

---

# Vlakdekkende actuele verdamping van Nederland operationeel beschikbaar

Wim Bastiaanssen  
Hans Roozkrans

---

*Sinds 10 jaar is het SEBAL-algoritme beschikbaar voor het schatten van actuele verdamping. Gekoppeld aan de Penman-Monteith-vergelijking is deze techniek in staat om voor alle weersomstandigheden een schatting van de verdamping in Nederland te maken. Het voordeel is dat de actuele verdamping van elk denkbaar ecosysteem op vlakdekkende wijze kan worden uitgerekend, zonder complexe hydrologische modellen te gebruiken. In het kader van een STOWA-project is deze methode met NOAA-satellietbeelden toegepast. Het gemiddelde verschil tussen SEBAL en verdampingsmetingen op veldschaal is 4 mm/week. Voor grotere gebieden (300 tot 570 km<sup>2</sup>) is het verschil op weekbasis minder dan 4%. De afwijking tussen de jaarlijkse Makkink referentiegwasverdamping en SEBAL is gemiddeld 94 mm/jr (met een range tussen -200 tot +300 mm/jr), hetgeen erop duidt dat referentiegwasverdamping niet als vervanger van actuele verdamping mag worden beschouwd.*

## Inleiding

Het is een misverstand dat het KNMI operationeel verdampingscijfers meet. Het KNMI meet de actuele verdamping slechts op een permanent experimenteel station in Cabauw en in het kader van experimenteel onderzoek bij gelegenheid op andere locaties (bijvoorbeeld Bosveld, 1997). Het KNMI meet wel verschillende meteorologische parameters die aan het verdampingsproces gerelateerd zijn, zoals zonnestraling, windsnelheid, luchttemperatuur, en luchtvochtigheid. Op basis van deze routinematig verkregen parameters kan een hypothetische verdamping worden berekend. Daarvoor wordt in Nederland de Makkink-methode gebruikt (De Bruin, 1987) en dit is de verdamping van een grasland dat goed van water en nutriënten is voorzien. De referentiegwasverdamping is een praktische manier om het verschil in verdamping tussen dagen en seizoenen aan te geven, maar is in feite niet bedoeld voor het berekenen van kwel, wegzijging, beregening, drainage et cetera.

---

**Wim Bastiaanssen** is werkzaam bij WaterWatch, Generaal Foulkesweg 28, 6703 BS Wageningen, tel (0317) 423401, w.bastiaanssen@waterwatch.nl. **Hans Roozkrans** is werkzaam bij het KNMI, Postbus 201, 3730 AE De Bilt, tel: (030) 220 64 21, e-mail hans.roozkrans@knmi.nl.

Voor het opstellen van waterbalansen is informatie over actuele verdamping noodzakelijk. Omdat deze gegevens niet voorhanden zijn, wordt doorgaans gekozen voor de Makkink-verdamping in combinatie met een gewasfactor om het verschil tussen referentie en potentiële verdamping van een zeker gewas of ecosysteem te bepalen. Deze verschillen ontstaan doordat stralings- en vegetatie-eigenschappen van grasland enerzijds en die van een zeker ecosysteem anderzijds niet gelijk zijn. Het gaat daarbij om albedo, emissiviteit, bladindex en ruwheid. Feddes (1987) heeft een lijst met gewasfactoren opgesteld, die gebaseerd is op waterbalansexperimenten in standaard landbouwgewassen.

Een verdere vertaling van potentiële naar actuele verdamping geschiedt in het Nederlandse hydrologische onderzoek op basis van hydrologische reductiefactoren. Deze reductiefactor hangt van de heersende bodemvochtpotentialen in de onverzadigde zone af, en moet dus doorgaans modelmatig worden geschat. De actuele verdamping wordt in de meeste Nederlandse hydrologische modelcodes (bijvoorbeeld SWAP, MOZART, SIMGRO) geschematiseerd als een fractie van de potentiële verdamping. Aan het inzetten van numerieke simulatietechnieken om de vochtstroming en potentiaal in de onverzadigde zone op te lossen zit een aantal beperkingen. De oplossing van de Richards' vergelijking voor stroming in de onverzadigde zone is bijvoorbeeld sterk afhankelijk van de geschetste onderrandvoorwaarde en het toekennen van bodemhydraulische eigenschappen zoals de waterretentiekarakteristiek en de onverzadigde hydraulische doorlatendheid.

