de waterdamp naar een bepaald niveau (de meet- of referentiehoogte) boven het bos te transporteren. Onder droge omstandigheden is de verhouding r_s:r_a voor bos ongeveer 10:1 en bepaalt de weerstand van het gewas in belangrijke mate de snelheid van de verdamping (met name de transpiratie). Factoren die de gewasweerstand kunnen beïnvloeden zijn: de fotosynthetisch actieve straling, de CO_2-concentratie van de lucht, het dampdruktekort in de huidmondjes van het blad, de blad temperatuur, en de turgor (d.i. de bladwaterpotentiaal) van het blad (Jarvis, 1976). Vaak worden een aantal van deze factoren vervangen door variabelen die min of meer standaard gemeten worden. Zo wordt de fotosynthetisch actieve straling vervangen wordt door de globale straling, het dampdruktekort rond de huidmondjes van het blad door het dampdruktekort van de lucht, de bladtemperatuur door de luchttemperatuur, en de turgor van het blad door het bodemvochttekort (Stewart, 1988). Dit is bij bossen goed mogelijk, doordat de aërodynamische ruwheid zo groot is. Hierdoor is de luchttemperatuur ongeveer gelijk aan die van het blad en ook het dampdruktekort van de lucht komt nagenoeg overeen met dat rond de huidmondjes. Onder natte omstandigheden verdampt het water echter direct van het bladoppervlak en speelt de gewasweerstand geen rol meer. De gewasweerstand r_s wordt dan gelijk aan nul gesteld. Hierdoor vervalt de term r_s/r_a in vergelijking (1) en nu bepaalt naast de meteorologische variabelen de aërodynamische weerstand de snelheid van de verdamping. In vergelijking (2) is te zien dat naast de relatief makkelijk te meten referentiehoogte en windsnelheid de ruwheidslengte en de nulvlaksverplaatsing de grootte van r_a bepalen. Deze twee laatste parameters zijn moeilijk te meten en worden meestal bepaald met behulp van empirische verhoudingsgetallen ten opzichte van de vegetatie hoogte. Wieringa (1993) geeft een overzicht van deze verhoudingsgetallen. De twee extremen droog en nat worden goed door de bovenstaande vergelijking beschreven, maar de tussenliggende fasen van nat naar droog en omgekeerd is een probleem, dat vooral van belang is bij natte depositie.

Het gewasweerstandsmodel van Stewart

Zoals hiervoor aangeven is bij de transpiratie de gewasweerstand vele malen groter dan de aërodynamische weerstand, en is het belangrijk deze zo nauwkeurig mogelijk te bepalen. Calder (1977) relateerde de gewasweerstand aan de dag van het jaar en het dampdruktekort. Omdat de parameters van dit model empirisch bepaald zijn, is dit model met bijbehorende parameters op andere lokaties niet te gebruiken. Het grote voordeel is wel dat gegevens op dagbasis gebruikt kunnen worden. Opvallend is dat Calder geen afhankelijkheid voor de gewasweerstand van het bodemvochttekort vond. Een voorbeeld van de modellering van de gewasweerstand r_s is die van Stewart (1988). Hij baseerde de afhankelijkheid van de gewasweerstand op vier van de door Jarvis (1976) gesuggereerde variabelen en modelleerde dit door stressfuncties die het maximale geleidingsvermogen verkleinen. In zijn model wordt deze afhankelijkheid van de gewasgeleidbaarheid (dit is de reciproque van de gewasweerstand) als volgt weergegeven:

$$g_s = \frac{LAI}{LAI_{Max}} g_{s,Max} \, f(R_g) \, f(\delta q) \, f(T) \, (\delta\theta) \qquad (m.s^{-1}) \qquad (3)$$

waarbij:

LAI	= Leaf Area Index (-)
LAI_{Max}	= maximale Leaf Area Index (-)
$g_{s,Max}$	= maximale gewasgeleidbaarheid ($m.s^{-1}$)
$f(R_g)$	= functie van de globale straling
$f(\delta q)$	= functie van het tekort van de specifieke luchtvochtigheid
$f(T)$	= functie van de temperatuur
$f(\delta\theta)$	= functie van het bodemvocht tekort

Voor de globale straling heeft de functie de volgende vorm:

$$f(R_g) = \frac{1000+C_{R_g}}{1000} \frac{R_g}{R_g+C_{R_g}} \qquad (-) \qquad (4)$$

waarbij:

R_g	= globale straling ($W.m^{-1}$),
C_{Rg}	= constante ($W.m^{-1}$).

De afhankelijkheid van g_s van het tekort van de specifieke luchtvochtigheid wordt gegeven door:

$$\begin{aligned} f(\delta q) &= 1 - C_{\delta q,1}\delta q \quad (-) \quad \textit{voor} \quad 0 < \delta q < C_{\delta q,2} \quad (g.kg^{-1}), \\ &= 1 - C_{\delta q,1}C_{\delta q,2} \quad (-) \quad \textit{voor} \quad \delta q \geq C_{\delta q,2} \quad (g.kg^{-1}) \end{aligned} \tag{5}$$

waarbij:
δq = tekort van de specifieke luchtvochtigheid ($g.kg^{-1}$),
$C_{\delta,1}$ en $C_{\delta,2}$ = constanten (-).

Vaak wordt i.p.v. de specifieke luchtvochtigheid de dampdruk genomen.
De afhankelijkheid van de temperatuur wordt gegeven door:

$$f(T) = [(T-T_{min})(T_{max}-T)^x] \; / \; [(C_T-T_{min})(T_{max}-C_T)^x] \quad (-) \tag{6}$$

met:

$$x = (T_{max}-C_T) \; / \; (C_T-T_{min}) \quad (-) \tag{7}$$

en T_{min} en T_{max} de minimum en maximum temperatuur in °C en C_T een constante in °C die het optimum is van de parabolische functie.

Een negatieve exponentiële vergelijking wordt gebruikt voor de relatie met het bodemvochttekort:

$$f(\delta\theta) = 1 - \exp[C_{\delta\theta}(\delta\theta - \delta\theta_{max})] \quad (-) \tag{8}$$

waarbij:
$\delta\theta$ = bodemvochttekort (mm)
$\delta\theta_{max}$ = maximum bodemvochttekort (mm)
$C_{\delta\theta}$ = constante (-)

Bij een gevoeligheidsanalyse gedaan door Stewart kwam naar voren dat alleen veranderingen in de parameters van de relaties met het specifieke luchtvochtigheidstekort en het bodemvochttekort significante veranderingen geven in de geschatte transpiratie. Onder significant wordt hier verstaan dat bij een verandering van de parameters met 20% de transpiratie veranderde met meer dan 5%. Ook geeft Stewart aan dat de bovenstaande vergelijkingen gecalibreerd voor één jaar op dezelfde lokatie voor andere jaren nog verschillen kan geven van -11 tot -14% in de totale transpiratie.

Het interceptiemodel van Rutter

Een van de basismodellen voor de interceptieverliezen is het model zoals dat beschreven is door Rutter *et al.* (1971). Centraal in dit model staat de berging van water in de kruin. De berging wordt aangevuld door opgevangen neerslag en geleegd door verdamping en drainage uit de berging. Door continue de waterbalans van de kruin bij te houden is steeds bekend hoeveel water in de berging van de kruin C aanwezig

is. De verandering in de tijd van de hoeveelheid water in de kruin C kan als volgt berekend worden:

$$dC/dt = P(1-p-p_{Tr}) - (C/S)E_c - D_r \qquad (mm.h^{-1}) \tag{9}$$

waarbij

t = tijdstap (h),
P = neerslag ($mm.h^{-1}$),
p = vrije doorvalcoëfficiënt (-),
p_{Tr} = proportionele hoeveelheid water afgevoerd via de stam (-),
S = maximale berging van de kruin (mm),
E_c = verdampingssnelheid van de natte kruin ($mm.h^{-1}$), en
D_r = drainagesnelheid uit de berging van de kruin ($mm.h^{-1}$).

De drainagesnelheid wordt vaak voorgesteld door een empirische vergelijking met een exponentiële vorm. Wanneer de hoeveelheid water in de berging van de kruin minder is dan de maximale berging, dan is het interceptieverlies gelijk aan de proportie C/S maal de verdampingssnelheid van de natte kruin. Het transpiratieverlies is dan gelijk aan $1-C/S$ maal de verdampingssnelheid van de droge kruin.

Het bovenstaande kan ook voor de berging van de hoeveelheid water op de stam S_{Tr} gedaan worden, maar deze is in de meeste gevallen zeer klein.

Het interceptiemodel van Gash

Gash (1979) baseerde zijn interceptiemodel op het bovenstaande fysische model van Rutter *et al.* (1971). Hoewel dit model nog vaak wordt gezien als het 'beste' model, is het grote nadeel van het model dat men de beschikking dient te hebben over meteorologische gegevens gebaseerd op uurwaarnemingen of korter. Gash heeft het Ruttermodel vereenvoudigd door een analytische in plaats van een numerieke benadering van de buien.

Aangenomen wordt dat er geen water van het vegetatiedek valt voordat verzadiging optreedt, en er maar één bui per dag voorkomt. De hoeveelheid neerslag nodig om het vegetatiedek te verzadigen wordt gedefinieerd als:

$$P' = \frac{-\bar{R}S}{\bar{E}} \ln\left[1 - \frac{\bar{E}}{\bar{R}}(1-p-p_{Tr})^{-1}\right] \qquad (mm.d^{-1}) \tag{10}$$

Waarin:

$\bar{R}$ = gemiddelde neerslag ($mm.h^{-1}$)
$\bar{E}$ = gemiddelde verdamping tijdens buien ($mm.h^{-1}$)
S = opslagcapaciteit van de kruin (mm)
p = vrije doorvalcoëfficiënt (-)
p_{Tr} = stamafvoercoëfficiënt (-)

De gemiddelde neerslag en verdamping moeten berekend worden voor die uren dat de kruin verzadigd is. De enige manier om te weten of de kruin verzadigd is, is door het bijhouden van de waterbalans van de kruin. Dit maakt het model echter weer gecompliceerd en dat wilde Gash juist voorkomen. Hij gebruikt dan ook een arbitraire drempelwaarde die hier P_{Gash} zal worden genoemd. Volgens Gash is $\overline{E}$ niet erg gevoelig voor de gekozen drempelwaarde en de ten gevolge hiervan ontstane fout in het interceptieverlies heeft een grote van ca. 15% van de interceptie.

Voor de berekening van de interceptieverliezen maakt Gash onderscheidt tussen buien die al of niet de kruin kunnen verzadigen. Hierbij wordt het criterium gehanteerd of P al of niet groter is dan P'. Voor kleine buien wordt het interceptieverlies berekend met:

$$E_I = (1 - p - p_{Tr})\, P \qquad (\text{mm.d}^{-1}) \tag{11}$$

Voor dagen met een hoeveelheid neerslag groter dan P' wordt E_I berekend door:

$$E_I = (1 - p - p_{Tr})\, P' + (\overline{E}/\overline{R})\, (P - P') \qquad (\text{mm.d}^{-1}) \tag{12}$$

Het interceptieverlies van de stam wordt berekend voor de dagen dat $P \geq S_{Tr}/p_{Tr}$. De interceptie van de stam is echter vaak klein (ca. 2% van de neerslag) en wordt vaak verwaarloosd.

Het interceptiemodel van Calder

Een geheel andere benadering is het stochastische model van Calder (1986a). Dit model gebruikt de poisson verdeling voor het schatten van het aantal druppels dat wordt vastgehouden per elementair deeloppervlak van de kruin n als een functie van het gemiddelde aantal druppelinslagen per element m:

$$n = q[1-\exp(-m)] + \exp(-m)\sum_{i=1}^{r}(i-q)\frac{m^i}{i!} \qquad (-) \tag{13}$$

waarbij r de gehele waarde is van q het maximale aantal druppels dat kan worden vastgehouden per oppervlakte element. Dit geeft een asymptotische bevochtiging van de kruin die afhangt van de grootte van de druppels. De hoeveelheid water op de kruin C en de neerslag P hebben de volgende relaties tot de modelparameters:

$$C = nvL \qquad (mm) \tag{14}$$

en

$$P = mvL\kappa^{-1} \qquad (\text{mm.5min}^{-1}) \tag{15}$$

waarbij v het gemiddelde volume van de regendruppels (mm^3), L het gemiddelde aantal elementaire oppervlakken per eenheid grondoppervlak en κ de fractie kruinbedekking is.

De maximale bergingscapaciteit van de kruin is:

$$C_{max} = qvL \qquad \text{(mm)} \tag{16}$$

Wanneer m geherdefinieerd wordt als het *effectieve* gemiddelde aantal regendruppels dat op een element valt, met andere woorden m heeft hetzelfde effect op de hoeveelheid water op de kruin als de gecombineerde werking van neerslag en verdamping, dan kan de verandering in m berekend worden door:

$$\Delta m = \frac{\Delta P}{vL}(1-p) - \frac{\Delta E_I}{vL}\left[\frac{dn}{dm}\right]^{-1} \qquad (-) \tag{17}$$

waarbij P de neerslag (mm.5min^{-1}) is, E_I het interceptie verlies (mm.5min^{-1}) is, p de fractie vrije doorval van de neerslag (-) is. Het laatste deel van de vergelijking dn/dm wordt berekend met behulp van vergelijking 13. Voor de berekening van het interceptieverlies wordt de Penman-Monteith-vergelijking gebruikt, waarbij $r_s = 0$ wordt gesteld. De aërodynamische weerstand r_a wordt gerelateerd aan de windsnelheid u, zodat $r_a = f\,u^{-1}$ waarbij f een constante is. De parameters f, q, C_{max} en κ ($\kappa = 1-p$) worden geoptimaliseerd door het minimaliseren van het kwadratische verschil tussen de 5 minuten waarden van gemeten en gemodelleerde netto neerslag. Voor het geval van een gedeeltelijk natte kruin wordt aangenomen dat:

$$E_I = S^{-1}\int EC\,dt \qquad \text{(mm)} \tag{18}$$

waarbij S de hoeveelheid water nodig om de kruin volledig te verzadigen (mm) is en E de Penman-Monteith-verdamping voor een nat oppervlak (mm.h^{-1}) is. Het model is het gevoeligst voor κ de fractie kruinbedekking en C_{max} de maximale kruinberging. Het model blijkt ongevoelig te zijn voor veranderingen in de aërodynamische weerstand r_a. Het grote nadeel van de methode is, dat neerslaggegevens nodig zijn op een korte tijdbasis (bijvoorbeeld 5 minuten), en meteorologische variabelen, voor het oplossen van de Penman-Monteith-vergelijking, op uurbasis.

Een veel eenvoudiger model op dagbasis, dat ook goede resultaten heeft gegeven, is (Calder, 1986b):

$$E_I = \gamma[1 - \exp(-\delta P)] \qquad \text{(mm.d}^{-1}\text{)} \tag{19}$$

waarbij P de dagelijkse neerslag in mm.d^{-1} en γ en δ interceptie parameters, met γ het maximale interceptieverlies op een dag in mm en δ een niet fysisch interpreteerbare parameter.

Combinatie modellen

In het kader van eventuele herbebossingsprojecten is door Harding *et al.* (1993) onderzoek gedaan naar de invloed van beuk en essenbossen op het waterverbruik en de waterkwaliteit. Hierbij maken zij gebruik van een vier lagen Penman-Monteith-

model voor het simuleren van de transpiratie. Eén laag werd gebruikt voor het modelleren van de ondergroei en de andere lagen modelleerden drie verschillende lagen in de kruin van de bomen. De resultaten van dit model werden omgezet in dagtotalen en deze werden vervolgens gebruikt om een eenvoudig model te ontwikkelen. Dit eenvoudige model koppelt met behulp van een aantal eenvoudige vergelijkingen (1ste of 2de graads polynomen) de transpiratie aan de Penman-verdamping berekend met de meteorologische variabelen gemeten *boven bos*. Voor de modellering van de interceptie werd een stochastisch model gebruikt zoals beschreven door Calder (1986a), maar met dit verschil dat er ook drainage (van de kruin) werd gemodelleerd. Hierdoor neemt het aantal te optimaliseren parameters toe tot vijf. Net zoals voor het transpiratieverlies hebben zij voor het interceptieverlies naast het eerder genoemde stochastische model ook een relatief eenvoudige model gebruikt. Hiervoor werd het model op dagbasis van Calder (1986b) genomen, zie vergelijking (19). Deze eenvoudige modellen zijn in eerste instantie opgesteld voor de hoger gelegen gebieden van Engeland. Voor deze gebieden waren geen aanwijzingen gevonden voor het optreden van stress ten gevolge van bodemvochttekort. Voor de lager gelegen gebieden ging het bodemvochttekort wel een rol spelen bij de reductie van de transpiratie. Dit werd als volgt gemodelleerd, waarbij voorop stond dat het een eenvoudig model moest blijven met dagelijkse invoergegevens. Het bodemvochttekort op dag i+1 wordt berekend uit het bodemvochttekort $\delta\theta$ van dag i en de neerslag P en verdamping E op dag i:

$$\delta\theta_{i+1} = \delta\theta_i + E_i - P_i \qquad (\mathrm{mm.d^{-1}}) \tag{20}$$

indien het bodemvochttekort kleiner wordt dan nul, dan wordt het gelijk aan nul gesteld. De verdamping wordt berekend met de boven aangegeven eenvoudige modellen voor het interceptie- en transpiratieverlies. Voor sommige gronden werd een drainagefunctie voor het bodemvocht opgenomen in de vorm van een exponentiële functie met twee te optimaliseren parameters voor iedere lokatie. Deze functie modelleert drainage (of percolatie) van het bodemvocht naar diepere lagen, zelfs als er nog een bodemvocht tekort is. Voor andere gronden (met name kleigronden) was de drainagefunctie niet nodig, maar moest de reducerende invloed van het bodemvochttekort op de transpiratie gemodelleerd worden. Ook hiervoor werd een exponentiële functie gebruikt, maar nu met drie parameters. De actuele transpiratie is dan de transpiratie berekend met het eerder beschreven eenvoudige transpiratiemodel gereduceerd door deze exponentiële functie.

Hendriks *et al.* (1990) paste het waterbalansmodel SWATRE (Belmans *et al.*, 1983) aan voor een bosopstand in Ede. Dit waterbalansmodel simuleert dynamisch het bodemwatertransport en is gebaseerd op de stromingsvergelijking van Darcy:

$$q_v = - \mathrm{K}(h)\ (\delta h/\delta z + 1) \qquad (\mathrm{m^3.s^{-1}}) \tag{21}$$

en de Richards vergelijking:

$$\frac{\delta h}{\delta t} = \frac{1}{C(h)} \frac{\delta}{\delta z}[K(h)\ (\delta h/\delta z + 1)] - \frac{S(h)}{C(h)} \qquad (m.d^{-1}) \tag{22}$$

waarbij:

q_v = verticale waterstroming ($m.d^{-1}$)
$K(h)$ = doorlatendheid van de bodem ($m.d^{-1}$)
$C(h)$ = differentiële vochtcapaciteit (-)
$S(h)$ = wateronttrekking door de wortels ($m.d^{-1}$)
h = drukhoogte (m)
z = diepte (m)
t = tijd (d)

Het bodemprofiel is onderverdeeld in een aantal lagen (die elk uit meerdere compartimenten bestaan) met verschillende fysische eigenschappen. Als randvoorwaarden aan de bovenkant van het systeem worden dagwaarden van neerslag, potentiële bodemverdamping en potentiële transpiratie gebruikt. De potentiële transpiratie is gelijk aan de potentiële evapotranspiratie minus de potentiële bodemevaporatie en minus de interceptieverdamping. Om het model voor een bos te kunnen gebruiken is het interceptiemodel van Gash geïmplementeerd. De potentiële evapotranspiratie is afhankelijk van een basis oppervlakteweerstand die een functie is van de natte gewasverdamping, de natte gewasverdamping zelf en van de interceptieverdamping. De natte gewasverdamping wordt berekend met de Penman-Monteith-vergelijking waarbij r_s gelijk is aan nul. De potentiële bodemverdamping wordt berekend volgens:

$$E_{pot,bodem} = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \frac{Q^*}{\lambda} \exp(-\kappa\ LAI) \qquad (mm.d^{-1}) \tag{23}$$

waarin Q^* de netto straling ($W.m^{-2}$) is, λ de verdampingswarmte van water ($J.kg^{-1}$), Δ de helling van de verzadigingsdampdrukcurve ($hPa.K^{-1}$), γ de psychrometerconstante ($hPa.K^{-1}$), κ de extinctiecoëfficiënt (-) is van het bos en *LAI* de leaf area index (-). De wateronttrekking van de wortels wordt gemodelleerd door een functie die afhankelijk is van de drukhoogte, de potentiële transpiratie en de diepte van de wortelzone. Hiermee berekent het model per dag de interceptieverdamping, de bodemverdamping, de transpiratie, de specifieke berging van het bodemvocht (dit is de hoeveelheid bodemvocht in een bepaalde laag per eenheid van horizontaal oppervlak) en de percolatie naar het grondwater. Hoewel dit model goede resultaten geeft, vooral bij waterbalansstudies, zijn er afhankelijk van het aantal te modelleren bodemlagen en -compartimenten 30 tot meer dan 100 parameters nodig. De meeste van deze parameters zijn fysisch onderbouwd en kunnen direct gemeten of uit standaard reeksen geschat worden.