De belangrijkste foutenbronnen voor het afleiden van actuele verdamping op basis van conventionele methodes zijn:

- de referentiegewasverdamping wordt alleen voor een beperkt aantal punten verstrekt ( $n = 32$ ); het ontbreekt aan vlakdekkende informatie;
- de gewasfactoren zijn gebaseerd op een gering aantal in het verleden uitgevoerde waterbalansexperimenten; voor veel ecosystemen zijn de gewasfactoren nauwelijks of niet bekend;
- de bodemvochtreductiefactoren zijn sterk plant- en bodemafhankelijk en veranderen over de diepte van het bodemprofiel; er is een geavanceerd hydrologisch model van de onverzadigde zone nodig om de reductiefuncties op te lossen.

Om bovenstaande redenen was er tot voor kort geen operationeel systeem voor het vlakdekkend schatten van de actuele verdamping in Nederland beschikbaar. Om aan het ontbreken van een eenvoudige methode voor de schatting van actuele verdamping tegemoet te komen, wordt sinds lange tijd getracht thermische remote-sensingmetingen te gebruiken. De temperatuur van het aardoppervlak geeft direct informatie over de verdampingscondities van het oppervlak. Dit heeft tot het ontstaan van een methode gebaseerd op vliegtuigscanners geleid (Soer, 1980; Nieuwenhuis e.a., 1985). Deze methode is echter te duur voor grootschalige toepassingen op landelijke niveau.

Ofschoon de ontwikkeling van het Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) door Bastiaanssen e.a. (1992) bedoeld was voor toepassingen in het internationale watermanagement, is de fysische basis ook geschikt voor toepassing in Nederland. De eerste proeven met SEBAL bevestigden dat (Bastiaanssen en Soeterik, 1999; Bastiaanssen en Roozkrans, 2000). In het kader van een STOWA-onderzoek naar toepassingen van remote sensing in het kwantitatieve waterbeheer is de methode verder ontwikkeld en gevalideerd (STOWA, 2003).

## SEBAL-methode

De Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) op de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)-satellieten meet Thermisch-InfraRode (TIR) straling waarmee de warmte-uitstraling van het landoppervlak wordt vastgelegd. De NOAA-satellieten komen dagelijks over. Alleen bij onbewolkte situaties kan er een opname van het aardoppervlak worden gemaakt. De opnames bestaan uit zichtbare (0,55–0,68  $\mu\text{m}$ ), infra-rode (0,72–1,10  $\mu\text{m}$ ) en thermisch infrarode (10,3–12,4  $\mu\text{m}$ ) straling. Een nat oppervlak heeft een hoge verdamping, is daardoor relatief koel en heeft een lage reflectie; een droog oppervlak heeft een lage verdamping, is daardoor relatief warm en heeft een hoge reflectie. De oppervlaktetemperatuur is daarmee een indirecte maat voor de actuele verdamping. Via algoritmes kan deze kwalitatieve informatie naar een kwantitatieve schatting van de energiebalanstermen worden omgezet.

De spectrale straling, gemeten door de NOAA/AVHRR-sensor, wordt eerst vertaald naar de drie basisparameters (i) albedo, (ii) vegetatie-index (NDVI) en (iii) oppervlaktetemperatuur. Landgebruik, bodemtype, en hydrologische informatie zoals bijvoorbeeld de grondwaterstand hoeven niet bekend te zijn omdat de berekeningen op straling zijn gebaseerd in plaats van op fysische eigenschappen van het terrein. De energiebalans van het landoppervlak bestaat uit de volgende termen:

$$R_n = G_0 + H + \lambda E \quad [\text{W/m}^2] \quad (1)$$

waarin  $R_n$  ( $\text{W/m}^2$ ) de netto stralingflux is,  $G_0$  ( $\text{W/m}^2$ ) de bodemwarmteflux,  $H$  ( $\text{W/m}^2$ ) de voelbare warmteflux en  $\lambda E$  ( $\text{W/m}^2$ ) de latente warmteflux. De latente warmteflux is de hoeveelheid energie die gepaard gaat met de verdamping van water. SEBAL schat de fluxen  $R_n$ ,  $G_0$  en  $H$  en de resterende energie wordt aan verdamping toegeschreven ( $\lambda E = R_n - G_0 - H$ ).  $R_n$  wordt berekend aan de hand van gereflecteerde straling (albedo) en de geëmitteerde straling van het aardoppervlak. De benodigde inkomende zonnestraling wordt door het KNMI-netwerk van pyranometers gemeten. De langgolvlige aardstraling wordt berekend met behulp van de oppervlaktetemperatuur. De bodemwarmteflux is geschematiseerd als een fractie van de netto straling. Voor een nat en bedekt oppervlak is de instantane  $G_0$  ongeveer 5% van  $R_n$  en voor droge gebieden kan  $G_0/R_n$  oplopen tot 35%. Op dagbasis wordt de bodemwarmteflux  $G_{24}$  verwaarloosd, behalve voor wateroppervlaktes die een sterke seizoensvariatie in warmteopslag hebben. Dat laat de verdeling tussen  $H$  en  $\lambda E$  onopgelost. Omdat het vochtgehalte in de bodem bekend moet zijn voor het oplossen van  $\lambda E$ , is ervoor gekozen eerst  $H$  op te lossen, en  $\lambda E$  vervolgens als restterm te beschouwen. Dit is gebruikelijk voor remote-sensing energiebalansmodellen (bijvoorbeeld Seguin en Itier, 1983; Kustas e.a., 1990; Kalluri e.a., 1998).

De voelbare warmteflux  $H$  in SEBAL volgt de standaard Monin–Obukhov-theorie voor turbulente warmte-uitwisseling, wrijvingsnelheden en de thermische convectie (Brutsaert, 1982). De meest eenvoudige wijze voor het beschrijven van voelbare warmteflux is:

$$H = \rho_a c_p T_a u_a \quad [\text{W/m}^2] \quad (2)$$

waarbij  $\rho_a$  de dichtheid ( $\text{kg/m}^3$ ) van vochtige lucht is,  $c_p$  de soortelijke warmte ( $\text{J/kg/K}$ ) bij constante druk,  $T_a$  de temperatuurschaal (K) en  $u_a$  de wrijvingsnelheid (m/s). De tempera-

tuurschaal kan verder worden uitgeschreven als:

$$T_s = \Delta T / \{ \ln(z_2/z_1) - \gamma_h(z_2, L) + \gamma_h(z_1, L) \} \quad [K] \quad (3)$$

waarin  $\Delta T$  het verticale verschil in luchttemperatuur tussen de hoogtes  $z_1$  en  $z_2$  is,  $L$  (m) de Monin–Obukhov-lengte en  $\gamma_h$  de stabiliteitscorrectie voor convectieve luchtstroming. De hoogtes  $z_1$  en  $z_2$  worden in SEBAL gefixeerd op 0,1 en 2 m hoogte, opdat de problematiek rondom de kwantificering van de ruwheidslengte voor warmtetransport ( $z_{0h}$ ) kan worden vermeden (Beljaars en Holtslag, 1991). Specifiek aan SEBAL is dat  $\Delta T$ , oftewel  $T(z_1) - T(z_2)$ , wordt bepaald als een lineaire functie van de oppervlaktetemperatuur  $T_0$  nadat een interne ijking van de  $\Delta T(T_0)$  relatie voor een zeker beeld op een zeker tijdstip heeft plaats gevonden. Dit betekent dat voor elk pixel een  $T_s$  wordt berekend gedurende het moment van NOAA-observatie volgens:

$$T_s = (a + b T_0) / \{ \ln(z_2/z_1) - \gamma_h(z_2, L) + \gamma_h(z_1, L) \} \quad [K] \quad (4)$$