Bouten (1992) heeft in het kader van het zure regen onderzoek het MICROWEATHER-model van Goudriaan (1977) uitgebreid, zodat nu ook de interceptieverdamping gemodelleerd wordt. Voor het berekenen van de verdamping wordt het Penman-Monteith-model gebruikt. Bij de transpiratie wordt de stomatale weerstand gereguleerd door de potentiële assimilatie en de interne en externe CO_2-concentraties.

Bij de interceptieverdamping wordt de stomatale weerstand gelijk aan nul gesteld. Het interceptiegedeelte is gebaseerd op het model van Rutter, maar in plaats van één laag wordt de kruin onderverdeeld in meerdere lagen. Ook de strooisellaag wordt als een aparte laag beschouwd waar interceptie optreedt en de verdamping wordt gereguleerd door een weerstand vergelijkbaar met de stomatale weerstand. Voor iedere laag wordt continue de waterbalans bijgehouden. Per laag zijn vier parameters nodig. Deze worden gevonden door minimalisatie van de som van de kwadratische verschillen tussen de gemeten en gesimuleerde waterberging per laag. Bouten (1992) geeft ook aan dat het bodemvocht eventueel gemeten of gesimuleerd kan worden. Als simulatiemodel introduceert hij een dynamisch bodemvochtmodel SWIF dat is gebaseerd op de vergelijking van Richards en sterk lijkt op het hiervoor besproken waterbalansmodel SWATRE. De Richards-vergelijking is echter uitgebreid met een term voor de laterale afstroming in de verzadigde bodemlaag. De potentiële transpiratie wordt hier berekend m.b.v. de open water verdamping van Penman gereduceerd door een parameter die afhankelijk is van een gewasfactor min de interceptieverdamping die gereduceerd wordt door een efficiëntie parameter. In de studie van Bouten worden voor dit gecompliceerde model de volgende lagen onderscheiden: één laag boven het bos, vier lagen in de kruin, één atmosferische laag boven de bodem, twee organische bodemlagen, 20 minerale bodemlagen. Hoewel dit model een goed fysisch inzicht geeft in de dynamische processen van de interceptie en de kruinberging, zijn de resultaten voor deze lokatie niet beter dan die van een eenvoudiger meer-lagen-model. Een ander fysisch gebaseerd meerlagen-model is ontwikkeld door Sellers & Lockwood (1981).

2.2.3 Evaluatie

In het algemeen kan men stellen dat naarmate het model de fysische werkelijkheid beter simuleert, de tijdstap kleiner wordt en er meer parameters nodig zijn. Voordat men een bepaald model gaat gebruiken moet vaststaan wat het uiteindelijke doel is waarvoor het model gebruikt gaat worden. Een tweede belangrijk punt bij de selectie van een model is het specifieke systeem dat het model probeert te beschrijven. Van de hiervoor besproken modellen zijn de meeste modellen opgesteld om de interceptie of de transpiratie te modelleren en wordt het bodemvocht slechts als een regulerende factor op de transpiratie meegenomen. Slechts enkele modellen maken gebruik van een goed gemodelleerde waterbalans (SWIF, SWATRE). Is men echter geïnteresseerd in de grondwatervoeding of de oppervlakkige afvoer dan dient de waterbalans ook goed gemodelleerd te worden. Dit draagt er dan tevens toe bij dat de modellen gemakkelijker voor andere lokaties te gebruiken zijn. Een nadeel is dat, inherent aan een ingewikkeld model, het aantal parameters toeneemt. Als al deze parameters goed te meten zijn, is zo'n model ook goed toepasbaar in de praktijk. Dit is helaas meestal niet het geval en de beschikbare modellen zijn dan zonder uitvoerige (her-)calibratie niet te gebruiken voor andere lokaties dan waarvoor ze ontwikkeld zijn.

Een goed voorbeeld van een ander alternatief is het gebruik van modellen op dagbasis (zie bijvoorbeeld Harding *et al.*, 1992). Een nadeel van deze modellen is dat net als bij complexe modellen calibratie vereist is en dat ze minder sterk fysisch onderbouwd

zijn. Door dit laatste zijn de parameters moeilijk afzonderlijk te meten. Eenvoudige richtlijnen voor het waterbeheer kunnen deze modellen slechts leveren als ze vergeleken zijn met ofwel metingen, ofwel met berekeningen met complexere modellen. Bij toepassing van modellen, dient men eveneens nimmer uit het oog te verliezen wat de nauwkeurigheid is van de modelresultaten en of eventuele gemodelleerde verschillen wel relevant zijn, met andere woorden of de verschillen wel of niet binnen de modelnauwkeurigheid vallen.

2.3 Samenvatting

De in Nederland gemeten interceptieverliezen van bossen suggereren dat bij loofbos 26% en bij naaldbos 39% van de bruto neerslag als interceptieverlies niet ten goede komt aan het grondwater. Het aantal waarnemingen is echter gering en de spreiding in deze getallen zo groot, dat het gevaarlijk is op basis van deze gemiddelde waarden uitspraken te doen over interceptieverliezen voor specifieke lokaties. Bovendien is er in absolute zin sprake van grote verschillen in interceptie tussen natte en droge jaren (tot 300 mm). De spreiding in transpiratie voor loofbos is aanzienlijk geringer en jaarwaarden liggen rond de 285 mm. Voor twee douglasopstanden op verschillende bodems is de gemiddelde transpiratie ca. 350 mm per jaar. Het verschil in transpiratie tussen deze twee douglasopstanden is aanzienlijk: 100 mm op jaarbasis. Ook voor de transpiratie dient men rekening te houden met het feit dat het aantal waarnemingen gering is en het dus gevaarlijk kan zijn op basis hiervan statistische uitspraken te doen. Het enige in Nederland verrichte, en bekende, onderzoek naar grondwaterstanden onder bos- en cultuurgrond suggereert dat op lage gronden bij gelijke ontwateringsmiddelen weinig verschillen in (oppervlakkige) afvoer te verwachten zijn, terwijl op hoge gronden een lagere grondwaterstand onder bos aanleiding kan geven tot gereduceerde afvoeren.

Van de besproken modellen zijn de meeste modellen opgesteld om de interceptie of de transpiratie te modelleren en wordt het bodemvocht alleen als een regulerende factor op de transpiratie meegenomen. Slechts enkele modellen maken gebruik van een goed gemodelleerde *totale* waterbalans (SWIF, SWATRE). Is men echter geïnteresseerd in de grondwatervoeding of de oppervlakkige afvoer dan dient juist de *totale* waterbalans goed gemodelleerd te worden. Dit draagt er dan tevens toe bij dat de modellen gemakkelijker voor andere lokaties te gebruiken zijn. Een nadeel is, dat inherent aan een ingewikkeld model het aantal parameters toeneemt. Als al deze parameters goed te meten zijn, is zo'n model ook goed toepasbaar in de praktijk. Dit is helaas meestal niet het geval en de beschikbare modellen zijn dan zonder uitvoerige (her-)calibratie niet te gebruiken voor andere lokaties dan waarvoor ze ontwikkeld zijn.

3 Analyse van het bij de SWNBL-studie gebruikte model

3.1 De onzekerheden in de SWNBL-tabel

De gevoeligheidsanalyse heeft als doel te komen tot de bepaling van de onzekerheden die gepaard gaan met het gebruik van de waarden voor bosverdamping zoals die in het Handboek Grondwaterbeheer voor Natuur, Bos en Landschap van de SWNBL (Van Beusekom *et al.*, 1990) gegeven zijn. Deze onzekerheden hebben betrekking op de mogelijkheid om *globale* schattingen te gebruiken in *lokale* situaties waar geen specifieke opstand- en bodemgegevens beschikbaar zijn. Bij specifieke problemen rond bijvoorbeeld de aanvulling van het grondwater onder bebost gebied in een bepaalde regio is het op voorhand niet duidelijk of de in de SWNBL-tabel gegeven waarden de juiste schatting opleveren van het waterverbruik van die bossen, of dat de foutenmarges van die schattingen in dezelfde orde van grootte liggen als de berekende verschillen tussen landgebruikstypen. In dit hoofdstuk wordt gepoogd een antwoord te geven op deze vraag door twee studies te verrichten met het model dat als basis heeft gediend voor het opstellen van de SWNBL-tabel (Nonhebel, 1987). In de eerste studie, de gevoeligheidsanalyse, worden bepaalde essentiële parameters in het model gevarieerd om zo de gevoeligheid van het model voor deze parameter te bepalen. Aangezien aan elke parameter een zekere onnauwkeurigheid in de bepaling van die parameter is verbonden, geeft deze analyse inzicht in de gevoeligheid van het SWNBL-model, die uiteindelijk de betrouwbaarheid van het model in de praktijk bepaald. Indien het model gevoelig is voor een bepaalde parameter dan dient deze parameter nauwkeurig bepaald te zijn, of indien dat niet mogelijk is, dan zal een foutenmarge in de berekeningen moeten worden meegenomen, die aangeeft wat realistische afwijkingen in de berekende waterhuishouding kunnen zijn. Een voorbeeld kan dit verduidelijken.

Het is bekend dat de waarde van de verzadigingsconstante (grootte van de kruinberging) een grote invloed heeft op het interceptieverlies. Het is dus van groot belang deze waarde nauwkeurig te bepalen; een geringe afwijking van de 'ware' waarde, immers, heeft grote gevolgen voor het interceptieverlies. Dit is des te belangrijker omdat juist het interceptieverlies in hoge mate bepalend is voor het verschil in waterverbruik tussen bostypen onderling.

In de tweede studie worden de gevolgen van het gebruik van globale schattingen in lokale situaties onderzocht door de resultaten van het SWNBL-model te vergelijken met complexere modellen voor een specifieke lokatie waar metingen van de waterbalans beschikbaar zijn. De resultaten van deze studie geven inzicht in de mate van toepasbaarheid van het SWNBL-model bij vraagstukken rond lokaal waterbeheer. Indien hier grote verschillen in gemeten en gemodelleerde waarden worden gevonden, kan getwijfeld worden aan de geschiktheid van zowel het SWNBL-model als wellicht ook over het gebruik van gecalibreerde modellen in het algemeen.

3.2 Het SWNBL-model

In de SWNBL-studie wordt gebruik gemaakt van twee verschillende modellen die het *interceptie*verlies beschrijven. Een model is opgesteld door Gash (1979) en het andere is een door Mulder (1985) aangepaste versie hiervan. Uit verschillende studies (onder andere Hendriks *et al.*, 1990) is gebleken dat het model van Mulder de interceptieverliezen meer overschat dan het model van Gash. Voor de gevoeligheidsanalyse is dan ook uitgegaan van het model volgens Gash. Voor het ondervangen van een onrealistisch lage neerslag op de kruin wanneer de coëfficiënten voor de vrije doorval en de stamafvoer groot worden, is het interceptiemodel aangepast volgens Gash *et al.* (1994). De hoeveelheid neerslag nodig om het vegetatiedek te verzadigen wordt nu gedefinieerd als:

$$P' = -\frac{\bar{R}S}{\bar{E}} \ln\left[1 - \frac{\bar{E}}{\bar{R}(1-p)}\right] \qquad (mm.d^{-1}) \tag{24}$$

Er wordt nu aangenomen dat er pas afvoer van regenwater via de stam optreedt indien de kruin verzadigd is. Voorwaarde is dat de verdamping $\bar{E}$ of gerelateerd is aan de verdamping per oppervlakte eenheid van de kruin $\bar{E_c}$, door $(1-p)\bar{E_c}$, of zodanig berekend wordt dat indien p tot 1 nadert, $\bar{E}$ tot 0 nadert.

Het *transpiratie*model maakt gebruik van de Penman-Monteith vergelijking (1). Hierbij wordt de gewasweerstand gemodelleerd in navolging van het model van Stewart (1988). De functies voor de globale straling en de temperatuur zijn identiek aan die van Stewart en voor T_{min} en T_{max} worden de door hem gebruikte waarden 0 °C en 40 °C gebruikt. Echter de functies van het dampdruktekort en het bodemvochttekort worden anders gemodelleerd:

- de bodemvochtfunctie is lineair in plaats van exponentieel:

$$\begin{aligned} f(\delta\theta) &= (C_{\delta\theta,2} - \delta\theta) / (C_{\delta\theta,2} - C_{\delta\theta,1}) \quad (-), \textit{voor} \quad \delta\theta \geq C_{\delta\theta,1} \quad (mm) \\ &= 1{,}0 \qquad\qquad\qquad\qquad\qquad\quad (-), \textit{voor} \quad \delta\theta < C_{\delta\theta,1} \quad (mm) \end{aligned} \tag{25}$$

- de functie voor het dampdruktekort is een enkele lineaire relatie i.p.v. een tweedelig lineaire relatie:

$$f(\delta e) = 1 - C_{\delta e}\delta e \qquad (-) \tag{26}$$

Hierbij kan nog opgemerkt worden dat de rechtlijnige af(toe-)name van het gewasgeleidingsvermogen met de Leaf Area Index, zoals dit door Stewart wordt gemodelleerd, niet helemaal juist is. De bulk maximale geleidbaarheid van een vegetatie heeft namelijk een niet-lineair verband met de LAI (Dolman *et al.*, 1991). Het zou beter zijn om het maximale geleidingsvermogen met het seizoen te laten variëren, waardoor een beter met de werkelijkheid overeenkomend niet lineair verloop van het geleidingsvermogen met het seizoen wordt verkregen.

De constante $C_{\delta\theta,1}$ van de bodemvochtfunctie bepaalt wanneer het relatieve geleidingsvermogen gaat afnemen, en het verschil tussen de constanten $C_{\delta\theta,2}$ en $C_{\delta\theta,1}$ bepaalt de snelheid waarmee het relatieve geleidingsvermogen afneemt. Om het *bodemvocht*tekort voor de volgende dag $\delta\theta_{i+1}$ te berekenen wordt er op dagbasis een eenvoudige waterbalans bijgehouden:

$$\delta\theta_{i+1} = \delta\theta_i - P + E_I + E_T \qquad \text{(mm)} \tag{27}$$

waarbij P de neerslag (mm.d^{-1}) is en E_T gelijk is aan de transpiratie (mm.d^{-1}), zoals die berekend wordt met het Stewart-model, gecorrigeerd voor de uren dat het bladoppervlak nat is en er geen transpiratie plaatsvindt. Deze correctie is gelijk aan een parameter c maal de interceptieverdamping E_I. De parameter c wordt berekend met $(s+\gamma)/[(s+\gamma(1+r_s/r_a)]$, dit is de verhouding tussen de droge en de natte kruinverdamping. Vaak wordt c echter constant verondersteld en voor de SWNBL-studie is de waarde 0,08 aangenomen.

Bij dit eenvoudige waterbalansmodel wordt de onverzadigde zone voorgesteld als een bakje dat alleen aan de bovenkant open is; door neerslag wordt het bodemvocht aangevuld en door verdamping leeggehaald. Indien het bakje vol is, is het bodemvochttekort nul en is er sprake van een neerslagoverschot. Dit neerslagoverschot kan dan geïnterpreteerd worden als percolatie naar diepere lagen of als oppervlakkige afvoer. Doordat in het model het bodemprofiel gesimuleerd wordt als één laag en het bodemvochttekort onbeperkt kan toenemen, wordt na een droogte een te hoge gewasweerstand en hierdoor een te lage transpiratiesnelheid gesimuleerd. Indien er na een lange droge periode regen valt zal dit niet direct invloed uitoefenen op de gewasweerstandsfunctie. Dit gebeurt pas wanneer het bodemvochttekort voor de totale laag zodanig is aangevuld dat het de gewasweerstand reduceert. Het niet stellen van een maximum aan het bodemvochttekort, betekent dat dit onbeperkt kan toenemen. Dit is niet geheel overeenkomstig de werkelijkheid en het zou beter zijn wel een maximum aan het bodemvochttekort te stellen. Onder Nederlandse omstandigheden zal de bodem niet in die mate uitdrogen, dat dit grote fouten in de modelresultaten zal opleveren. Voor de consistentie met de voorgaande SWNBL-studie is ook bij de huidige studie geen maximum aan het bodemvochttekort gesteld. Ook de eventuele transpiratiereductie ten gevolge van natschade wordt door het model niet gesimuleerd.

Voor de huidige analyse zijn ten opzichte van het bij de SWNBL-studie gebruikte model enkele kleine *aanpassingen* gemaakt. Dit veroorzaakt dan ook verschillen indien de huidige resultaten vergeleken worden met die van de SWNBL-studie. Deze verschillen zijn echter klein en hebben geen invloed op de analyse van de gevoeligheid van het model.

De referentiehoogte (of meethoogte) die nodig is voor de berekening van r_a in het Penman-Monteith-verdampingsmodel wordt in de SWNBL-studie berekend als de nulvlaksverplaatsing d + 5 m. Voor bomen meer dan 20 m hoog wordt hierdoor de referentiehoogte lager dan de hoogte van de bomen. Om dit te voorkomen wordt voor de huidige analyse de referentiehoogte berekend als de vegetatiehoogte + 2 m.

In het transpiratiemodel werd in de SWNBL-studie voor de aërodynamische weerstand in het Penman-Monteith-model een daggemiddelde gebruikt. In de huidige analyse wordt de aërodynamische weerstand voor elk uur opnieuw berekend. Ook dit zal geen grote veranderingen geven, daar voor bossen de aërodynamische weerstand meestal klein is, 5 tot 10 $s.m^{-1}$, en vooral overdag wanneer de transpiratie het grootst is (op droge uren) weinig invloed heeft.

De netto straling wordt bij de SWNBL-studie berekend met een vaste albedo van 0,08. Bij de huidige analyse varieert ook in het transpiratiemodel de albedo met de bosopstand tussen 0,08 en 0,22.

3.3 Meteorologische gegevens

Voor de gevoeligheidsanalyse van het SWNBL-model is uitgegaan van dezelfde *meteorologische gegevens* als die voor de SWNBL-modelstudie in 1987 zijn gebruikt (zie Nonhebel, 1987). Zowel voor het berekenen van de gemiddelde verdamping tijdens buien, nodig voor de berekening van de interceptieverdamping m.b.v. het Gash-model, als voor het berekenen van de transpiratieverdamping m.b.v. het Stewart-model is het Penman-Monteith-model gebruikt met waarnemingen op uurbasis. Bij de SWNBL-studie zijn hiervoor indertijd de volgende gegevens op uurbasis zoals gemeten boven gras van de 5 hoofdstations van het KNMI: De Bilt, Eelde, De Kooy, Vlissingen en Zuid-Limburg gebruikt:

- luchttemperatuur op 1,2 m hoogte (K),
- actuele dampspanning op 1,2 m hoogte (Pa),
- globale straling op 1,2 m hoogte ($J \cdot cm^{-2}$),
- duur van de neerslag (0,1 u),
- hoeveelheid neerslag op 1,2 m hoogte (mm), en
- gemiddelde windsnelheid op 10 m hoogte ($m \cdot s^{-1}$).

Aangezien de gevoeligheid van het model voor de meteorologische invoergegevens al goed tot uiting komt in de SWNBL-studie uit 1987, wordt dit hier niet herhaald. In de huidige studie wordt alleen naar de gevoeligheid voor de modelparameters gekeken. Hiervoor worden de meteorologische gegevens genomen van De Bilt uit de periode 1974 t/m 1978 die ook voor de SWNBL-modelstudie is gebruikt.

De jaartotalen van de neerslag te De Bilt voor 1974 t/m 1978 zijn respectievelijk 992, 635, 536, 813, 643 mm. Hierin is 1974 een relatief nat jaar en 1976 een relatief droog jaar. Het gemiddelde voor deze periode is 724 mm per jaar en het jaargemiddelde voor de periode 1961 t/m 1990 is 802 mm. Hieruit blijkt dat gemiddeld gezien de periode 1974 t/m 1978 relatief droog is. Bij de gevoeligheidsanalyse wordt gerekend in zomer en winter periodes van elk 6 maanden, waarbij de zomer begint op 1 mei. Elke berekening loopt van 1 mei 1974 tot 31 december 1978. Hierbij wordt aangenomen dat het bodemvochttekort op 1 mei 1974 gelijk is aan nul.

Voor de vergelijking van de modelresultaten met metingen (paragraaf 3.5.2.) worden de meetresultaten van Hendriks *et al.* (1990) te Ede gebruikt. De gegevens beslaan de zomermaanden van de jaren 1988 en 1989. Het jaar 1988 is relatief nat en 1989

relatief droog; voor de periode mei t/m december respectievelijk 531,7 mm en 441,9 mm. De meteorologische gegevens zijn gemeten boven bos en hierop worden verder geen aanpassingen of correcties toegepast.

Omdat vooral de ruwheid van bos sterk verschilt van de ruwheid van gras, zijn de meteogegevens gemeten boven gras niet zonder meer te gebruiken voor het berekenen van de verdamping van een bos. Hieronder volgt een korte beschrijving van het *transformatieschema van gras naar bos* voor de verschillende meteorologische variabelen.

Aangenomen wordt dat de gemeten *neerslag* gelijk is aan de neerslag boven een bos.

In de SWNBL-modelstudie is de *windsnelheid* gemeten op 10 m hoogte u_{10} als volgt gecorrigeerd naar de windsnelheid op een referentie hoogte van 2 m boven de hoogte van het bos u_{h+2}. Eerst wordt de windsnelheid op grote hoogte u_Z uitgerekend met behulp van de vergelijking van Hellman (Rutter *et al.*, 1975):

$$\frac{u_Z}{u_{10}} = \frac{0.233 + 0.285\ln(Z+4.75)}{0.233 + 0.285\ln(10+4.75)} \quad (-) \tag{28}$$

Met de aanname dat de windsnelheid op grote hoogte boven bos en boven gras gelijk is, wordt vervolgens de windsnelheid op een hoogte van 2 m boven het bos berekend met behulp van het logaritmisch windprofiel:

$$\frac{u_{h+2}}{u_Z} = \frac{\ln[(h+2-d)/z_0]}{\ln[(Z-d)/z_0]} \quad (-) \tag{29}$$

Consequenter zou zijn om tweemaal hetzelfde model te gebruiken. Voor de gevoeligheidsanalyse is dan ook voor het transformeren van de windsnelheid tweemaal het logaritmisch windprofiel gebruikt in plaats van eenmaal de vergelijking van Hellman en eenmaal het logaritmisch windprofiel. Hierbij is voor gras de ruwheidslengte z_0 gelijk aan 0,02 m en de nulvlaksverplaatsing d verwaarloosbaar gesteld.

Pearce *et al.* (1980) vonden dat tijdens een bui de *luchttemperatuur* boven een bos gemeten 0,75 K lager is dan de luchttemperatuur boven gras. Conform de SWNBL-modelstudie is dan ook tijdens buien de luchttemperatuur boven bos gelijk gesteld aan de luchttemperatuur boven gras min 0,75 K.

De *actuele dampdruk* is het produkt van de relatieve luchtvochtigheid en de verzadigde dampspanning. Mulder (1985) en Dolman (1987) hebben een relatieve luchtvochtigheid boven een bos gemeten van 92-93%. Deze is gelijk aan de gemiddelde relatieve luchtvochtigheid boven gras 92% gedurende neerslag (door Nonhebel bepaald uit KNMI gegevens). In het SWNBL-model wordt de relatieve luchtvochtigheid tijdens regenbuien constant op 92% gesteld.

Verschillende auteurs (McNaughton & Jarvis, 1983 en Pearce *et al.*, 1980) vonden dat tijdens regen het *dampdruktekort* boven bos een factor 0,7 is van het tekort zoals

dat gemeten is boven gras. In het SWNBL-model is dit verdisconteerd in de lagere luchttemperatuur boven bos tijdens regen en een constante relatieve luchtvochtigheid van 92% tijdens regen. Dit is echter niet helemaal consequent gedaan, aangezien voor de actuele dampspanning het produkt is genomen van de relatieve luchtvochtigheid boven bos en de verzadigde dampspanning bij de luchttemperatuur boven gras. De laatste factor zou de verzadigde dampspanning bij de luchttemperatuur boven bos moeten zijn. Dit is dan ook gedaan in de huidige studie.

De *netto straling* Q^* is samengesteld uit de netto kortgolvige straling K^* en de netto langgolvige straling L^*:

$$Q^* = K^* + L^* \qquad (\mathrm{W.m^{-2}}) \tag{30}$$

De netto kortgolvige straling K^* kan berekend worden uit de globale straling en het albedo van het oppervlak (variërend van 0,08 tot 0,22 voor respectievelijk den en eik). In het SWNBL-model is de netto langgolvige straling constant genomen, gelijk aan -38 $\mathrm{Wm^{-2}}$. Dit naar aanleiding van een onderzoek van Lee (1980) waaruit bleek dat de netto langgolvige straling boven bossen varieert tussen de -38 en -100 $\mathrm{Wm^{-2}}$. Volgens Nonhebel (1987) bleek deze variatie op jaarbasis slechts een verandering van 0,16% in de transpiratie te geven.

De *beschikbare energie* A is gelijk aan:

$$A = Q^* - D - G - M - \mu A \qquad (\mathrm{W.m^{-2}}) \tag{31}$$

waarbij de energie geabsorbeerd voor de netto fotosynthese μA, de verandering van de energie opslag in het bos M en de bodemwarmteflux G klein zijn (in de orde van slechts enkele procenten van de globale straling) en conform de SWNBL-model studie worden verwaarloosd. Ook wordt aangenomen dat er geen advectie optreedt en D gelijk aan nul kan worden gesteld.

3.4 Modelopstanden

Uit analyse van de gegevens bleek dat er tussen een aantal bosopstanden zoals die geparameteriseerd werden in de SWNBL-studie slechts geringe verschillen waren. Daarom zijn voor de gevoeligheidsanalyse de acht bosopstanden van de SWNBL-studie verdeeld over 3 typen bosopstanden:
- loofbos: gemiddelde van eik, beuk, populier en berk,
- licht naaldbos: gemiddelde van den en lariks, en
- donker naaldbos: gemiddelde van spar en douglas.

De parameterwaarden van de drie typen bosopstanden gebruikt voor de gevoeligheidsanalyse zijn gemiddelden van de parameterwaarden van de bosopstanden gebruikt in de SWNBL-studie. In tabel 3 staan de parameterwaarden van de modelopstanden loofbos, licht naaldbos en donker naaldbos. De opsplitsing tussen de verschillende opstanden is o.a. gedaan aan de hand van de parameterwaarden, zoals die door Nonhebel (1987) zijn gebruikt, en is sterk subjectief. De hier gebruikte opsplitsing tussen

licht en donker naaldhout houdt geen rekening met het feit dat sommige variëteiten van de den karakteristieken hebben die hen onder de verzameling donker naaldhout zouden plaatsen en andere variëteiten onder licht naaldhout. De hier gebruikte indeling heeft dus slechts betrekking op de parameterwaarden, en niet op hoe deze soort in de werkelijkheid voorkomt.

*Tabel 3 **Parameterwaarden voor de modelbosopstanden: loofbos, licht en donker naaldhout.***

		Loofbos	Licht naaldbos	Donker naaldbos
c voor transpiratie (-)		0,08	0,08	0,08
h vegetatie (m)		21,9	18,5	16,5
P_{Gash} (mm)		0,5	0,5	0,5
p_{Tr} (-)		0,05	0,03	0,02
S (mm)	winter	0,30	0,65	2,60
	zomer	0,97	1,00	2,60
p (-)	winter	0,800	0,450	0,075
	zomer	0,200	0,100	0,075
Albedo (-)		0,180	0,090	0,095
z0/h (-)	winter	0,090	0,095	0,100
	zomer	0,100	0,100	0,100
d/h (-)	winter	0,600	0,675	0,750
	zomer	0,750	0,750	0,750
Meethoogte (m)		23,9	20,5	18,5
$g_{s,Max}$ ($s.m^{-1}$)		0,0153	0,0100	0,0183
LAI (-)	winter	0,00	2,25	7,75
	zomer	4,83	5,00	8,50
C_{Rg} ($W.m^{-2}$)		104,86	104,86	104,86
C_T (C°)		18,33	18,33	18,33
$C_{\delta e,1}$ (hPa^{-1})		0,04345	0,04345	0,04345
$C_{\delta e,2}$ (hPa)		-	-	-
$C_{\delta\theta,1}$ (mm)		35	35	35
$C_{\delta\theta,2}$ (mm)		185	185	185

In tabel 4 staan de parameterwaarden zoals die indertijd bij de SWNBL-studie (Nonhebel, 1987) zijn gebruikt, aangevuld met de gecalibreerde parameterwaarden zoals die door Hendriks *et al.* (1990) en Ogink-Hendriks (1994) voor een gemengd eikenbos te Ede gevonden zijn.

*Tabel 4 **Parameterwaarden voor de verschillende bosopstanden van de SWNBL-studie en de gecalibreerde parameterwaarden voor een bosopstand te Ede.***

		Eik	Populier	Berk	Beuk	Lariks	Den	Spar	Douglas	Ede
c voor transpiratie (-)		0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
h vegetatie (m)		19,0	25,0	18,0	22,0	22,0	15,0	13,0	20,0	17,1
P_{Gash} (mm)		0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7
p_{Tr} (-)		0,02	0,01	0,06	0,12	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00
S (mm)	win.	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	1,0	2,8	2,4	0,2
	zom.	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	2,8	2,4	0,7
p (-)	win.	0,80	0,80	0,80	0,80	0,80	0,10	0,10	0,05	0,80
	zom.	0,30	0,20	0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05	0,30
Albedo (-)		0,22	0,14	0,17	0,17	0,10	0,08	0,10	0,09	0,22
z0/h (-)	win.	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09
	zom.	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
d/h (-)	win.	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60	0,75	0,75	0,75	0,60
	zom.	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75	0,75
Meethoogte (m)		21	27	20,0	24,0	24,0	17,0	15,0	22,0	19,5
$g_{s,Max}$ ($s.m^{-1}$)		0,02	0,0141	0,0156	0,0117	0,0116	0,0083	0,0250	0,0116	0,0363
LAI (-)	win.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5	11,0	4,5	0,0
	zom.	4,0	5,0	5,0	5,5	4,0	6,0	12,0	5,0	4,9
C_{R_g} ($W.m^{-2}$)		104,86	104,86	104,86	104,86	104,86	104,86	104,86	104,86	242,00
C_T (°C)		18,33	18,33	18,33	18,33	18,33	18,33	18,33	18,33	14,55
$C_{\delta e,1}$ (hPa^{-1})		0,0434	0,0434	0,0434	0,0434	0,0434	0,0434	0,0434	0,0434	0,0589
$C_{\delta e,2}$ (hPa)		-	-	-	-	-	-	-	-	9,41
$C_{\delta\theta,1}$ (mm)	zand	70	70	70	70	70	70	70	70	0,0786
	klei	0	0	0	0	0	0	0	0	-
$C_{\delta\theta,2}$ (mm)	zand	120	120	120	120	120	120	120	120	143,5
voor Ede mm^{-1}	klei	240	240	240	240	240	240	240	240	-

Bij de opstanden van de SWNBL-studie dient opgemerkt te worden dat de parameterwaarden voor berk, populier en vooral lariks voor een groot gedeelte geschat zijn uit vergelijkbare bosopstanden en niet berusten op waarnemingen. Met de hier toegekende parameterwaarden voor lariks valt deze naaldboom goed te vergelijken met de loofbomen en zullen de modelresultaten van vooral populier en lariks niet veel van elkaar afwijken.

3.5 Resultaten

3.5.1 Gevoeligheidsanalyse

Om zo objectief mogelijk de invloed ten gevolge van afwijkingen in de parameterwaarden te beoordelen is voor de gevoeligheidsanalyse gekozen alle parameters van de drie modelopstanden een voor een te veranderen met dezelfde relatieve afwijking. Hiervoor is een arbitraire afwijking gehanteerd van + en - 50%, mits dit fysisch gezien ook mogelijk was. Voor sommige parameters, bij voorbeeld de vegetatie hoogte, zal dit als meetfout aan de hoge kant zijn. Men dient hierbij wel rekening te houden met het feit dat het niet alleen gaat om een eventuele meetfout in de grootte van de parameterwaarden. De gehanteerde afwijking van 50% representeert vooral ook de verschillen in parameterwaarden die kunnen bestaan doordat de opstandkarakteristieken die in tabel 4 staan niet overeenkomen met de werkelijke opstandkarakteristieken. Het kan bij voorbeeld voorkomen dat een bepaalde opstand van den heel andere karakteristieken en daardoor andere parameterwaarden heeft dan de modelopstand van den in tabel 4, en deze verschillen tussen de parameterwaarden kunnen zeker 50% of meer bedragen.

Als maat voor de gevoeligheid is steeds het fractionele verschil gegeven ten opzichte van de resultaten van de standaard parameterset uit tabel 3 van de betreffende modelopstand. Het fractionele verschil FV is als volgt berekend:

$$FV = \frac{\sum_{1}^{n} R_i - \sum_{1}^{n} B_i}{\sum_{1}^{n} R_i} \quad (-) \qquad (32)$$

waarbij R_i de referentie waarden zijn, B_i de berekende waarden en n het aantal waarnemingen. Een negatief fractionele verschil betekent, dat de verandering in de parameterwaarden een verhoging van de bekeken variabele tot gevolg heeft. In figuren 5, 6 en 7 is per modelopstand het fractionele verschil gegeven over de hele periode van 1 mei 1974 tot en met 31 december 1978 voor de interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot veroorzaakt door de verandering van de waarde van de parameter. Per parameter wordt eerst (boven) de verandering van de parameterwaarden met + 50% en daaronder die met - 50% gegeven. In het aanhangsel zijn de resultaten in tabelvorm opgenomen.

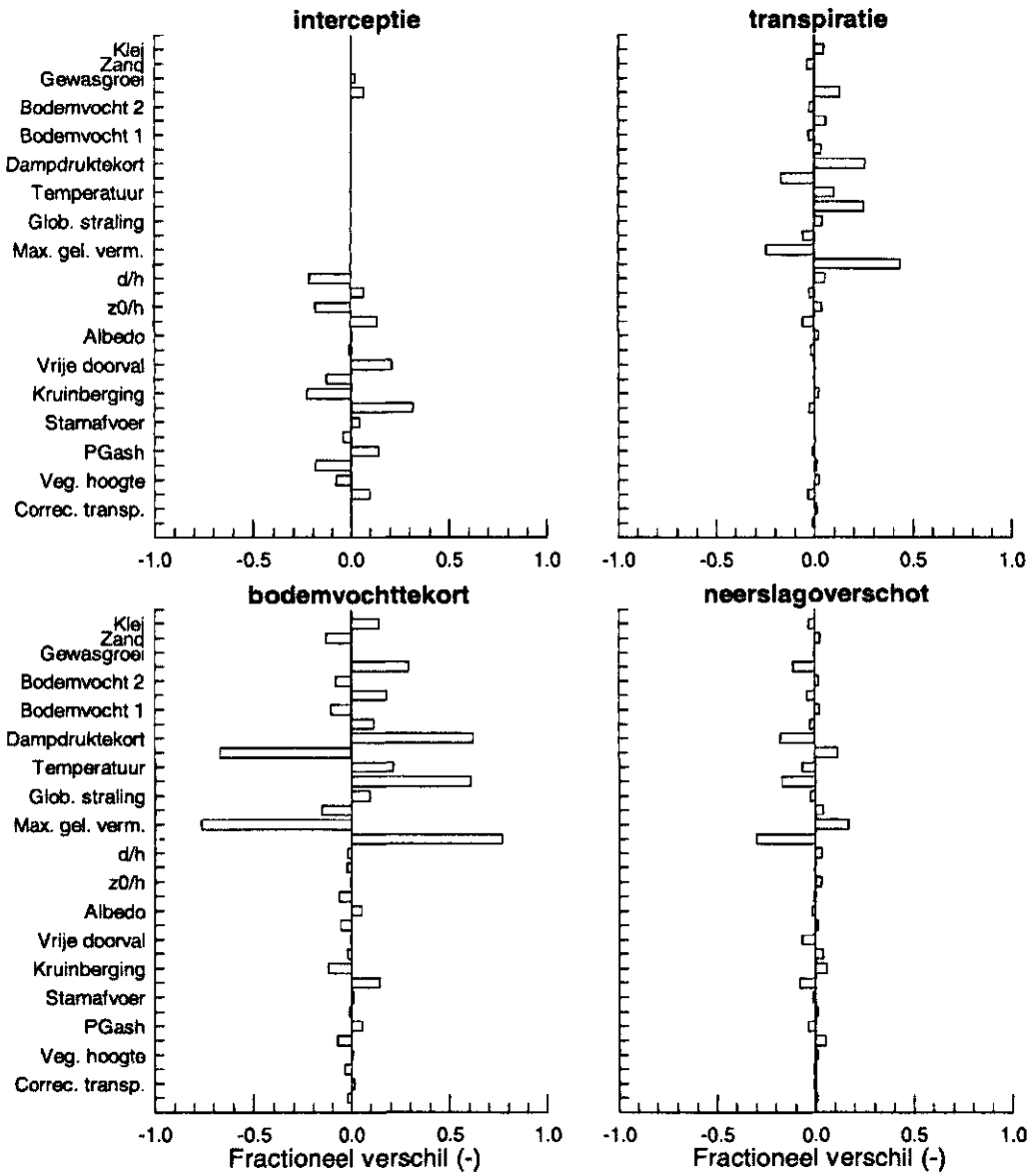

Fig. 5 Het fractionele verschil in interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot (bodemvochtoverschot) bij verschillende parameterwaarden voor loofbos.

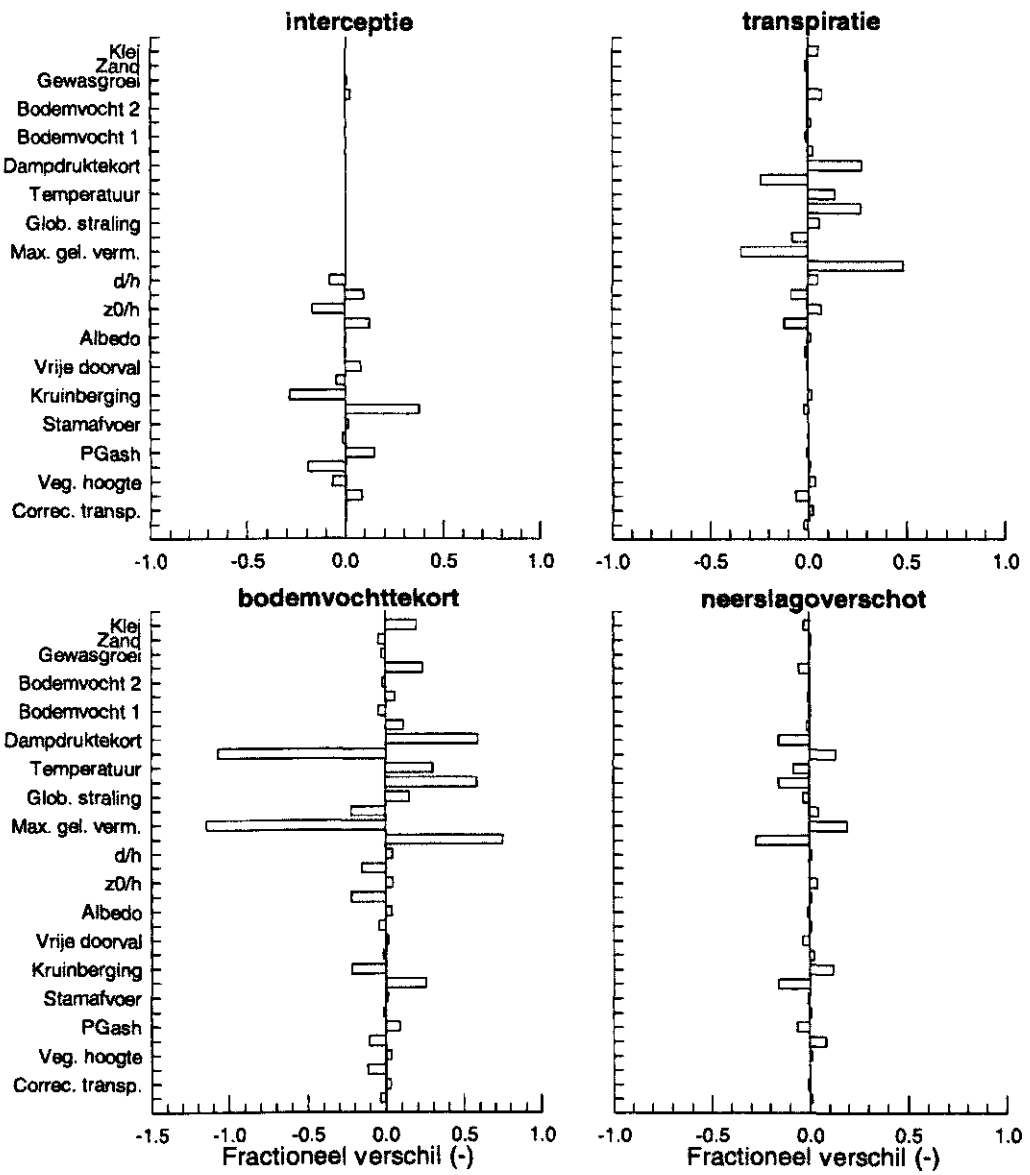

Fig. 6 Het fractionele verschil in interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot (bodemvochtoverschot) bij verschillende parameterwaarden voor licht naaldbos.