De waarden voor  $a$  en  $b$  worden geschat op basis van de extremen in de TIR-straling zoals die door NOAA worden geregistreerd. De koudste pixels met de laagste  $T_0$ -waarden liggen op de Noordzee. De warmste pixels liggen in het Ruhrgebied. Voor de Noordzee geldt de aanname van  $\Delta T = 0$ ,  $T_s = 0$  en voor het Ruhrgebied geldt dat  $\Delta T$  een waarde krijgt opgelegd, zodanig dat er geen verdamping plaatsvindt ( $\lambda E = 0$ ). Dit is een interne ijking van de droge ( $\lambda E = 0$ ) en de natte pixel ( $H = 0$ ), hetgeen een typisch kenmerk van SEBAL-berekeningen is. Dit betekent in mathematische termen dat voor de droge pixel ( $\lambda E = 0$ ) geldt dat de latente warmteflux  $\lambda E$  kan worden geëlimineerd:

$$T_s = (R_n - G_0) / (\rho_a c_p u_s) \quad (K) \quad (5)$$

Met kennis over de range van  $T_s$ -waarden voor de droge en natte pixel, worden  $a$  en  $b$  uit vergelijking (4) voor elk willekeurig NOAA-beeld opgelost. De wrijvingsnelheid  $u_s$  wordt bepaald aan de hand van standaard windsnelheidsmetingen:

$$u_s = \{ u_{10} k \} / \{ \ln(10/z_{0m}) - \gamma_m(10, L) + \gamma_m(z_{0m}, L) \} \quad [m/s] \quad (6)$$

waarin  $u_{10}$  de gemeten windsnelheid (m/s) op 10 m hoogte is,  $k$  de Von Karman's Constante (-),  $z_{0m}$  de ruwheidslengte voor momentum-transport (m) en  $\gamma_m$  de stabiliteitscorrectie (-) voor convectie op impulstransport. Omdat  $z_{0m}$  de hoogte is waarop windsnelheid kan worden verwaarloosd, hoeft de windsnelheid op slechts één hoogte te worden gemeten. De tabel van Wieringa (1992) is samen met een eenvoudige remote-sensingclassificatie van het landgebruik gebruikt om aan elke NOAA-pixel een waarde van  $z_{0m}$  toe te kennen. Voor het landelijk gebied wordt een correctie voor hogere en meer aërodynamische gewassen tijdens het groeiseizoen toegepast zodat  $z_{0m}$  een functie van tijd is. Met de pixelafhankelijke schattingen van  $u_s$  en  $T_s$  kan de voelbare warmteflux ( $H$ ) volgens vergelijking (2) worden uitgerekend, en indirect ook de latente warmteflux ( $\lambda E$ ), zie vergelijking (1).

De integratie van de instantane verdamping ( $\lambda E$ ) naar een 24-uurwaarde geschiedt volgens de methode van de verdampingsfractie  $\Lambda$ . Experimenteel onderzoek heeft aangetoond dat deze  $\Lambda$ -fractie  $\lambda E / (R_n - G_0)$  zich vrij constant gedraagt gedurende de uren dat verdamping

een relevant proces is (Brutsaert en Sugita, 1992; Nicols en Cuenca, 1993; Crago, 1996). Het gaat hier om de periode tussen 9.00 en 16.00 uur. Temporele schommelingen van de verdampingsfractie ontstaan door wisselende bewolking en door advectie (Farah, 2001). In SEBAL wordt de  $\Lambda$ -fractie in principe constant gehouden, tenzij er aanwijzingen zijn dat dit geen reële aanname is. In het laatste geval wordt een correctieterm  $\zeta$  ingebouwd:

$$\lambda E_{24} = \Lambda \zeta R_{n24} \quad [\text{W/m}^2] \quad (7)$$

waar  $\lambda E_{24}$  ( $\text{W/m}^2$ ) de gemiddelde latente warmteflux voor 24 uur is en  $R_{n24}$  ( $\text{W/m}^2$ ) de gemiddelde nettostraling over 24 uur voorstelt. Gezien de uitgebreide toetsing aan de Nederlandse omstandigheden, wordt voor  $R_{n24}$  de formule van Slob gebruikt (De Bruin, 1987):

$$R_{n24} = (1 - r_0)K_{24} - 110 \sigma \quad [\text{W/m}^2] \quad (8)$$

waar  $r_0$  het oppervlaktealbedo (-) voorstelt,  $K_{24}$  de gemiddelde 24-uurs inkomende zonnestraling ( $\text{W/m}^2$ ) is en  $\sigma$  de transmissiviteit van kortgolvlige straling over een periode van 24 uur door de atmosfeer is. De tweede term in vergelijking (8) beschrijft de netto langgolvlige straling als een functie van bewolking.

Via inversie van de Penman–Monteith-vergelijking kan de actuele oppervlakteweerstand voor verdamping ( $r_s$ ) uit de latente warmteflux worden afgeleid. De oppervlakteweerstand is de belangrijkste schakel tussen de vochttoestand in de onverzadigde zone en de verdamping naar de atmosfeer:

$$\lambda E_{24} = (s_a R_{n24} + \rho_a c_p \Delta e / r_a) / (s_a + \gamma (1 + r_s / r_a)) \quad [\text{W/m}^2] \quad (9)$$

waar  $s_a$  de helling van de verzadigde dampspanningscurve (mbar/K) is,  $\rho_a c_p$  de warmtecapaciteit van lucht ( $\text{J/m}^3 \text{K}$ ),  $\Delta e$  het dampspanningstekort (mbar),  $\gamma$  de psychrometrische constante (mbar/K) en  $r_a$  de aërodynamische weerstand (s/m). De parameters  $s_a$ ,  $\Delta e$  en  $r_a$  worden vooral door de heersende meteorologische condities bepaald. Het zijn alle functies van standaard meteorologische parameters. Via dagelijkse synopsmetingen worden via geostatische methoden vlakdekkende waarden van de parameters  $s_a$ ,  $\Delta e$  en  $r_a$  voor de Penman–Monteith-vergelijking uitgerekend.

De SEBAL-energiebalansberekeningen kunnen alleen worden uitgevoerd op onbewolkte dagen. Het resultaat van  $\lambda E_{24}$  uit vergelijking (7) wordt dan gebruikt om de Penman–Monteith-vergelijking (9) te inverteren en  $r_s$  als een gemiddelde voor de dagverdamping te kwantificeren. De aldus verkregen vlakdekkende informatie van de verdampingsweerstand  $r_s$  wordt vervolgens voor bewolkte dagen gebruikt om  $\lambda E_{24}$  met behulp van vergelijking (9) uit te rekenen (Farah, 2001). Door het optellen van  $\lambda E_{24}$ -dagwaarden kan de totale verdamping voor elke willekeurige periode worden geschat.

Om de resultaten verder te verfijnen wordt de weerstand  $r_s$  tussen opeenvolgende NOAA-AVHRR-beelden variabel gehouden volgens de toestand van het bodem-atmosfeersysteem. De invloed van de atmosfeer is merkbaar via de regulering van de huidmondjes op basis van heersende temperaturen ( $R_T$ ), dampspanning ( $R_e$ ) en zonnestraling ( $R_k$ ); het zogenaamde Jarvis–Stewart-model is reeds eerder voor Nederlandse weersomstandigheden getest (Dolman, 1987; Bosveld, 1999):

$$r_s = r_s^{\min} / (LAI R_r R_o R_k R_\psi) \quad [s/m] \quad (10)$$

waarin LAI de Leaf Area Index (–) beschrijft. De  $R_x$  reductiefuncties hebben alle een waarde tussen 0 en 1. De toestand van de bodempotentiaal en het bodemvocht wordt beschreven in de reductieterm voor het bodemvochtgehalte ( $R_\psi$ ). Voor dit laatste wordt een eenvoudige waterbalans voor elk pixel bijgehouden om de hoeveelheid vocht in de wortelzone te schatten. Geijkte regenradarbeelden worden gebruikt om variaties in vochtgehalte als gevolg van regenval te beschrijven. De relatie tussen bodemvocht en de reductiefactor  $R_\psi$  is niet-lineair. Voor meer informatie over de SEBAL-formulering wordt verwezen naar Bastiaanssen (1995, 2000) en Bastiaanssen e.a. (1998).