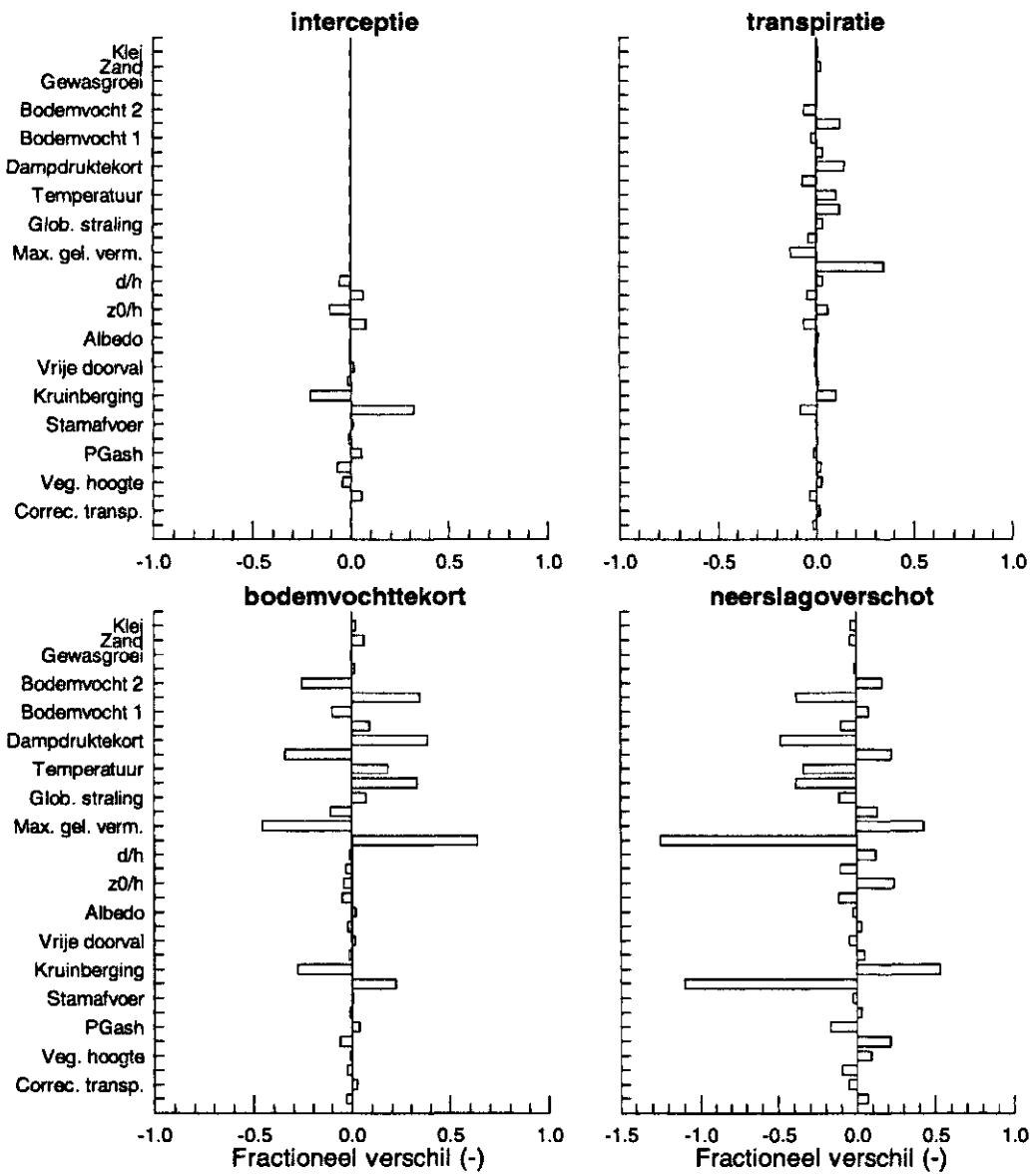

Fig. 7 ***Het fractionele verschil in interceptie-, transpiratieverliezen, bodemvochttekort en neerslagoverschot (bodemvochtoverschot) bij verschillende parameterwaarden voor donker naaldbos.***

De parameter met de grootste gevoeligheid voor de *interceptie*verliezen in alle drie de modelopstanden is de kruinberging. Een verandering van - 50% in de kruinberging vergroot de interceptieverliezen met bijna 40%. Een iets minder grote invloed, tot ongeveer 20%, hebben de ruwheidslengte en de nulvlaksverplaatsing. Deze twee parameters bepalen de aërodynamische weerstand. Indien het blad nat is, is de gewasweerstand verwaarloosbaar en wordt de mate van verdamping direct bepaald door de ruwheid van de vegetatie. De vrije doorvalcoëfficiënt bepaalt direct hoeveel water er beschikbaar is voor de interceptie en speelt bij loofbos en licht naaldbos een relatief belangrijke rol (10-20% verandering in de interceptieverliezen). Bij donker naaldbos is dit minder uitgesproken, doordat de vrije doorvalcoëfficiënt een factor 10 kleiner is dan bij loofbos, en een verandering van 50% in de parameterwaarden een veel kleinere absolute verandering in de hoeveelheid beschikbaar water voor de interceptieverdamping geeft. Het zelfde geld voor de coëfficiënt van de stamafvoer, maar in mindere mate omdat deze bij alle drie de optstanden toch al een kleine waarde heeft. Zoals al eerder aangegeven is het vaststellen van de drempelwaarde P_{Gash} waarbij het bladerdek verzadigd is niet eenduidig. Bij de modelopstanden is gekozen voor 0,5 mm in navolging van Gash (1979). Hij vond ook dat een verandering van de drempelwaarde van 0,25 mm en 1,0 mm slechts een kleine invloed (ca. 6%) had op de interceptieverliezen. Uit de huidige gevoeligheidsanalyse blijkt echter dat voor loofbos en licht naaldbos een verandering van +/- 50% van P_{Gash} leidt tot een verschil van ca. 20% in de interceptieverliezen. De invloed van de drempelwaarde op de interceptieverliezen wordt in belangrijke mate bepaald door de grootte van kruinberging. Dit verklaard waarom een verandering van P_{Gash} relatief weinig invloed heeft op de interceptieverliezen bij donker naaldhout waarbij de kruinberging bijna 3 maal zo groot is als bij de andere twee opstanden.

De *transpiratie*verliezen worden het sterkst beïnvloed door het maximale geleidingsvermogen $g_{s,Max}$ bij een afname van de parameter met 50% neemt de transpiratie met meer dan 40% af. Bij een toename van $g_{s,Max}$ is de toename van de transpiratie vooral voor donker naaldbos veel kleiner ca. 20%. Dit wordt veroorzaakt door de enige andere factor die bij de transpiratie tussen de opstanden verschilt namelijk het bodemvochttekort. Doordat bij donker naaldbos de kruinberging aanzienlijk groter is, is de hoeveelheid neerslag dat beschikbaar is voor het aanvullen van het bodemvocht kleiner en hierdoor is het bodemvochttekort groter dan bij de andere twee opstanden. Dit zal het geleidingsvermogen met een grotere fractie reduceren bij donker naaldbos dan bij licht naaldbos en loofbos. Hierdoor is het absolute verschil tussen het geleidingsvermogen van de drie opstanden bij een afname van $g_{s,Max}$ klein en bij een toename groot. Dit geldt ook voor de overige parameters in het transpiratiemodel: de constanten van de functies voor het bodemvochttekort, de temperatuur, de globale straling en het dampdruktekort. Deze parameters zijn alle hetzelfde voor de drie opstanden. De grootste invloed heeft de constante van de dampdruktekortfunctie; bij een toename van de constante met 50% een reductie van de transpiratie tot 30% bij loofbos en licht naald bos en minder dan 20% bij donker naaldbos. Hierna komt de constante van de temperatuurfunctie. Deze geeft zowel voor een afname als een toename van de parameter een reductie van de transpiratie. Dit wordt veroorzaakt doordat de functie een parabool is, waarvan de as verschuift bij een verandering van de constante. Bij een afname van de constante met 50% komt de as van de parabool bij 8 °C en bij een toename van de constante bij 28 °C te liggen. In beide gevallen

naast de gemiddelde dagtemperatuur in de zomer wanneer de verdamping het grootst is, en hierdoor zal de transpiratie gereduceerd worden. Doordat zoals eerder aangegeven het bodemvochttekort bij donker naaldbos relatief groter is, is ook de invloed van de constanten van de bodemvochtfunctie op de transpiratie het grootst bij donker naaldbos. De laatste parameter die een directe rol speelt in de transpiratie is de gewasgroeifunctie, deze bepaalt de grootte van de leaf area index in de tijd. De gewasgroeifunctie speelt alleen bij loofbos en licht naaldbos een rol; bij loofbos kan dit meer dan 10% verandering geven in de transpiratie. Donker naaldbos heeft het hele jaar door min of meer dezelfde leaf area index en is hierdoor niet gevoelig voor veranderingen in de gewasgroeifunctie. Bekijkt men de invloed van de parameters van het interceptiemodel, dan ziet men zoals te verwachten was dat de invloed van deze parameters op de transpiratie bij donker naaldbos het grootst is. Een toename van de interceptie zal een reductie geven van de hoeveelheid beschikbaar bodemvocht, waardoor de transpiratie zal afnemen. Zoals al aangegeven bij het interceptiemodel spelen de parameters z_0 en d bij de transpiratie een minder belangrijke rol.

Het bodemvochttekort wordt bepaald door de neerslag en de transpiratie. Hierbij wordt de neerslag gereduceerd door het interceptieverlies en is de transpiratie gekoppeld aan het het bodemvochttekort. Dit betekent, dat zowel bij een toenemend interceptieverlies als bij een toenemende transpiratie het bodemvochttekort toeneemt. Het bodemvochttekort heeft echter ook een terugkoppelende werking op de transpiratie, waardoor bij een toenemend bodemvochttekort de transpiratie afneemt. Deze terugkoppelende werking treedt pas op wanneer het bodemvochttekort groter wordt dan de constante $C_{\delta\theta,1}$ (35 mm voor de modelopstanden). Deze terugkoppelende werking is goed te zien bij donker naaldbos, waar, door de grote interceptieverliezen (bijna een factor drie maal zo groot als bij loofbos) het bodemvochttekort relatief groot is, gemiddeld meer dan 50 mm. Hierdoor is de invloed van de parameters van het transpiratiemodel relatief klein ten opzichte van loofbos en licht naaldbos. Toch spelen de parameters in het transpiratiemodel een veel grotere rol dan die van het interceptiemodel bij het bepalen van het bodemvochttekort. Bij licht naaldbos geven het maximale geleidingsvermogen en de constante voor het dampdruktekort bij een verandering van 50% een toename van het bodemvochttekort met meer dan 100%. De invloed van het interceptiemodel wordt vooral bepaald door de kruinberging, bij donker naaldbos geeft een verandering van 50% een verandering van het bodemvochttekort met meer dan 20%.

Bij het eenvoudige waterbalansmodel van de SWNBL-studie treedt het *neerslagoverschot* pas op wanneer het bodemprofiel verzadigd is en er dus geen bodemvochttekort meer is. Het negatieve residu van de waterbalans, eigenlijk een negatief bodemvochttekort, (zie vergelijking (27)) wordt het neerslagoverschot genoemd. Net als bij het bodemvochttekort wordt het neerslagoverschot bepaald door de interceptieverliezen en de transpiratie. De parameters hebben dan ook een zelfde invloed op het neerslagoverschot als op het bodemvochttekort. Echter, nu geven de veranderingen in de parameters een tegengestelde verandering in het neerslagoverschot. Bijvoorbeeld indien het maximum geleidingsvermogen met 50% wordt vergroot, dan heeft dit een verhoging van het bodemvochttekort tot gevolg en een verlaging van het neerslagoverschot. Ook in tegenstelling tot het bodemvochttekort is, dat bij het neerslagoverschot veranderingen in de parameterwaarden de grootste veranderingen in het fractionele

verschil voor donker naaldbos geven in plaats van voor loofbos en licht naaldbos. Dit wordt onder andere veroorzaakt doordat de absolute waarde van het neerslagoverschot voor donker naaldbos klein is ten opzichte van dat voor de andere twee opstanden; voor het bodemvochttekort is dit net omgekeerd. Dezelfde absolute verandering in het interceptieverlies zal een veel groter effect hebben op het fractionele verschil van het neerslagoverschot voor donker naaldbos dan voor loofbos of licht naaldbos. De twee meest in het oog springende parameters zijn het maximum geleidingsvermogen en de kruinberging; de laatste in mindere mate voor loofbos. Voor donker naaldbos geven deze twee parameters veranderingen van meer dan 100% in het neerslagoverschot. Ook de dampdrukconstante en de temperatuurconstante van het transpiratiemodel kunnen bij een verandering van 50% in de parameterwaarden een verandering in het neerslagoverschot geven van rond de 20%.

De parameters die slechts een geringe invloed hebben zijn: het albedo, de constante c voor de correctie van de transpiratie onder natte omstandigheden, de vrije doorvalcoëfficiënt en de stamafvoercoëfficiënt. Hierbij dient aangetekend te worden dat de laatste twee parameters een veel grotere rol spelen in de winter dan in de zomer. Vooral voor loofbos en in mindere mate voor licht naaldbos zullen deze parameters zorgen dat het deel van de neerslag beschikbaar voor de interceptieverdamping in de winter (15%) veel kleiner is dan in de zomer (75%). Hier kan nog aan toegevoegd worden dat Harding *et al.* (1992) bij metingen gedaan in Zuid-Engeland voor beuk (21 m hoog en 6 m van elkaar zonder noemenswaardige ondergroei) vond, dat de proportie van de neerslag dat via de stam afvloeit in de winter (6 tot 16%) veel hoger was dan in de zomer (1 tot 2%). Bij de SWNBL-studie is dit percentage constant gesteld voor de zomer en de winter.

Voor de volledigheid zijn ook de constanten voor klei en zand, zoals die in de SWNBL-studie zijn gebruikt, als aparte waarden voor het bodemvochtmodel meegenomen. Het effect hiervan is een gecombineerd effect van de constanten $C_{\delta\theta,1}$ en $C_{\delta\theta,2}$ van het bodemvochtmodel waarvan de invloed ook apart is gegeven. Verandering van deze parameters heeft een relatief geringe invloed op de transpiratie (ca. 15%) en geen invloed op de interceptie, maar een veel grotere invloed op het bodemvochttekort en voor donker naaldbos ook op het neerslagoverschot (tot 40%).

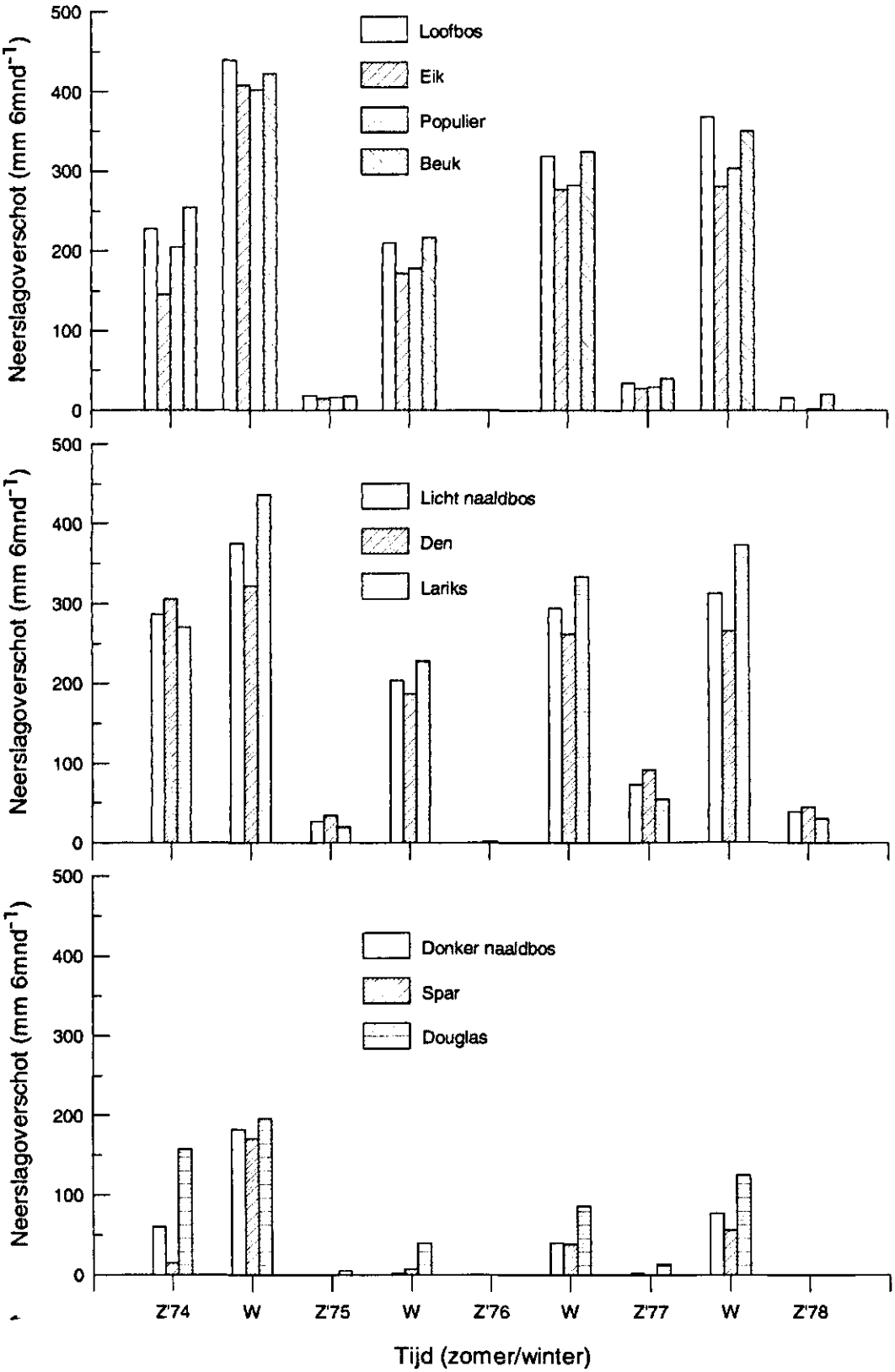

Fig. 8 Het neerslag overschot in zomer en winter voor loofbos, licht naaldbos en donker naaldbos.

Om de variatie door het jaar heen te laten zien, is in figuur 8 het neerslagoverschot per seizoen (zomer of winter) voor de verschillende opstanden uitgezet. Voor de zomer zijn de zes maanden van mei tot en met oktober genomen en voor de winter de resterende zes maanden. Zoals al eerder was gezien lijken de resultaten van loofbos en licht naaldbos sterk op elkaar. Bij licht naaldbos is goed het effect te zien van blad-(naald-)verliezende opstanden, zoals lariks en blad-(naald-)houdende opstanden, in dit geval den. In de zomer is het neerslagoverschot van den groter en in de winter dat van lariks. Dit wordt veroorzaakt, doordat de bergingscapaciteit van de kruin afhankelijk is van de gewasgroeifunctie en deze voor de bladverliezende opstanden in de winter nul wordt. Donker naaldbos, zoals dat hier geparameteriseerd is, heeft een neerslagoverschot dat in de winter ongeveer 200 mm kleiner is dan dat van loofbos en licht naaldbos. Dat het verschil in de winter van 1976 ongeveer 50 mm groter is wordt veroorzaakt, doordat in de droge zomer van 1976 het bodemvochttekort onder donker naaldbos groter is dan dat onder loofbos.

3.5.2 Toepassing metingen Ede

In 1988 en 1989 zijn er door het Staring Centrum in het kader van het SWNBL-onderzoeksprogramma in de buurt van Ede in een bos met voornamelijk Amerikaanse eik metingen gedaan voor het opstellen van de waterbalans van deze lokatie. Voor een gedetailleerde beschrijving van het experiment wordt verwezen naar Hendriks *et al.* (1990). Met behulp van deze metingen kan een indruk worden verkregen van de mogelijke verschillen tussen gemeten en berekende waterbalans-componenten. Hierbij wordt tevens gekeken naar het effect van al of niet gecalibreerde en gemeten parameterwaarden.

Voor de gecalibreerde en gemeten parameterwaarden zijn de waarden gebruikt zoals die gevonden zijn door Ogink-Hendriks (1994) voor Ede zie tabel 4 en voor de niet gecalibreerde waarden die van een eiken opstand op zandgrond uit de SWNBL-studie gegeven in dezelfde tabel. Voor het interceptiemodel zijn de parameters voor de kruinberging en de vrije doorvalcoëfficient bepaald uit de bruto neerslag- en doorvalmetingen. De andere noodzakelijke parameters zoals, de ruwheidslengte en de nulvlaksverplaatsing, zijn geschat. De schatting van deze laatste twee parameters wordt ook gebruikt in het transpiratiemodel. Voor het transpiratiemodel is de calibratie uitgevoerd voor uurwaarden op droge dagen waarbij de metingen van de Bowen-ratio energiebalans methode zijn gebruikt voor de berekening van de actuele transpiratie. Bij de gecalibreerde parameterwaarden moet rekening worden gehouden met het feit dat Ogink-Hendriks in het Stewart-model (transpiratie) enkele t.o.v. het SWNBL-model afwijkende functies gebruikte voor de berekening van de gewasweerstand (vergelijkingen (5) en (8) in plaats van (25) en (26)).

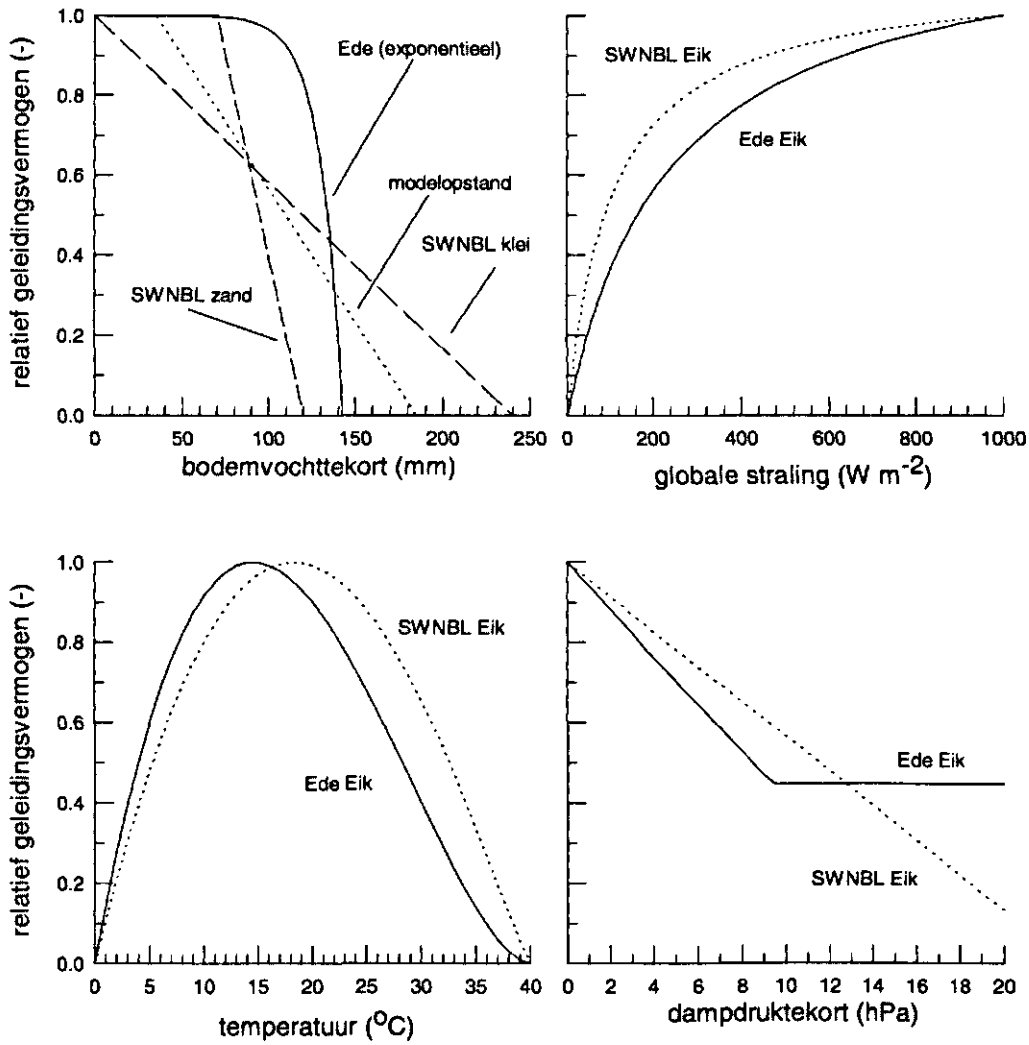

***Fig. 9** Het relatieve gewasgeleidingsvermogen als functie van het bodemvochttekort, het dampdruktekort, de temperatuur en de globale straling, zoals gebruikt voor Ede en de SWNBL-studie. Voor de bij de SWNBL-studie gebruikte bodemvochtfunctie worden de relaties voor zand, klei en de modelopstand ook gegeven.*

In figuur 9 wordt het effect op het gewasgeleidingsvermogen van de verschillende functies voor het bodemvochttekort gegeven. Deze figuur laat ook de invloed van andere waarden voor de parameters van de bij de SWNBL-studie gebruikte functie zien. Voor het dampdruktekort gebruikt Ogink-Hendriks de functie zoals die door Stewart (1988) is gevonden uit metingen in Engeland. Vaak ontbreken er echter metingen in het droge gebied en wordt één rechte lijn aangenomen, zoals in de SWNBL-studie is gedaan. De grootste verschillen treden op wanneer het dampdruktekort groter wordt dan ca. 10 hPa, onder deze omstandigheden is het zo droog dat ook andere factoren, zoals temperatuur, een belangrijke rol gaan spelen in het reduceren van de gewasgeleidbaarheid. Het verschil tussen de twee functies veroorzaakt dan slechts kleine absolute verschillen in de totale transpiratie.

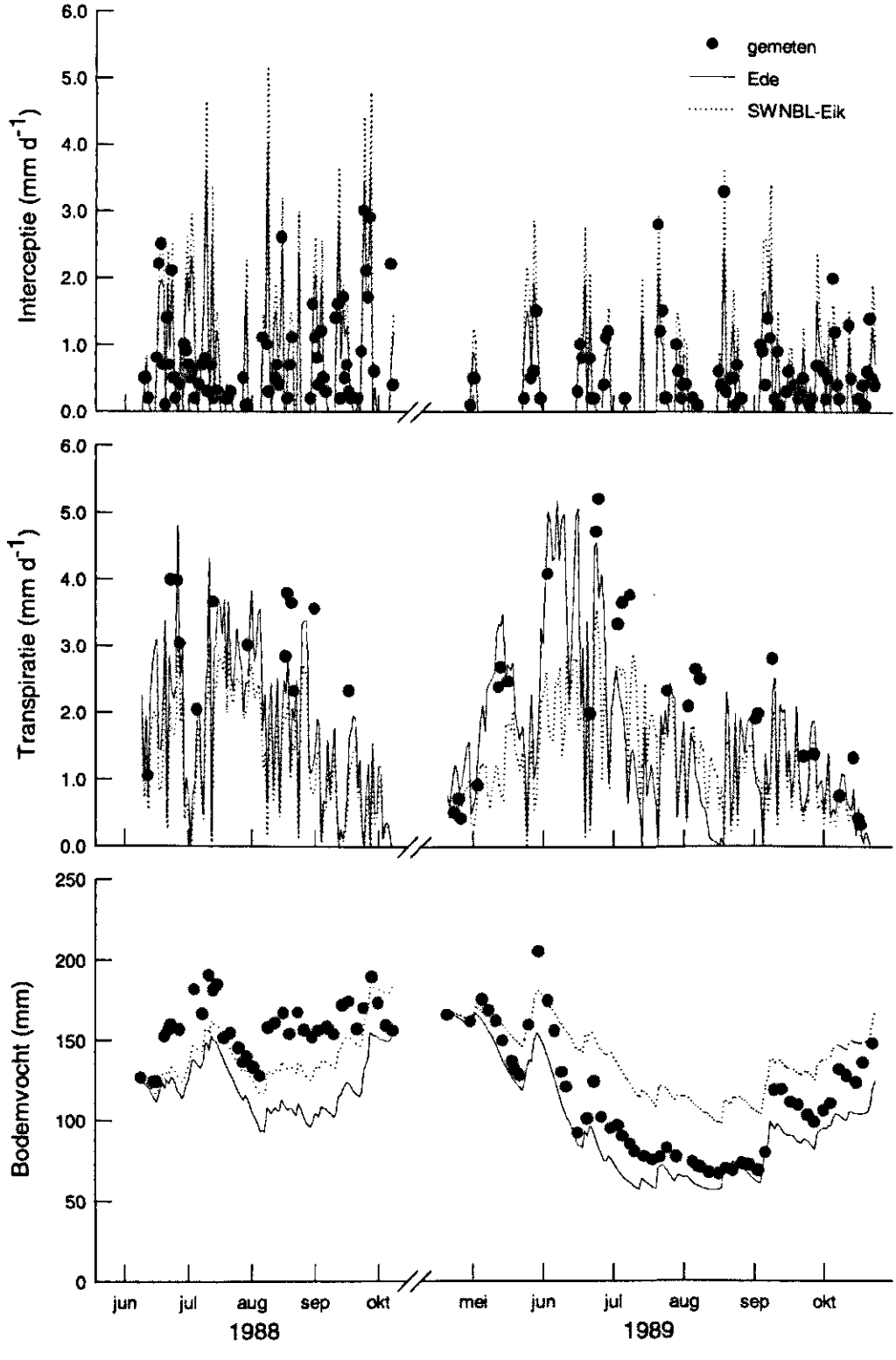

Fig. 10 ***Interceptie, transpiratie en de hoeveelheid bodemvocht in de eerste meter van de bodem, zoals gemeten, berekend met behulp van de gecalibreerde parameters voor Ede en berekend met behulp van de parameters voor eik uit de SWNBL-studie voor de zomermaanden van 1988 en 1989.***

De ideale manier om te zien hoe betrouwbaar een model een bepaalde situatie simuleert, is om de modelresultaten te vergelijken met metingen in het veld, liefst op verschillende lokaties en onder verschillende (meteorologische) condities. Aangezien de metingen te Ede alleen gedaan zijn in de zomermaanden is het neerslagoverschot te verwaarlozen en is hier verder niet naar gekeken. In figuur 10 zijn naast de metingen van de interceptie, transpiratie en het bodemvocht ook de gemodelleerde waarden met de gecalibreerde parameters voor Ede en berekend met de parameters voor een opstand met eik uit de SWNBL-studie voor de zomermaanden van 1988 en 1989 weergegeven. Voor het bodemvochttekort is uitgegaan van het door Ogink-Hendriks (1994) bepaalde maximale bodemvochttekort van 200 mm. Dit betekent dat indien het bodemvochtgehalte 200 mm is, het bodemvochttekort 0 mm is.

De parameters voor Ede blijken consequent lagere waarden te geven voor de interceptie dan de SWNBL-parameters voor eik. De belangrijkste parameter die dit verschil veroorzaakt is de kruinberging, die voor Ede kleiner is dan voor de SWNBL-opstand (zie tabel 4). De gemodelleerde interceptie is, behalve enkele uitzonderingen, hoger dan de gemeten. Een mogelijke oorzaak hiervan is dat de waarden voor de ruwheid z_0 en de nulvlaksverplaatsing d niet gecalibreerd of gemeten zijn, maar geschat. Lankreijer *et al.* (1993) geven als mogelijke oorzaak van de te hoge gemodelleerde interceptie, dat bij de berekening van de aërodynamische weerstand r_a alleen rekening wordt gehouden met de ruwheid voor momentum en niet met die voor het warmte- en vochttransport.

De verschillen in de transpiratie zijn minder eenduidig, vooral voor 1989. De terugkoppeling van het bodemvocht op de transpiratie, maakt dat deze twee niet los van elkaar gezien kunnen worden. Doordat de interceptie in hoge mate de hoeveelheid beschikbare neerslag voor het aanvullen van het bodemvocht bepaalt, werken verschillen in de interceptie door in de transpiratie. Met de grootte van de interceptie afnemend van gemodelleerd met SWNBL-Eik via gemodelleerd met Ede naar gemeten, en uitgaande van een gesloten waterbalans, zal de transpiratie in omgekeerde volgorde afnemen. Dit blijkt ook uit figuur 10. Opvallend in de figuur zijn de veel betere resultaten van de gecalibreerde parameters in het begin van 1989. Dit wordt veroorzaakt, doordat in deze periode het bodemvocht berekend met de parameters van SWNBL-Eik al in het traject is gekomen waar het geleidingsvermogen sterk wordt gereduceerd, terwijl dit voor het bodemvocht berekend met de parameters van Ede nog niet het geval is. De parameters die bij de transpiratie van een loofbos de grootste rol spelen zijn: het maximum geleidingsvermogen, de constante voor het dampdruktekort en de constante voor de temperatuur. In figuur 11 is het absolute verschil weergegeven tussen het geleidingsvermogen berekend met de gecalibreerde parameters van Ede en de parameters voor eik van de SWNBL-studie. Hier is de gecombineerde invloed te zien van de functies van het geleidingsvermogen uit figuur 9. De invloed van de gewasgroeifunctie is duidelijk te zien aan het afgenomen verschil in geleidingsvermogen aan het eind van 1988 en aan het begin en eind van 1989. De gewasgroeifunctie is voor beide parametersets gelijk genomen. Aangezien het bodemvocht in 1988 nauwelijks onder de 130 mm (70 mm bodemvochttekort) komt, worden de verschillen in geleidingsvermogen tussen de parametersets van Ede en SWNBL-Eik veroorzaakt door de functies van de temperatuur, de globale straling en het dampdruktekort en doordat het maximale geleidingsvermogen van Ede bijna tweemaal dat van SWNBL-

Eik is, respectievelijk 0,0363 en 0,02 $m.s^{-1}$. Over de hele periode van 1988 is het geleidingsvermogen van Ede 0,005 $m.s^{-1}$ groter dan dat van SWNBL-Eik. Dit resulteert dan ook in een grotere transpiratie van het model met de parameters van Ede dan met de parameters van SWNBL-Eik. In 1989 is het effect van de functie voor het bodemvochttekort wanneer dit groter wordt dan 70 mm goed te zien. Tot begin juli loopt het bodemvochttekort van Ede en SWNBL-Eik steeds verder uit elkaar. Hierna is echter het geleidingsvermogen van SWNBL-Eik groter dan dat van Ede, en tot begin september wordt het verschil tussen het berekende bodemvochttekort van de twee parametersets steeds kleiner.

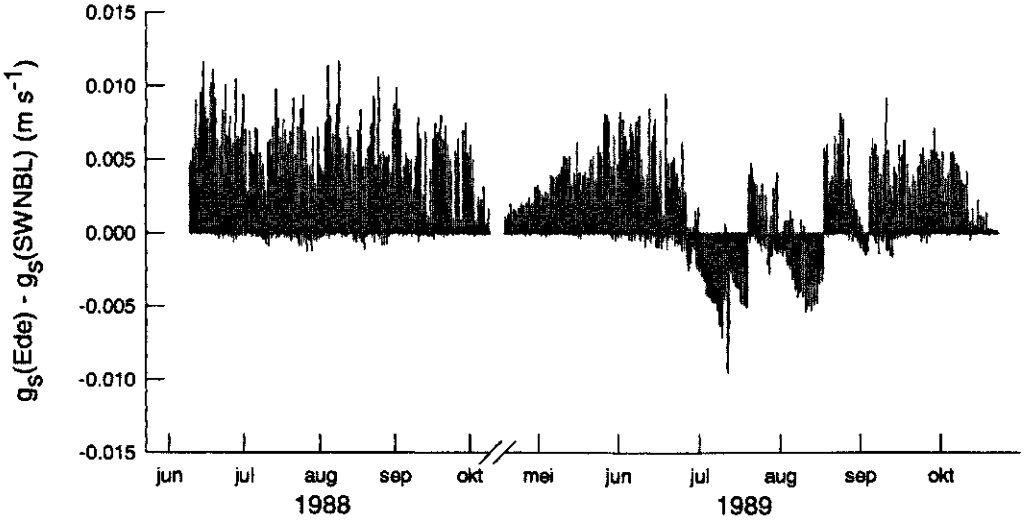

Fig. 11 ***Het absolute verschil tussen het geleidingsvermogen berekend met de gecalibreerde parameters van Ede en berekend met de parameters van eik uit de SWNBL-studie.***

Het bodemvocht speelt niet alleen een terugkoppelende rol bij de transpiratie, maar een goede modellering hiervan is ook belangrijk bij de bepaling van het neerslagoverschot dat ten goede komt aan de grondwatervoeding. In het relatief natte jaar 1988 lijken de niet-gecalibreerde parameterwaarden van de de SWNBL-studie betere resultaten te geven, dan de wel gecalibreerde parameters. Dit is echter niet het geval voor het drogere jaar 1989 waar het bodemvocht berekend met de gecalibreerde parameterwaarden redelijk goed overeen komt met de gemeten waarden. Men dient echter rekening te houden met het feit dat elke gemeten waarde een op zich zelf staande meting is met een eigen meetfout. Dit in tegenstelling tot het gemodelleerde bodemvocht, waarbij het bodemvocht op een bepaalde dag afhangt van de hoeveelheid bodemvocht van de dag ervoor. De fouten in het bodemvocht zijn dan ook cumulatief in plaats van op zichzelf staand, zoals bij het gemeten bodemvocht. Hierdoor blijft bij het gemodelleerde bodemvocht een éénmaal opgelopen verschil met het gemeten bodemvocht doorwerken. Vergelijkt men in plaats van het bodemvocht op een bepaald tijdstip, het verschil in bodemvocht tussen twee op een volgende tijdstippen van de gemeten waarden en de gemodelleerde waarden, dan blijkt vooral het model met de gecalibreerde parameterwaarden redelijke resultaten te geven. Wel fluctueert het gemeten bodemvocht sterker dan het gemodelleerde bodemvocht. Een verklaring voor het plotseling uit elkaar lopen van het gemeten en gemodelleerde bodemvocht is dat de gemodelleerde interceptie groter is dan de gemeten interceptie en dat er in werke-

lijkheid drainage naar diepere lagen optreedt en niet meer beschikbaar is voor de transpiratie. Dit laatste speelt een grote rol in periode juli tot begin augustus van 1988. Drainage naar en percolatie van diepere lagen kan in tegenstelling tot bodemvochtmodellen zoals SWAP (Feddes & Kabat, 1994) en SWIF (Bouten, 1992) door het SWNBL-model niet gesimuleerd worden.

Concluderend kan men stellen dat in vergelijking met metingen de gecalibreerde parameters betere resultaten geven dan de niet gecalibreerde parameters, maar de afwijkingen zijn nog steeds groot; op basis van etmaaltotalen voor de interceptie meer dan 5 mm en voor de transpiratie meer dan 3 mm. Voor het bodemvocht kan dit oplopen tot 50 mm. Hierbij dient men echter wel rekening te houden met het feit dat bij de modellering het bodemvocht wordt berekend uit een doorlopende waterbalans, en de fout in het bodemvocht op een bepaald tijdstip een cumulatieve fout is van de hele gesimuleerde periode voor dit tijdstip. De belangrijkste oorzaak van deze verschillen moet men zoeken in het verschil in de gemeten en gemodelleerde interceptie. Dit heeft door de terugkoppelende werking van het bodemvocht ook invloed op de transpiratie.