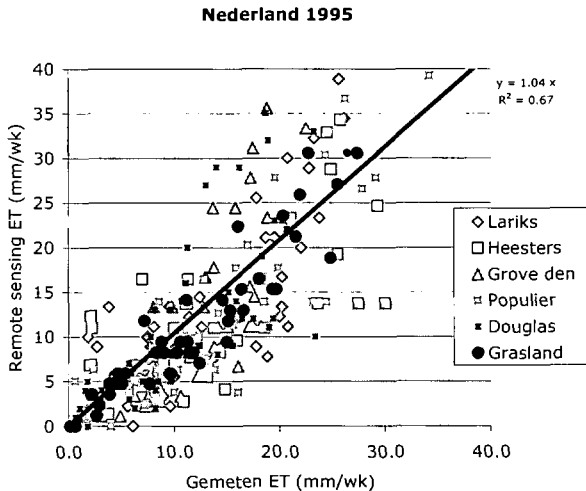
## Validatie

Voor een vergelijking met verdampingfluxen in het veld moeten lysimeters of meetmasten worden ingezet. Tegenwoordig hoort in dat rijtje ook de scintillometer thuis (De Bruin e.a., 1996). Deze veldinstrumenten zijn zonder uitzondering duur en niet eenvoudig te onderhouden. Een veel gebruikte mastmethode is de 'eddy correlatie' waarbij met een frequentie van 50 Hz het verticale transport van warmte en waterdamp gemeten wordt (bijvoorbeeld Elbers e.a., 1996). Gevoelige sensoren worden daartoe hoog in een mast gemonteerd zodat een omgevingswaarde van H en  $\lambda E$  kan worden verkregen. Het nadeel van mastmetingen is dat de bijdrage uit het meetgebied op het meetsignaal niet uniform is en het niet precies bekend is uit welke vegetatie de verdamping komt. Dit is een essentieel aspect voor de vergelijking met een grid van satellietbeeldpixels.

Gedurende 1995 is in het kader van het boshydrologieproject van Alterra (Dolman en Moors, 1994) en het Surface Layer Integration Measurements and Modelling (SLIMM) project in Fochteloërveen (Nieveen, 1999), een intensieve verdampingsreeks in Nederland verzameld. De verdampingsmetingen zijn over verschillende vormen van landgebruik uitgevoerd (grove den, populier, douglas, gras, heesters, pijpestrootje, akkerbouw).

De nauwkeurigheid van de SEBAL-resultaten zijn op verschillende tijdschalen in 1995 bestudeerd. De eerste tijdschaal zijn de dagen dat er een NOAA-AVHRR-opname beschikbaar was. Het KNMI heeft SEBAL gevalideerd voor de meetmast in Cabauw en in het Speulderbos nabij Garderen (Sintonen, 2001). De conclusie voor de graslandgebieden van Cabauw is dat op NOAA-dagen de actuele verdamping gemiddeld genomen met 21% door SEBAL wordt overschat. Op individuele NOAA-dagen is deze afwijking voor het Speulderbos groter. Voor weken dat er een geslaagde NOAA-opname is, daalt de gemiddelde afwijking tussen metingen en SEBAL-schattingen over een langere periode voor Cabauw tot 0%.