De verschillen in de gemodelleerde waarden van interceptie en transpiratie berekend met wel en niet gecalibreerde parameters zijn vooral terug te voeren op de verschillen in de parameterwaarden. Hierbij speelt bij de interceptie de kruinberging de grootste rol en bij de transpiratie het maximale geleidingsvermogen en voor droge perioden tevens de bodemvochtfunctie. Bij de transpiratie speelt indirect, via het bodemvocht, het verschil in interceptie door. Het verschil in bodemvocht is het resultaat van de verschillen in interceptie en transpiratie.

3.6 Samenvatting

Uit de gevoeligheidsanalyse van het interceptiemodel komt naar voren dat de waarde van de verzadigingsconstante (grootte van de kruinberging) voor alle drie de bossoorten een grote invloed heeft op het interceptieverlies. Een verandering van 50% in die waarde kan de interceptieverliezen met 40% veranderen. Het is dus van groot belang deze waarde nauwkeurig te bepalen; een geringe afwijking van de 'ware' waarde, immers, heeft grote gevolgen voor het interceptieverlies. Dit is des te belangrijker omdat juist het interceptieverlies in hoge mate bepalend is voor het verschil in waterverbruik tussen bostypen onderling. Het transpiratieverlies wordt in belangrijke mate bepaald door het geleidingsvermogen. De parameter die hier een belangrijke rol in speelt is het maximale geleidingsvermogen die per opstand verschillend is. Uit de vergelijking van twee jaren van metingen gedaan te Ede bleek ook dat naast het maximale geleidingsvermogen, de terugkoppelende werking van het bodemvochttekort in droge jaren een belangrijke rol gaat spelen in de grootte van het geleidingsvermogen. Hieruit blijkt dat een goede modellering van het bodemvocht noodzakelijk is, temeer omdat een goede modellering van het bodemvocht bepalend is voor het resulterende neerslagoverschot.

De gevolgen van het gebruik van globale schattingen in lokale situaties zijn ook onderzocht door de resultaten van het SWNBL-model te vergelijken met gemeten en gecalibreerde parameters voor een specifieke lokatie waarvoor metingen van de waterbalans beschikbaar zijn. De resultaten van deze studie geven inzicht in de mate van toepasbaarheid van het SWNBL-model bij vraagstukken rond lokaal waterbeheer.

Alhoewel de gecalibreerde parameters betere resultaten geven dan de niet gecalibreerde parameters, kunnen er ten opzichte van de gemeten waarden toch nog grote verschillen optreden. Dit gebeurt, doordat de gebruikte interceptieparameters zijn gecalibreerd met behulp van metingen van bruto neerslag en doorval, en de ruwheidsparameters zijn geschat. In vergelijking met de gemeten interceptie geven de aldus gecalibreerde en geschatte parameters een overschatting van de interceptie. De ruwheidsparameters hebben bij het gebruikte interceptiemodel van Gash een grotere invloed naarmate de kruinberging kleiner wordt. Dit blijkt ook uit de gevoeligheidsanalyse van het SWNBL-model, waarbij de ruwheidsparameters de grootste invloed hebben op de interceptie van loofbos (kleinste kruinberging). De transpiratieparameters zijn met behulp van metingen op uurbasis van de actuele evapotranspiratie onder droge condities gecalibreerd. De onderschatting van de gemodelleerde transpiratie wordt mede veroorzaakt door de overschatting van de gemodelleerde interceptie, waardoor het bodemvocht minder wordt aangevuld en de transpiratie sterker wordt gereduceerd.

Doordat de parameters van de interceptie en de transpiratie onafhankelijk van elkaar gecalibreerd of gemeten zijn, en het bij de SWNBL-studie gebruikte bodemvochtmodel niet bij de calibratie betrokken is, treden er bij de toepassing van dit model grote verschillen op in het gemodelleerde en gemeten bodemvocht (tot 50 mm op een bepaald tijdstip). Behalve dat het bodemvocht invloed heeft op de transpiratie, is het ook van groot belang om het bodemvocht goed te modelleren voor het afschatten van het neerslagoverschot beschikbaar voor onder andere de grondwatervoeding.

4 Benodigd boshydrologisch onderzoek

4.1 Gebreken in beschikbare kennis

De hiervoor gemaakte kanttekeningen bij de SWNBL-tabel hebben consequenties voor verder toekomstig onderzoek. Allereerst zal voor *interceptie* een beter inzicht moeten komen in de variabiliteit van de verzadigingsconstante in Nederlandse situaties en ten tweede is het aanbevelenswaardig methoden te ontwikkelen die een bepaling van deze parameter praktisch haalbaar maken, zonder dat daarvoor uitvoerige metingen voor hoeven te worden verricht. Een vergelijkbare conclusie kan getrokken worden voor de aërodynamische parameters z_0 en d. Ook hier laat de gevoeligheidsanalyse zien dat niet onrealistische afwijkingen in de bepaling van deze parameters grote gevolgen kunnen hebben voor de berekende interceptieverliezen. Deze beide conclusies zijn niet nieuw (Gash *et al.*; 1978, Dolman, 1988). Wel nieuw is de gevolgtrekking dat deze gevoeligheden een praktische toepassing van modelresultaten in de weg staan.

Voor wat betreft *transpiratie* moet de conclusie luiden dat de bepaling van de gewasgeleidbaarheid en de stress-functies uitermate belangrijk is. Bovendien heeft de beschrijving van het transport van water in de onverzadigde zone grote invloed op de berekende wateroverschotten en transpiratie. Verbeteringen in de modellering van transpiratie en aanpassing c.q. verbetering van de empirische stress-functies zijn vooral mogelijk door transpiratie expliciet te koppelen aan de fotosynthetische activiteit (Monteith, 1986) en een meerlagig dynamisch bodemvochtmodel zoals SWAP (Feddes & Kabat, 1994; Kabat & Feddes, 1994). Ook hier is de ontwikkeling van een praktische methode om voor niet bemeten bosgebieden parameterwaarden te schatten belangrijk, al is de verwachting dat dit moeilijker zal zijn dan voor interceptie.

Het in de SWNBL-studie gebruikte *bodemvocht*model is uiterst simpel en schenk geen aandacht aan processen als capillaire opstijging en percolatie. Dit maakt het dus onmogelijk om met dit model goede voorspellingen te doen over het dynamisch gedrag van het bodemvocht. Dit is juist voor het goed voorspellen van neerslagoverschotten en berging uitermate belangrijk. Naast de directe koppeling met transpiratie zal dus meer aandacht moeten worden geschonken aan de modellering van de dynamiek van het bodemvocht. Deze uitbreiding van de modellen zal gepaard moeten gaan met metingen van het bodemvocht.

In de in het verleden uitgevoerde studies heeft de vraag naar de grootte van de afvoer van bosgebieden relatief weinig aandacht gekregen. Een uitzondering vormt de al eerder gememoreerde studie van Bon (1969). Hoewel verdamping natuurlijk in hoge mate de afvoer van een bebost gebied bepaalt, is het van groot belang voor het waterbeheer inzicht te hebben in de dynamiek en grootte van de afvoer. Voorgesteld wordt dan ook om dit aspect middels aanvullende afvoermetingen en modellering in het onderzoek te betrekken.

In de aspecten die tot nu toe behandeld zijn komt naar voren dat er:

- behoefte is aan inzicht in de variabiliteit van een aantal belangrijke boshydrologische parameters in Nederland,
- behoefte bestaat aan eenvoudige methoden, technieken om deze te schatten,
- behoefte bestaat de bestaande- en toekomstige- metingen in een modelmatig kader te interpreteren om zo de bruikbaarheid van modelberekeningen te vergroten,
- behoefte bestaat modellen te ontwikkelen die het *totale waterverbruik* van bossen in Nederland kunnen berekenen, zowel in de bodem als bovengronds, en die daarbij slechts enkele relatief eenvoudig te meten of te schatten parameters gebruiken.

4.2 Vervolgonderzoek

Voorgesteld wordt een onderzoek uit te voeren dat enerzijds een experimenteel en anderzijds een modelmatig karakter heeft. Het experimentele deel zal kunnen bestaan uit het meten van verdamping (interceptie en transpiratie) en afvoer van een aantal karakteristieke Nederlandse bostypen op karakteristieke gronden. Dit betreft het nauwkeurig bepalen van de energie- en waterbalans, interceptie, transpiratie, wortelopnamegedrag, watertransport in de onverzadigde zone en de kooldioxidebalans en assimilatie. Deze experimentele gegevens zullen inzicht geven in de variatie en grootte van de waterstromen in Nederlandse bostypen en schattingen leveren van een aantal relevante parameters. De metingen dienen te worden geïnterpreteerd in één modelmatig verband om toekomstige extrapolatie naar ander bostypen en gronden mogelijk te maken. Op grond hiervan kan dan een instrument worden opgesteld dat het mogelijk maakt verantwoorde beslissingen te nemen ten aanzien van beheer en beleid van Nederlandse bosgebieden.

4.3 Modelontwikkeling

Een aantal criteria zijn relevant voor de keuze van het in dit onderzoek te gebruiken model.

- Fysische beschrijving: zijn alle relevante processen op fysische wijze in het model opgenomen (minimum empirie criterium)?
- Compartimentalisering: zijn alle relevante compartimenten in het bodem-, vegetatie-, atmosfeer systeem aanwezig en in de juiste mate? (is er bijvoorbeeld sprake van ondergroei)
- Algemeenheid: is het op de belangrijkste in Nederland voorkomende bostypen van toepassing? (b.v. een jong zich nog ontwikkelend bos versus een volgroeid)
- Praktische toepasbaarheid: is het model door derden te gebruiken in toekomstig beleids-en beheersondersteunend werk?

In figuur 12 is een aanzet gegeven tot conceptualisering van een dergelijk model. De 'bovenkant' van het model wordt gevormd door een tweelagig verdampingsmodel

dat zowel verdamping van de ondergroei als van de boslaag kan berekenen. Dit is belangrijk aangezien het aandeel in de transpiratie van de ondergroei kan oplopen van 20-30% in de periode dat de bomen in blad staan (mei tot september) tot 100% in de andere maanden (e.g. Harding *et al*, 1993).

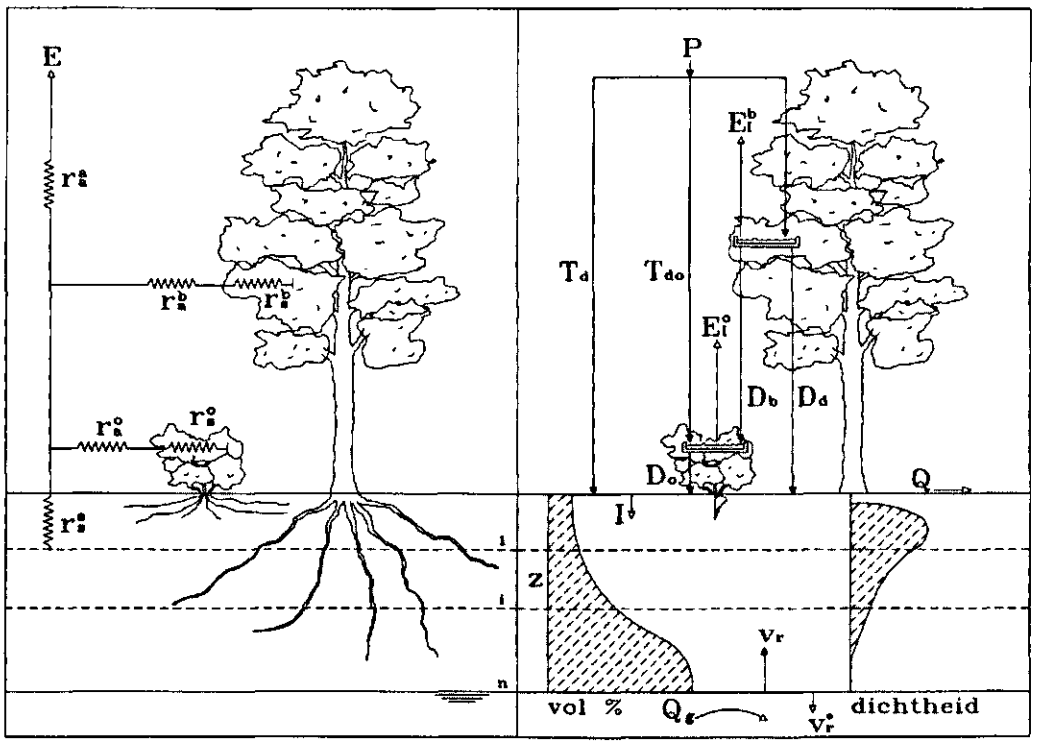

Fig. 12 ***Schematische weergave van een model voor de waterhuishouding van bossen onder Nederlandse omstandigheden.***

Het rekenschema dat links op de figuur te zien is, bestaat uit een aantal verdampingsstromen die gereguleerd worden door weerstanden en potentiaal-verschillen (dampdrukverschillen). Hierbij is E de evapotranspiratie; r_a de aërodynamische weerstand; r_s de gewasweerstand; en de bovenschriften a, b, o, s staan voor de laag tussen het referentieniveau (meethoogte) en het vegetatiedek, de bovenste vegetatie laag, de onderste vegetatie laag, en de bodem. Adequate bepaling en modellering van deze weerstanden is essentieel voor het verkrijgen van goede modelresultaten. Op de rechterzijde van de figuur is weergegeven hoe de vochtfluxen zullen worden gemodelleerd. Interceptiereservoirs van de ondergroei en kruin bepalen de mate van infiltratie in het bodemprofiel, waarbij de symbolen staan voor: P de bruto neerslag; T_d de vrije doorval; T_{do} de vrije doorval die op de onderste vegetatielaag terecht komt; E_I^b, E_I^o de interceptieverdamping van respectievelijk de bovenste en de onderste vegetatielaag; D_d, D_b en D_o de drainage van respectievelijk de bovenste vegetatielaag naar de bodem, en naar de onderste vegetatielaag en van de onderste vegetatielaag naar de bodem; Q de oppervlakkige afvoer; I de infiltratie; v_r en v_r^* de capillaire opstijging vanuit en de percolatie naar het grondwater; Q_g de laterale grondwaterstroming; z de diepte en 1, i tot n het aantal bodemlagen. Vochtkarakteristieken bepalen hier de mate van beschikbaarheid van het bodemvocht voor transpiratie. Wortelverdelingen (rechter curve van de figuur) in combinatie met de vochtprofielen (linker curve van de figuur)

leveren het totale waterverbruik van het wortelstelsel. Op basis van hydraulische eigenschappen van de bodem worden capillaire opstijging, grondwatertoevoer en oppervlakteafvoer gemodelleerd. Het totaalmodel geeft op deze wijze evenwichtige aandacht aan processen die zich bovengronds afspelen en aan processen in de onverzadigde zone. Met behulp van dit complexe model zullen simplificaties (parameterisaties) worden ontwikkeld die in de praktijk van het waterbeheer te gebruiken zijn, en die aanzienlijk minder invoergegevens nodig hebben dan dit model. In een later stadium zal dit lokale model gekoppeld worden aan regionale grondwaterstromingsmodellen.

4.4 Lokatiekeuze

De meetlokaties dienen te voldoen aan een aantal criteria die betrekking hebben op de representativiteit van de lokatie, de mogelijkheid om de resultaten te extrapoleren en de geschiktheid van de lokatie voor het verrichten van zowel hydrologische als meteorologische waarnemingen. Bij het selecteren van de lokaties verdient het aanbeveling zoveel mogelijk aan te sluiten bij al bestaand hydrologisch of meteorologisch onderzoek, om zo een toegevoegde waarde voor beide studies te verkrijgen. Andere criteria die een rol spelen zijn de beschikbaarheid van gegevens voor een bestaand bostype: zowel voor Amerikaanse eik (Ede, zie Hendriks *et al*, 1990) en douglas (Bouten, 1992) zijn reeds gegevens bekend en beschikbaar voor dit project, zodat metingen aan deze twee bostypen niet nodig zijn. In zijn totaliteit geldt bovendien het criterium dat de te bemeten lokaties en bostypen, tezamen met de twee bovengenoemde typen, een zo volledig mogelijk beeld geven van de fysische eigenschappen van bosopstanden in Nederland, waardoor extrapolatie naar andere, niet in extenso bemeten bossen, mogelijk wordt.

Voorgesteld wordt om vier lokaties te gaan bemeten. Niet op alle lokaties zal eenzelfde meetprogramma worden uitgevoerd, maar een minimaal basisprogramma zal op ieder van deze lokaties uitgevoerd moeten worden. Per lokatie kunnen zo verschillende accenten in het onderzoek worden aangebracht, waardoor in combinatie met de resultaten van de andere lokaties een totaal beeld van het waterverbruik van bossen in Nederland kan worden gegenereerd. In tabel 5 zijn de mogelijke lokaties weergegeven, alsmede de voornaamste overwegingen die daarbij een rol hebben gespeeld. Ook zullen aanvullende metingen worden uitgevoerd in het Purmerbos, het experimentele studiegebied van Staatsbosbeheer bij Purmerend, waarbij nadruk zal liggen op neerslag-afvoer relaties.

Tabel 5 Lokaties voor het experimentele boshydrologisch onderzoek in Nederland

Lokatie	*Bostype/Grondwater*	*Accent*	*Commentaar*
Veenhuizen	Lariks < 3 m.	Naaldbos met zomer en winter verschillen	Onderdeel SLIMM project RUG
Veluwe	Grove den >3 m	Open bos, met gras ondergroei	Exacte lokatie nog te bepalen in samenwerking met Staatsbosbeheer
Achterhoek/Twente (nog niet zeker)	Gemengd loof 1-3 m.	Afvoerhydrologie	Lokatie nog te bepalen in samenwerking met Unie van Landschappen / Natuurmonumenten
Flevopolder	Populier 0,5-1,5 m.	Snel groeiend, hoge grondwaterstand	Precieze lokatie nog niet bekend

De gekozen lokaties leveren, met de combinatie van de douglas en eik gegevens, voldoende inzicht in de variabiliteit van bossen in Nederland. Door aan een lariks opstand te meten wordt inzicht verkregen in het gedrag van een nogal afwijkende soort, en kunnen mogelijk verdere conclusies rond interceptie verdamping van naaldbomen in de winter worden getrokken. Hoewel de lariks qua areaal wellicht niet een van de meest voorkomende soorten is, is de mogelijkheid de 'parameter ruimte' van Nederlandse bossen uit te breiden voldoende reden om aan lariks te gaan meten. Bovendien speelt ook deze boom als vervanger voor donker naaldhout een rol in herbebossingsplannen (Filius & Roosenschoon, 1993). Grove den is qua areaal een van de meest voorkomende soorten, en toch is er erg weinig over de hydrologie van deze soort bekend. De lokatie op de Veluwe heeft het voordeel dat het een groot aaneengesloten gebied met hetzelfde type bosopstand is, waardoor de voor de beoogde micro-meteorologische meting van de verdampingsflux noodzakelijke grootte van de aanstrijklengte zeer gunstig is. Een snelgroeiende soort als populier met hoge grondwaterstand is belangrijk omdat deze soort in veel herbebossingsplannen, vooral in het westen van Nederland, een grote rol speelt. Op de Achterhoek/Twente lokatie zal het meest volledige meetprogramma kunnen worden uitgevoerd, met afvoeren en gedetailleerde grondwaterstandsmetingen. Deze lokatie moet nog definitief worden vastgesteld.

4.5 Meetprogramma

Voorgesteld wordt om een meetprogramma uit te voeren volgens het volgende patroon. Meerjarige metingen van processen die als invoer en validatie gegevens voor het model kunnen dienen, afgewisseld met één tot twee intensieve meetcampagnes per bostype (twee tot drie maanden in het groeiseizoen), die een gedetailleerde procesbeschrijving van de waterhuishouding dienen op te leveren. Op iedere lokatie zal

een zogenaamd basisprogramma worden uitgevoerd dat bestaat uit zowel meteorologische- als hydrologische waarnemingen. In eerste instantie echter zal een zo volledig mogelijke beschrijving van de uitgangssituatie moeten worden gemaakt. Deze beschrijving zal zowel op het bos (mate van kroonsluiting, ondergroei, hoogte, stamdikte etc.) als op de standplaats (o.a. bodemprofiel) betrekking hebben. Onder de categorie langjarige metingen vallen metingen van bruto neerslag, doorval, stamafvoer, bodemvocht, grondwaterstand, fluxen van voelbare warmte en verdamping met behulp van gestandaardiseerde eddy-correlatieapparatuur en klimatologische gegevens zoals droge- en natte bol temperatuur, netto- en globale straling, windsnelheid en richting en een aantal fysiologische parameters zoals Leaf Area Index en stamdikte, bewortelde diepte etc. Deze metingen dienen om relevante modelparameters te bepalen zoals verzadigingscapaciteit van de kruin, vrije doorvalcoëfficiënt, gewasweerstand, albedo, ruwheidslengte, aërodynamische weerstand, bodemvochtberging, hydraulische geleidbaarheid. De klimatologische variabelen en fluxen dienen boven het bos vanaf masten te worden bepaald in verband met de te verwachtten verschillen in microklimaat boven bos en bouwland (McNaughton & Jarvis, 1983).
Onder de tweede categorie vallen gedetailleerde metingen van fluxen van verdamping en voelbare warmte en CO_2 in en boven de kruin, plantenfysiologische metingen van transpiratie door middel van sapstroom/warmtebalans-kragen, porometrie en bodemverdamping en -respiratie met behulp van micro-lysimeters en CO_2-kamers. Deze metingen dienen vooral om het inzicht in de relevante processen te vergroten. Veel van de in deze campagnes te gebruiken apparatuur is niet geschikt voor routinematige metingen. Het gebruik van gedetailleerde procesmodellen zal het mogelijk maken deze inzichten in te bouwen in de praktische modellen, om zo tot een zo volledig mogelijke, maar geparameteriseerde, beschrijving van de boshydrologie te komen.

Indien het voorgestelde onderzoek in zijn geheel én succesvol kan worden afgerond zal het resultaat zijn:

- een meetsysteem voor de bepaling van de verdamping van bossen dat mobiel en gemakkelijk inzetbaar is en een maximum aan relevante processen kan monitoren,
- inzicht in de factoren die op lokaal (standplaats) niveau de waterhuishouding van bosgebieden beïnvloeden,
- inzicht in de variabiliteit van een aantal relevante parameters voor boshydrologische modellen,
- een model dat geschikt is om voor de Nederlandse situatie betrouwbare uitspraken te doen over water- en bosbeheer op lokale schaal,
- een model dat gekoppeld kan worden aan regionale hydrologische modellen,
- een model dat op termijn te koppelen is aan Geografische Informatie Systemen om zodoende (eerste orde) uitspraken over het waterverbruik van bossen op landsdekkende schaal te doen.

4.6 Samenvatting

Op basis van de in studie gevonden tekortkomingen van het SWNBL-model is een meetprogramma opgesteld dat metingen aan de *totale waterbalans* van vier bossen in Nederland inhoudt. Door gelijktijdige modelontwikkeling zal een model ontwikkeld worden dat in staat is op adequate wijze het waterverbruik van bossen in Nederland kan voorspellen. Hierbij zullen ook de onzekerheidsmarges berekend worden, die bij het gebruik van lokaal ontwikkelde modellen in regionale studies in rol spelen. De vier lokaties bestaan uit grove den, gemengd loof, populier en lariks. Het programma is opgesteld om zoveel mogelijk inzicht te krijgen in de variatie van een aantal belangrijke boshydrologische parameters.

5 Conclusies

5.1 Gebruik SWNBL-model in de praktijk

Bij het gebruik van het SWNBL-model moet men rekening houden met de omstandigheden waarvoor het model in principe is opgesteld. Zo wordt er in het model vanuit gegaan dat de te modelleren bosopstand een gesloten kruin heeft en verdamping van eventuele andere begroeiing geen rol speelt. Ook dient men rekening te houden met het feit dat de namen zoals den en eik die aan de verschillende parametersets zijn gegeven niet inhouden dat alle opstanden met den ook goed te modelleren zijn met deze typische parametersets. Meer zekerheid of een in tabel 4 gegeven parameterset overeenkomt met de te modelleren opstand kan verkregen worden door niet alleen te kijken naar het type opstand den, eik etc. maar ook te kijken naar de karakteristieken zoals de leeftijd, de dichtheid, en de maximale LAI in de zomer en de winter van de te modelleren opstand. Zijn er al grote afwijkingen tussen deze karakteristieken, dan kan men ook grote afwijkingen in de andere parameters verwachten en dus ook in de modelresultaten.

De gevoeligheidsanalyse van het SWNBL-model heeft laten zien dat er een grote mate van onzekerheid in de praktische toepassing van de resultaten van de tabel moet worden verondersteld. Variaties in essentiële parameters, zoals kruinberging, kunnen grote afwijkingen in de berekende interceptie voor een specifieke lokatie tot gevolg hebben. Aangezien een aantal van deze parameters niet op simpele wijze geschat kunnen worden, of, zoals bij de SWNBL is gedaan, uit literatuur kunnen worden overgenomen, moeten deze op de lokatie zelf geschat of gemeten worden. Dit is niet gebeurd in de SWNBL-studie en dientengevolge moet een grote mate van onnauwkeurigheid (tot 50%) in deze getallen worden meegenomen.

Uit de vergelijking van gemeten en (met het SWNBL-model) gemodelleerde waarden laten zich de volgende conclusies trekken. Allereerst blijkt dat er tussen de twee toegepaste modellen (het geoptimaliseerde, en het SWNBL-model) verschillen bestaan, die te herleiden zijn op verschillen in parameters, waar het verdampingsmodel gevoelig voor is. Lokale toepassing vereist dus een betere schatting van lokaal relevante parameters. Een tweede conclusie heeft betrekking op de kwaliteit van de gebruikte modellen. Hoewel het model van Ede voor g_s (het gewasgeleidingsvermogen) gecalibreerd was op gemeten uurwaarden van de verdamping, blijkt toepassing van dit model bij langdurige simulaties toch nog substantiële fouten op te leveren. De reden hiervoor moet gezocht worden in de fout in de interceptiemodellering die de hoeveelheid beschikbaar bodemvocht sterk beïnvloedt, maar ook in enerzijds de gebruikte optimaliseringstechniek op uurwaarden, en anderzijds in een gebrekkige omschrijving van de transpiratie-bodemvocht terugkoppeling in het model van Ede. Dit laatste heeft te maken met de onduidelijkheid rond de wortelopname en -diepte, die de vorm van de reductiefunctie van het bodemvocht op de verdamping bepaalt. Het verdient aanbeveling om waterbalansmodellen voor bossen dan ook te calibreren op langdurige meetreeksen waarbij zowel gebruik wordt gemaakt van gemeten verdam-

pingsfluxen als van bodemvocht. Alleen bij calibratie op langere tijdschalen kunnen realistische voorspellingen worden verwacht ten aanzien van grootheden als bodemvocht en neerslagoverschot.

De bevindingen van de beide analyses laten zich nu als volgt samenvatten. Aan het gebruik van de SWNBL-tabel kleven onzekerheidsmarges, die meegenomen dienen te worden in de praktijk van het waterbeheer. De onzekerheden in de bepaling van interceptieparameters suggereren dat onzekerheidsmarges van 20 tot 50% in de met de SWNBL-tabel berekende waarden voor interceptie niet ongewoon zullen zijn. Dit heeft consequenties voor de interpretatie van de studies waarin op basis van deze tabel berekeningen zijn uitgevoerd, bijvoorbeeld GMN (1992). Indien de foutenmarges in de analyses betrokken worden is het mogelijk dat verschillen in waterverbruik tussen donker naaldhout en loofbos geringer kunnen zijn dan voorheen gedacht. Dolman & Moors (1993) kwamen op grond van analyse van meetresultaten al eerder tot de conclusie dat gemeten transpiratie in Nederland lijkt te variëren rond de 305 mm, terwijl de SWNBL-tabel waarden rond de 200 mm suggereert (zie ook hoofdstuk 2). Tussen specifieke lokaties kunnen deze waarden bovendien uiteenliggen van 301 tot 396 mm per jaar.

De in deze studie uitgevoerde gevoeligheidsanalyse geeft aan dat aanzienlijke foutenmarges in de berekeningen moeten worden meegenomen, wil een realistisch beeld geschetst worden van de betrouwbaarheid van de op de SWNBL gebaseerde berekeningen. Bovendien tonen de in Nederland verrichte metingen aan dat de door de SWNBL berekende interceptieverliezen nogal hoog zijn en de transpiratieverliezen nogal laag. Een groot nadeel is verder dat door het ontbreken van een realistisch bodemwatermodel de berekeningen van het neerslagoverschot niet erg betrouwbaar zijn. Gebruik van de tabel om lokaal de waterhuishouding van bossen te schatten moet dan ook met de grootst mogelijke voorzichtigheid plaatsvinden.

5.2 Benodigd onderzoek

Gezien de grote mate van onzekerheid die aan zowel het door de SWNBL gebruikte modelconcept als aan de daarbij benodigde parameterwaarden moet worden toegekend, is een betere bepaling van de variatie in parameterwaarden als ook de ontwikkeling van een beter modelconcept nodig. Dit onderzoek zal in eerste instantie gericht moeten zijn op het bepalen van relevante parameters voor in Nederland voorkomende bostypen. In tweede instantie zullen methoden en technieken moeten worden ontwikkeld die het mogelijk maken ook modelvoorspellingen over het waterverbruik van bossen te leveren, die niet uitvoerig zijn bemeten. In hoofdstuk 4 is een aanzet gegeven tot een dergelijke studie.

Literatuur

Belmans, C, J.G. Wesseling & R.A. Feddes, 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *J. Hydrology*, **63**: 271-286.

Blyth, E.M., J. Noilhan & A.J. Dolman, 1993. The effects of forest on meso-scale rainfall: an example from HAPEX-MOBILHY. *J. Appl. Meteor.*,**33**: 445-454.

Bon, J., 1969. De invloed van bos in Nederland op de afvoer van beekgebieden. *Waterschapsbelangen*, **54**: 1-11.

Bouten, W., 1992. *Monitoring and modelling forest hydrological processes in support of acidification research.* Proefschrift Universiteit van Amsterdam.

Bultink, B.J.A., 1993. *Beheersplannen waterschappen als uitvoeringsinstrument voor het verdrogingsbeleid*? Vakgroep ruimtelijke planvorming LU Wageningen Nota 48.

Calder, I.R., 1977. A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, Central Wales. *J. of Hydrol.*, **33**: 247-265.

Calder, I.R., 1986a. A stochastic model of rainfall interception. *J. of Hydrol.*, **89**: 65-71.

Calder, I.R., 1986b. The influence of land use on water yield in upland areas of the UK. *J. of Hydrol.*, **88**: 201-211.

Calder, I.R., 1990. *Evaporation in the Uplands.* Wiley, Chichester, England, 176 pp.

Dolman, A.J., 1987. Summer and winter rainfall interception in an oak forest. Predictions with an analytical and a numerical simulation model. *J. Hydrol.*, **90**: 1-9.

Dolman, A.J., 1988. *Evaporation from an oak forest.* Proefschrift Rijks Universiteit Groningen.

Dolman, A.J. & W.E. Oosterbaan, 1986. Grondwatervoeding, interceptie en transpiratie van de castricumse boslysimeters. H_2O, **19**: 174-175.

Dolman, A.J. & S. Nonhebel, 1988. Modelling forest water consumption in the Netherlands. *Agric. Wat. Manag.* **14**: 413-422.

Dolman, A.J., J.H.C. Gash, J. Roberts & W.J. Shuttleworth, 1991. Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. *Agric. For. Meteor.*, **54**: 303-318.

Dolman, A.J. & P. Kabat, 1993. Verdroging en de waterhuishouding van bossen. *Nederlands Bosbouw Tijdschrift.* **64**: 119-122.

Dolman, A.J. & E.J. Moors, 1993. De waterhuishouding. *Nederlands Bosbouw Tijdschrift.* **65**: 306-314.

Duijsings, J.J.H.M., J.M. Verstraten & W. Bouten, 1986. Spatial variability in nutrient deposition under an oak/beech canopy. *Zet. Planzenern. u. Bodenk.*, **149**: 718-727.

Feddes, R.A. & P. Kabat, 1994. *Simulation Monograph SWAP94. Part I: Simulation model Soil-Water-Atmosphere-Plant (SWAP94). Theory and model description.* (in preparation).

Filius, A.M. & O.R. Rosenschoon, 1993. 'Verloofing' van de Veluwe. Vakgroep Bosbouw LU Wageningen.

Gash, J.H.C., 1979. An anlytical model of rainfall interception by forests. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **105**: 43-55.

Gash, J.H.C. & A.J. Morton, 1978. An application of the Ruttermodel to the estimation of the interception loss from Thetford Forest. *J. Hydrol.*, **38**: 49-58.

Gash, J.H.C., C.R. Lloyd, G. Lachaud, A.J. Dolman & C. Huntingford, 1994. Estimating sparse rainfall interception with an analytical model. *J. Hydrol.*, (Submitted).

GMN, 1992. *Een nieuw evenwicht.* Rapport van de stuurgroep Grondwaterbeheer Midden Nederland, Lelystad. 63 pp.

Goudriaan, J., 1977. *Crop micrometeorology: a simulation study.* Pudoc, Wageningen, 249 pp.

Harding, R.J., R.L. Hall & P.T.W. Rosier, 1993. Measurement and modelling of the water use of beech and ash plantations in southern Brittain. *J. Hydrol.*, (Submitted).

Hendriks, M.J., P. Kabat, F. Homma & J. Postma, 1990, *Onderzoek naar de verdamping van een loofbos: meetresultaten en enkele modelberekeningen.* Rapport 90, Staring Centrum, Wageningen.

Hiege, W., 1985. *Wasserhaushalt von Forsten und Wälder und der Einfluss des Wassers auf Wachstum und Gesundheit von Forsten und Wälder.* Rapport Studiecommissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap. Utrecht.

Jarvis, P.G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* B., **273**: 593-610,

Kabat, P. & R.A. Feddes, 1994. *Simulation Monograph SWAP94. Part 2: Simulation model Soil-Water-Atmosphere-Plant (SWAP94). Execution of model and case studies.* (in preparation).

Kirkby, C., M.D. Newson & K. Gilman, 1991. *Plynlimon research: the first two decades. Institute of Hydrology*, Wallingford, UK. Rep. no. 109.

Kleijn, C.E., G. Zuidema & W. de Vries, 1989. *De indirekte effecten van atmosferische depositie op de vitaliteit van Nederlandse bossen. 2. Depositie, bodemeigenschappen en bodemvochtsamenstelling van acht douglasopstanden.* Stiboka rapport no. 2050, Wageningen.

Lankreijer, H.J.M., M.J. Hendriks & W. Klaassen, 1993. A comparison of models simulating rainfall interception of forests. *Agric. For. Meteor.*, **64**: 187-199.

Lee, R., 1980, *Forest hydrology.* Columbia University Press, New York.

Lloyd, C.R., J.H.C. Gash, W.J. Shuttleworth & A. de O. Marques, 1988. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rainforest. *Agric. For. Meteor.* **43**: 277-294.

McNaughton, K.G. & P.G. Jarvis, 1983. *Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation.* In: Water deficits and plant growth, ed. T.T Kozlowski. Academic press, New York: pp 1-47.

Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. In: The state and movement of water in living organisms, ed. G.E. Fogg. *Sympos. Soc. Exper. Biol.*, Vol. **19**: 205-234. Academic Press, N.Y.

Monteith, J.L., 1986. How do crops manipulate water supply and demand? *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A, **316**: 2445-259.

Mulder, J.P.M., 1985. *Simulation of rainfall interception in a pine forest.* Phd-thesis University of Groningen. The Netherlands.

Nonhebel, S, 1987. *Waterverbruik van Nederlandse bossen: een modellenstudie.* Studie Commissie Waterbeheer Natuur, Bos en Landschap. Bos en water, **7g**.

Ogink-Hendriks, M.J., 1994. Modelling surface conductance and transpiration of an oak forest in the Netherlands. *Agric. For. Meteor.*, (Submitted).

Pearce, A.J., J.H.C. Gash & J.B. Stewart, 1980, Rainfall interception in a forest stand estimated from grassland meteorological data. *J. Hydrol.*, **46**: 147-163.

Roberts, J.M., 1983. Forest transpiration: a conservative hydrological proces? *J. Hydrol.*, **66**: 133-141.

Rutter, A.J., K.A. Kershaw, P.C. Robins & A.J. Morton, 1971/1972. A predictive model of rainfall interception in forests, 1 derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agric. Meteorol.*, **9**: 367-384.

Rutter, A.J., A.J. Morton, & P.C. Robins, 1975. A predictive model of rainfall interception in forests, 2. generalization of the model comparrison with observations in some coniferous and hardwood stands. *J. Appl. Ecol.* **12**: 367-380,

Sellers, P.J. & J.G. Lockwood, 1981. A computer simulation of the effects of differing crop types on the water balance of small catchments over long time periods. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **107**: 395-414.

Shuttleworth, W.J., 1988. Evaporation from amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond.* B., **233**: 321-346.

Shuttleworth, W.J., 1991. Insight from large-scale observational studies of land-atmopshere interactions. *Surv. Geophys.* **12**: 3-30.

Shuttleworth, W.J. & I.R. Calder, 1979. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation? *J. Appl. Met.*, **18**: 634-638.

Stewart, J.B., 1977. Evaporation from the wet canopy of a pine forest. *Wat. Res. Res.* **13**: 915-921.

Stewart, J.B., 1988. Modelling surface conductance of pine forest. *Agric. For. Meteorol.*, **43**: 19-35.

Tiktak, A. & W. Bouten, 1990. *Soil hydrological system characterization of the two ACIFORN stands using monitoring data and the soil hydrological model SWIF.* Dutch priority programme on Acidification Rep. 102.2.01. RIVM, Bilthoven, The Netherlands.

Tiktak, A. & W. Bouten, 1994. Soil water dynamics and long term water balances of a douglas fir stand in the Netherlands. *J. Hydrol.*, **156**: 265-283.

Van Beusekom, C.F., J.M.J. Farjon, F. Foekema, B. Lammers, J.G. de Molenaar & W.P.C. Zeeman, 1990, *Handboek grondwaterbeheer voor natuur, bos en landschap*. Sdu Uitgeverij, 's-Gravenhage.

Van Grinsven, J.J.M., N. van Breemen, & J. Mulder, 1987. Impacts of atmospheric deposition on woodland soils in the Netherlands. I. Calculation of hydrologic and chemical budgets. *Soil. Sc. Soc. Am. J.*, **51**: 1629-1633.

Van Oldenborgh, J., 1936. Plannen tot het stichten van een lysimeterwaarnemingsstation in het provinciaal duinterrein Bakkum onder de gemeente Castricum. *Water*, **20**(11): 93-94.

Van Roestel, J., 1984. Transpiratie en interceptie van bos: een literatuurstudie. SWNBL rapport 7b. Utrecht.

Voorbereidingscommissie Onderzoeksprogramma Verdroging, 1993. *Nationaal Onderzoeksprogramma Verdroging.* RIZA, Lelystad.

Wieringa, J., 1993. Representative roughness parameters for heterogeneous terrain. *Boundary Layer Meteorol.*, **63**: 323-363.