Figuur 1 geeft aan dat SEBAL gemiddeld voor alle weken en 6 meetlocaties tezamen zonder enige ijking een afwijking van 4% heeft ( $R^2 = 0,67$ ). Dat betekent dat SEBAL voor alle weken tezamen een verwaarloosbare afwijking ten opzichte van geavanceerde meetapparatuur heeft. Deze afname van de random fout in SEBAL tijdens individuele NOAA-dagen tot periodes van een week, is ook voor geïrrigeerde gewassen in Idaho (Allen e.a., 2002), Sri Lanka (Hemakumara e.a., 2003) en Turkije (Meijninger e.a., 2003) geconstateerd en is dus geen toevalligheid. Klaarblijkelijk zit er ruis op modelparameters, die bij genoeg schattingen gaat uitmiddelen.

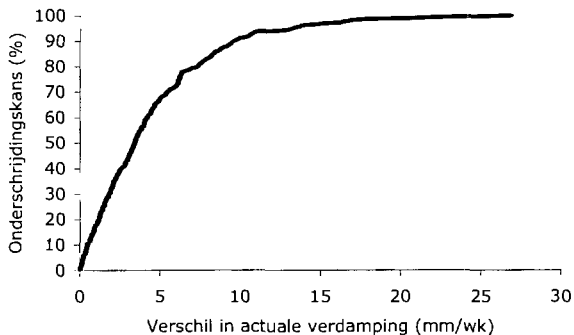


**Figuur 1:** Overeenkomst tussen gemeten (eddy correlatie) en geschatte (SEBAL) actuele verdamping in Nederland gedurende 1995.

De vertaling van de weekresultaten van figuur 1 naar de kansdichtheid dat een bepaalde afwijking voorkomt is uiteengezet in figuur 2. Alle 51 weken en 6 verschillende meetlocaties zijn in de beschouwing meegenomen. Het blijkt dat voor een gemiddeld geval met 50% kans de afwijking 4 mm/week is of kleiner. In 90% van alle gevallen ligt de afwijking op maximaal 10 mm/week. Deze getallen zijn erop gebaseerd dat de veldmetingen zuiver zijn. Het dient echter te worden opgemerkt dat ook eddy-correlatiemetingen een foutenmarge van 15 tot 20% kunnen hebben (R.G. Allen (2001, persoonlijke mededeling); J.D. Kalma (2003, persoonlijke mededeling)). Daarmee komen de meeste afwijkingen in de foutenmarge te liggen en hoeven de afwijkingen niet echt verkeerd te zijn.

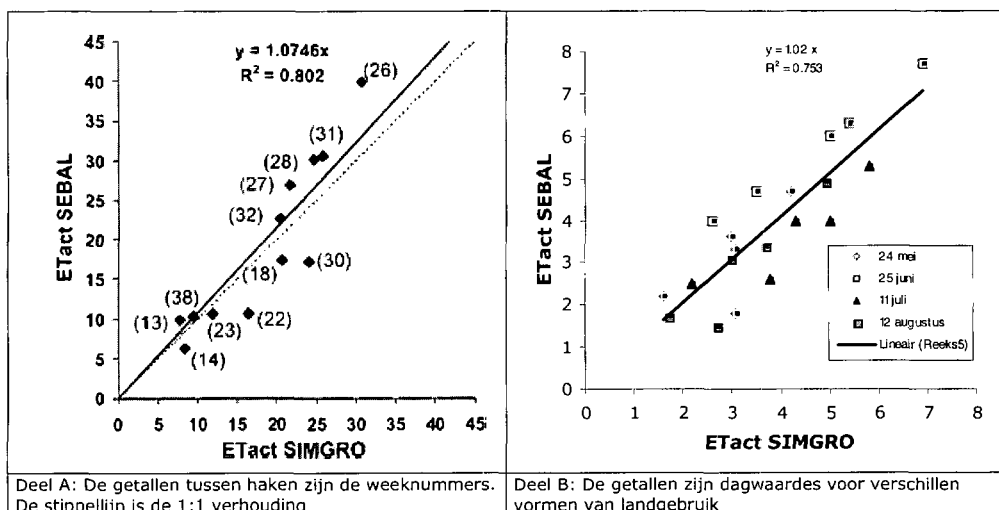
Daar komt verder het aspect van de discrepantie tussen meet- en pixelschaal bovenop. De afwijking tussen meet- en pixelschaal ontstaat doordat de meetinstrumenten in de mast een voelbare flux ( $H$ ) en latente warmteflux ( $\lambda E$ ) meten, die afkomstig is uit een gebied bovenwinds van de meetmast. De  $H$ - en  $\lambda E$ -flux van dichtbij de mast dragen meer bij dan de verderafgelegen locaties. De NOAA-pixelwaarden geven de totale waarde van een gebied van 100 ha, daar waar het pixel gesitueerd is. De veldinstrumenten 'kijken' dus naar een ander oppervlak. Praktisch gezien betekent dit dat de pixelwaarden moeilijk exact te valideren zijn.