Aanhangsel

Resultaten van de gevoeligheidsanalyse van het SWNBL-model

Maximum Error (ME):

$$ME = \text{MAX} \left| B_i - R_i \right|_{i=1}^{n} \qquad (\text{mm.d}^{-1})$$

Root Mean Square Estimate (RMSE):

$$RMSE = \frac{\sqrt{\sum_{1}^{n} (B_i - R_i)^2}}{n} \frac{100}{\bar{R}} \qquad (\%)$$

Coefficient of Residual Mass (CRM) of Fractioneel Verschil (FV):

$$CRM = \frac{\sum_{1}^{n} R_i - \sum_{1}^{n} B_i}{\sum_{1}^{n} R_i} \qquad (-)$$

LOOFBOS			INTERCEPTIE				TRANSPIRATIE				BODEMVOCHTTEKORT				NEERSLAGOVERSCHOT			
	Ref.	Min. Max.	Som mm	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -	Som mm	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -	Gem. $mm.d^{-1}$	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -	Som mm	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -
Referentie			550,7				1178,7				21,3				-1728,9			
c transpiratie (-)	0,08	0,04	550,7	0,00	-999,0	0,000	1191,3	0,16	0,1	-0,011	21,7	1,80	0,1	-0,019	-1716,3	1,80	-0,2	0,007
		0,12	550,7	0,00	-999,0	0,000	1166,7	0,16	0,1	0,010	20,9	1,82	0,1	0,018	-1741,0	1,81	-0,2	-0,007
h vegetatie (m)	21,9	11	498,4	0,93	0,7	0,095	1221,3	0,25	0,2	-0,036	22,1	3,43	0,1	-0,037	-1738,7	2,70	-0,2	-0,006
		33	594,2	0,79	0,6	-0,079	1154,2	0,14	0,1	0,021	21,2	1,57	0,1	0,006	-1710,0	1,94	-0,2	0,011
P_{Gash} (mm)	0,5	0,25	654,4	1,62	1,3	-0,188	1163,7	0,15	0,1	0,013	22,9	10,06	0,3	-0,073	-1640,4	11,15	-0,9	0,051
		0,75	471,4	1,49	1,1	0,144	1191,1	0,12	0,1	-0,011	20,2	6,22	0,2	0,055	-1796,0	6,42	-0,7	-0,039
p_{Tr} (-)	0,05	0,025	574,4	0,04	0,2	-0,043	1176,3	0,01	0,0	0,002	21,6	1,53	0,1	-0,012	-1707,5	1,57	-0,2	0,012
		0,075	526,5	0,04	0,2	0,044	1181,1	0,01	0,0	-0,002	21,1	1,53	0,1	0,012	-1750,3	1,57	-0,2	-0,012
S (mm)	0,97	0,485	376,5	1,43	1,7	0,316	1211,6	0,15	0,1	-0,028	18,2	14,47	0,6	0,145	-1870,4	10,66	-1,3	-0,082
		1,450	676,8	0,98	1,3	-0,229	1153,3	0,14	0,1	0,022	23,9	13,87	0,5	-0,121	-1628,3	13,94	-1,2	0,058
p (-)	0,2	0,10	621,4	0,22	0,5	-0,128	1174,9	0,02	0,0	0,003	21,8	4,81	0,1	-0,022	-1661,9	4,88	-0,4	0,039
		0,95	435,3	0,62	1,2	0,210	1177,6	0,02	0,0	0,001	21,4	3,64	0,1	-0,002	-1844,9	4,00	-0,5	-0,067
Albedo (-)	0,18	0,09	554,9	0,08	0,1	-0,008	1202,0	0,16	0,1	-0,020	22,5	4,98	0,2	-0,056	-1701,3	4,99	-0,5	0,016
		0,27	546,6	0,08	0,1	0,007	1154,4	0,16	0,1	0,021	20,2	3,70	0,2	0,053	-1757,2	3,71	-0,4	-0,016
z0/h (-)	0,10	0,045	474,4	1,27	1,0	0,139	1245,2	0,38	0,2	-0,056	22,8	5,74	0,3	-0,067	-1739,2	4,79	-0,4	-0,006
		0,145	652,1	1,80	1,3	-0,184	1130,3	0,26	0,2	0,041	21,4	4,24	0,1	-0,004	-1676,0	4,24	-0,4	0,031
d/h (-)	0,75	0,45	513,7	0,70	0,5	0,067	1208,8	0,18	0,1	-0,026	21,8	2,34	0,1	-0,024	-1735,9	1,79	-0,2	-0,004
		0,90	671,5	2,67	1,8	-0,219	1115,1	0,36	0,2	0,054	21,7	6,89	0,2	-0,020	-1671,6	4,26	-0,6	0,033
$g_{s,Max}$ (m,s^{-1})	0,015	0,008	550,7	0,00	-999,0	0,000	663,5	1,44	1,7	0,437	5,0	65,42	3,0	0,767	-2244,0	25,71	-3,9	-0,298
		0,023	550,7	0,01	0,0	0,000	1467,0	1,31	1,1	-0,245	37,6	46,75	2,6	-0,764	-1440,7	23,16	-2,9	0,167
C_{Rg} (W,m^{-2})	104,9	52,4	550,7	0,01	0,0	0,000	1248,0	0,25	0,2	-0,059	24,6	12,68	0,6	-0,155	-1659,9	12,67	-1,2	0,040
		152,9	550,7	0,00	-999,0	0,000	1131,4	0,17	0,2	0,040	19,3	6,90	0,4	0,097	-1776,2	6,79	-0,8	-0,027
C_T (°C)	18,33	9,2	550,7	0,01	0,0	0,000	882,8	1,54	1,3	0,251	8,3	61,25	2,6	0,609	-2025,0	25,73	-2,9	-0,171
		27,5	550,7	0,00	-999,0	0,000	1061,2	0,58	0,5	0,100	16,8	15,44	0,8	0,213	-1846,5	10,56	-1,3	-0,068
$C_{\delta e}$ (hPa^{-1})	0,043	0,022	550,7	0,00	-999,0	0,000	1379,1	3,09	1,5	-0,170	35,5	59,88	2,5	-0,666	-1528,4	16,44	-2,2	0,116
		0,066	550,7	0,01	0,0	0,000	873,6	2,06	1,4	0,259	8,1	60,49	2,5	0,622	-2034,0	25,73	-3,0	-0,176
$C_{\delta\theta,1}$ (mm)	35	17,5	550,7	0,00	-999,0	0,000	1136,8	0,25	0,2	0,036	18,9	10,16	0,5	0,116	-1770,8	10,00	-0,9	-0,024
		52,5	550,7	0,01	0,0	0,000	1214,4	0,28	0,2	-0,030	23,6	9,66	0,5	-0,108	-1693,2	9,30	-0,9	0,021
$C_{\delta\theta,2}$ (mm)	185	92,5	550,7	0,00	-999,0	0,000	1109,6	0,80	0,4	0,059	17,4	19,64	0,9	0,184	-1798,1	10,56	-1,2	-0,040
		277,5	550,7	0,00	-999,0	0,000	1207,5	0,25	0,2	-0,024	23,1	8,87	0,4	-0,083	-1700,1	8,72	-0,8	0,017
groeifunctie (-)		Laat	512,7	0,57	0,6	0,069	1023,1	1,74	1,2	0,132	15,1	36,08	1,3	0,292	-1922,6	16,58	-2,148	-0,112
		Vroeg	539,3	0,51	0,5	0,021	1181,5	0,90	0,5	-0,002	21,4	13,66	0,5	-0,002	-1737,5	6,91	-0,985	-0,005
Zand (mm)	$C_{\delta\theta}$:	70/120	550,7	0,01	0,0	0,000	1222,3	0,45	0,3	-0,037	24,1	12,15	0,6	-0,130	-1685,3	11,48	-1,1	0,025
Klei (mm)	$C_{\delta\theta}$:	0/250	550,7	0,00	-999,0	0,000	1123,3	0,33	0,2	0,047	18,2	11,07	0,6	0,145	-1784,2	10,56	-1,0	-0,032

LICHT NAALDBOS			INTERCEPTIE				TRANSPIRATIE				BODEMVOCHTTEKORT				NEERSLAGOVERSCHOT			
	Ref.	Min. Max.	Som mm	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -	Som mm	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -	Gem. $mm.d^{-1}$	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -	Som mm	ME $mm.d^{-1}$	RMSE %	CRM -
Referentie			779,2				961,3				11,6				-1717,4			
c transpiratie (-)	0,08	0,04	779,2	0,00	-999,0	0,000	981,6	0,16	0,1	-0,021	12,0	2,52	0,1	-0,033	-1697,0	2,53	-0,2	0,012
		0,12	779,2	0,00	-999,0	0,000	943,1	0,16	0,1	0,019	11,2	2,37	0,1	0,031	-1735,6	1,71	-0,2	-0,011
h vegetatie (m)	18,5	9,3	712,8	0,86	0,6	0,085	1025,1	0,30	0,3	-0,066	12,9	5,59	0,4	-0,113	-1720,0	3,93	-0,5	-0,002
		27,8	831,6	0,70	0,4	-0,067	929,2	0,15	0,1	0,033	11,2	2,01	0,2	0,036	-1697,1	1,86	-0,2	0,012
P_{Gash} (mm)	0,5	0,25	928,5	1,99	1,2	-0,192	953,3	0,11	0,1	0,008	12,7	8,58	0,5	-0,101	-1576,0	6,91	-0,9	0,082
		0,75	663,5	1,48	0,9	0,148	968,3	0,11	0,0	-0,007	10,5	8,89	0,5	0,089	-1826,1	4,97	-0,6	-0,063
p_{Tr} (-)	0,03	0,015	791,7	0,02	0,1	-0,016	960,4	0,01	0,0	0,001	11,7	0,95	0,0	-0,011	-1705,7	0,97	-0,1	0,007
		0,045	766,4	0,02	0,1	0,016	962,4	0,01	0,0	-0,001	11,4	0,92	0,0	0,011	-1729,1	0,70	-0,1	-0,007
S (mm)	0,10	0,50	487,7	1,42	1,6	0,374	982,3	0,15	0,1	-0,022	8,6	21,33	1,2	0,254	-1988,0	10,08	-1,4	-0,158
		1,50	1001,5	1,03	1,3	-0,285	943,9	0,10	0,1	0,018	14,0	16,28	1,0	-0,213	-1512,4	11,76	-1,4	0,119
p (-)	0,45	0,05	814,3	0,20	0,2	-0,045	959,2	0,02	0,0	0,002	11,8	2,51	0,1	-0,016	-1684,2	2,54	-0,2	0,019
		0,67	717,6	0,28	0,4	0,079	964,4	0,03	0,0	-0,003	11,4	2,83	0,1	0,018	-1775,9	2,20	-0,3	-0,034
Albedo (-)	0,09	0,045	781,3	0,04	0,0	-0,003	974,3	0,07	0,1	-0,013	12,0	2,46	0,2	-0,040	-1702,3	2,46	-0,2	0,009
		0,135	776,8	0,04	0,0	0,003	948,1	0,06	0,1	0,014	11,1	2,56	0,2	0,040	-1732,8	1,86	-0,2	-0,009
z_0/h (-)	0,095	0,05	680,0	1,25	0,8	0,127	1072,5	0,51	0,4	-0,116	14,1	10,36	0,8	-0,216	-1705,7	7,50	-0,9	0,007
		0,148	911,7	1,79	1,1	-0,170	895,2	0,30	0,3	0,069	11,0	3,81	0,3	0,047	-1650,8	2,36	-0,4	0,039
d/h (-)	0,755	0,378	704,0	1,03	0,6	0,096	1042,3	0,38	0,3	-0,084	13,3	7,32	0,6	-0,150	-1711,9	5,00	-0,6	0,003
		0,863	842,9	1,17	0,6	-0,082	914,8	0,23	0,2	0,048	11,1	3,01	0,2	0,044	-1699,9	1,89	-0,2	0,010
$g_{s,Max}$ ($m.s^{-1}$)	0,010	0,005	779,1	0,01	0,0	0,000	494,5	1,08	1,7	0,486	2,9	42,72	3,0	0,753	-2184,1	19,96	-3,4	-0,272
		0,015	779,2	0,01	0,0	0,000	1291,9	0,95	1,3	-0,344	24,8	44,80	4,2	-1,143	-1387,1	25,66	-3,1	0,192
C_{Rg} (Wm^{-2})	104,9	52,4	779,2	0,01	0,0	0,000	1039,2	0,20	0,3	-0,081	14,1	12,27	0,9	-0,218	-1639,7	10,05	-1,0	0,045
		157,3	779,1	0,01	0,0	0,000	905,5	0,13	0,2	0,058	9,8	9,79	0,6	0,151	-1773,1	7,32	-0,6	-0,032
C_T (°C)	18,3	9,2	779,2	0,00	-999,0	0,000	698,7	1,22	1,4	0,273	4,8	40,32	2,6	0,587	-1980,4	14,87	-2,5	-0,153
		27,5	779,1	0,01	0,0	0,000	824,7	0,43	0,5	0,142	8,1	18,56	1,2	0,301	-1853,7	9,60	-1,2	-0,079
$C_{\delta\theta,1}$ (hPa^{-1})	0,043	0,022	779,2	0,00	-999,0	0,000	1191,8	2,34	1,6	-0,240	23,9	59,22	4,5	-1,069	-1486,8	25,66	-2,7	0,134
		0,065	779,2	0,00	-999,0	0,000	691,8	1,54	1,3	0,280	4,7	37,71	2,5	0,590	-1986,8	18,32	-2,3	-0,157
$C_{\delta\theta,1}$ (mm)	35	17,5	779,2	0,00	-999,0	0,000	935,4	0,17	0,2	0,027	10,3	7,71	0,5	0,111	-1743,3	5,40	-0,5	-0,015
		52,5	779,2	0,00	-999,0	0,000	972,1	0,19	0,1	-0,011	12,1	3,59	0,2	-0,044	-1706,5	3,09	-0,3	0,006
$C_{\delta\theta,2}$ (mm)	185	92,5	779,2	0,00	-999,0	0,000	947,0	0,31	0,1	0,015	10,9	4,47	0,3	0,057	-1731,7	2,96	-0,3	-0,008
		277,5	779,2	0,00	-999,0	0,000	965,5	0,09	0,0	-0,004	11,8	1,35	0,1	-0,017	-1713,3	1,18	-0,1	0,002
groeifunctie (-)		Laat	759,5	0,29	0,2	0,025	891,5	0,64	0,5	0,073	8,8	18,27	1,2	0,236	-1806,7	13,06	-1,2	-0,052
		Vroeg	774,6	0,21	0,2	0,006	961,6	0,31	0,2	0,000	11,9	5,84	0,4	-0,025	-1721,6	5,82	-0,5	-0,002
Zand (mm)	$C_{\delta\theta}$:	70/120	779,2	0,00	-999,0	0,000	972,9	0,23	0,1	-0,012	12,1	3,83	0,3	-0,047	-1705,7	3,40	-0,3	0,007
Klei (mm)	$C_{\delta\theta}$:	0/250	779,2	0,00	-999,0	0,000	909,7	0,23	0,2	0,054	9,3	13,42	0,9	0,197	-1768,9	8,98	-0,8	-0,030

DONKER NAALDBOS			INTERCEPTIE				TRANSPIRATIE				BODEMVOCHTTEKORT				NEERSLAGOVERSCHOT			
	Ref.	Min. / Max.	Som mm	ME mm.d^{-1}	RMSE %	CRM -	Som mm	ME mm.d^{-1}	RMSE %	CRM -	Gem. mm.d^{-1}	ME mm.d^{-1}	RMSE %	CRM -	Som mm	ME mm.d^{-1}	RMSE %	CRM -
Referentie			1724,7				1400,4				52,3				-363,8			
c transpiratie (-)	0,08	0,04	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1427,8	0,23	0,1	-0,020	53,8	4,10	0,1	-0,028	-339,5	4,10	-1,8	0,067
		0,12	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1377,8	0,22	0,1	0,016	51,0	3,98	0,1	0,024	-384,1	3,98	-1,7	-0,056
h vegetatie (m)	16,5	8,3	1631,7	1,50	0,4	0,054	1454,6	0,27	0,2	-0,039	53,5	4,75	0,1	-0,023	-399,9	2,98	-1,7	-0,099
		24,8	1798,2	1,19	0,3	-0,043	1364,9	0,15	0,1	0,025	52,7	5,43	0,1	-0,008	-329,8	3,58	-1,7	0,093
P_{Gash} (mm)	0,5	0,25	1841,2	2,00	0,5	-0,068	1370,0	0,12	0,1	0,022	55,4	14,59	0,2	-0,060	-286,1	7,52	-4,0	0,213
		0,75	1634,6	1,51	0,4	0,052	1421,0	0,11	0,1	-0,015	50,3	8,23	0,1	0,038	-427,1	7,94	-3,9	-0,174
p_{Tr} (-)	0,02	0,01	1741,5	0,04	0,0	-0,010	1396,3	0,02	0,0	0,003	52,7	1,90	0,0	-0,008	-352,9	1,36	-0,7	0,030
		0,03	1709,0	0,04	0,0	0,009	1404,7	0,02	0,0	-0,003	51,9	1,91	0,0	0,008	-374,6	1,93	-0,8	-0,030
S (mm)	2,6	1,3	1173,7	1,82	1,5	0,319	1518,7	0,39	0,3	-0,084	40,7	49,63	0,7	0,221	-765,2	19,21	-13,2	-1,103
		3,9	2085,7	1,41	1,2	-0,209	1261,4	0,62	0,4	0,099	66,9	43,00	0,8	-0,280	-170,8	15,01	-8,8	0,531
p (-)	0,075	0,038	1752,7	0,11	0,1	-0,016	1392,3	0,03	0,0	0,006	53,1	3,47	0,1	-0,016	-346,5	2,60	-1,1	0,048
		0,113	1696,0	0,12	0,1	0,017	1408,2	0,03	0,0	-0,006	51,5	3,60	0,1	0,015	-382,8	3,61	-1,4	-0,052
Albedo (-)	0,095	0,048	1726,9	0,04	0,0	-0,001	1410,2	0,08	0,0	-0,007	53,3	3,02	0,1	-0,020	-353,5	3,06	-1,1	0,028
		0,143	1722,7	0,04	0,0	0,001	1390,7	0,08	0,0	0,007	51,2	3,20	0,1	0,020	-374,3	3,23	-1,2	-0,029
z_0/h (-)	0,1	0,05	1591,6	2,15	0,5	0,077	1486,9	0,42	0,3	-0,062	54,9	7,09	0,2	-0,049	-408,0	3,24	-2,2	-0,122
		0,15	1905,3	2,95	0,8	-0,105	1317,1	0,37	0,2	0,059	54,5	14,73	0,2	-0,042	-277,1	6,40	-3,9	0,238
d/h (-)	0,75	0,38	1617,1	1,74	0,4	0,062	1465,3	0,32	0,2	-0,046	53,9	5,05	0,1	-0,031	-403,6	3,07	-1,9	-0,110
		0,85	1819,9	1,55	0,4	-0,055	1354,7	0,19	0,1	0,033	53,0	7,22	0,1	-0,013	-319,4	4,02	-2,2	0,122
$g_{s,Max}$ (m.s^{-1})	0,018	0,009	1724,7	0,01	0,0	0,000	912,7	1,71	1,4	0,348	18,9	70,63	2,0	0,639	-819,9	17,48	-15,5	-1,254
		0,027	1724,7	0,01	0,0	0,000	1584,2	1,49	0,8	-0,131	76,1	45,06	1,3	-0,455	-207,9	17,86	-9,5	0,429
C_{Rg} (Wm^{-2})	104,9	52,4	1724,7	0,01	0,0	0,000	1457,7	0,24	0,2	-0,041	57,8	10,88	0,3	-0,106	-315,2	10,87	-4,0	0,134
		157,3	1724,7	0,01	0,0	0,000	1353,0	0,17	0,1	0,034	48,6	9,44	0,2	0,070	-405,2	9,44	-3,5	-0,114
C_T (°C)	18,33	9,2	1724,7	0,01	0,0	0,000	1235,6	1,91	1,1	0,118	34,9	49,88	1,1	0,333	-503,5	17,48	-10,2	-0,384
		27,5	1724,7	0,01	0,0	0,000	1259,6	0,70	0,5	0,101	42,7	27,86	0,5	0,183	-487,9	13,17	-7,4	-0,341
$C_{\delta e}$ (hPa^{-1})	0,043	0,022	1724,7	0,01	0,0	0,000	1501,2	3,20	1,0	-0,072	70,2	50,68	1,0	-0,342	-281,4	13,35	-5,8	0,227
		0,065	1724,7	0,01	0,0	0,000	1197,6	2,39	1,0	0,145	31,9	46,20	1,2	0,389	-538,8	17,48	-9,8	-0,481
$C_{\delta\theta,1}$ (mm)	35	17,5	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1354,7	0,30	0,2	0,033	47,6	11,02	0,3	0,090	-400,9	11,02	-4,2	-0,102
		52,5	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1437,8	0,31	0,2	-0,027	57,4	10,03	0,3	-0,098	-335,4	7,85	-3,3	0,078
$C_{\delta\theta,2}$ (mm)	185	92,5	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1228,2	1,33	0,7	0,123	34,2	50,08	1,2	0,345	-504,3	17,48	-9,6	-0,386
		277,5	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1485,3	0,48	0,3	-0,061	65,8	38,08	0,9	-0,259	-303,6	15,01	-5,6	0,165
groeifunctie (-)		Laat	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1395,6	0,18	0,1	0,003	51,4	3,54	0,1	0,017	-368,0	1,54	-0,6	-0,012
		Vroeg	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1399,6	0,09	0,0	0,001	52,4	1,15	0,0	-0,002	-364,4	0,81	-0,3	-0,002
Zand (mm)	$C_{\delta\theta}$:	70/120	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1371,6	0,87	0,5	0,021	48,9	20,61	0,4	0,064	-380,3	10,42	-4,4	-0,045
Klei (mm)	$C_{\delta\theta}$:	0/250	1724,7	0,00	-999,0	0,000	1388,7	0,41	0,3	0,008	51,1	16,78	0,2	0,023	-377,3	11,81	-3,8	-0,037