Bij het KNMI en de Vakgroep Meteorologie en Luchtkwaliteit van Wageningen Universiteit wordt momenteel onderzocht of verdamping vanuit remote sensing niet op een andere manier kan worden gevalideerd. Een voorlopig resultaat van een scintillometermeting tussen de zendmast in Lopik en de KNMI-mast in Cabauw over een afstand van 10 km is bemoedigend (Kohsiek e.a., 2002). Een test geeft aan dat de gebiedsgemiddelde voelbare warmte flux ( $H$ ) van 10 NOAA-pixels ( $88 \text{ W/m}^2$ ) goed met de scintillometermeting overeen komt ( $90 \text{ W/m}^2$ ). Dit is een zuivere manier van valideren zonder dat het schaalprobleem een versturende factor is en biedt vele technische mogelijkheden voor de toekomst.



**Figuur 2:** Onderschrijdingskans van de afwijking tussen gemeten (eddy-correlatie) en geschatte (SEBAL) waarden van de gesommeerde weekverdamping. Er zijn 6 meetmasten gebruikt voor 52 weken in 1995.

Om op een grotere schaal de actuele verdamping van SEBAL te toetsen, is een vergelijking met de regionale waterbalans noodzakelijk. Voor de stroomgebieden van de Drentse Aa (Schuurmans e.a., 2003) en voor de Beerze, Reusel en Resop (Van der Bolt e.a., 1996) is met behulp van het hydrologische modelcode SIMGRO de regionale waterbalans opgesteld. Dit kan niet als een strikte validatie worden beschouwd omdat een hydrologisch simulatiemodel niet op metingen is gebaseerd. Dergelijke modellen worden gekalibreerd op afvoeren en grondwaterstanden en worden in het algemeen beschouwd als een redelijk betrouwbare afspiegeling van de werkelijkheid.



**Figuur 3:** Overeenkomst voor verdamping ( $ET_{oc}$ ) tussen de hydrologische modellen SIMGRO en SEBAL voor de Drentse AA (deel A) en de Beerze, Reusel en Resop (deel B). Deel A is gebaseerd op weektotalen van  $ET_{oc}$  en deel B op dagwaarden van  $ET_{oc}$  tijdens de zomer van 1995. De zwarte doorgetrokken lijn is de regressiecurve.



De resultaten zijn gepresenteerd in figuur 3. Voor de Drentse Aa zijn het weekwaarden van verdamping. Voor het totale gebied van 300 km<sup>2</sup> is het verschil in verdamping tussen SIMGRO en SEBAL voor een periode van 12 weken 7% ( $y = 1,075 x$ ;  $R^2 = 0,802$ ). Voor het wat grotere stroomgebied van de Beerze en Reusel in de hellende zandgebieden van Brabant (570 km<sup>2</sup>) is het verschil in gebiedsverdamping tussen SIMGRO en SEBAL 2% maar is de spreiding wat groter ( $y = 1,02 x$ ;  $R^2 = 0,75$ ). Het betreft in het laatste geval de vergelijking voor 4 individuele 'mooi weer'-dagen. Deze dagen waren 24 mei, 25 juni, 11 juli en 12 augustus en voor de vergelijking zijn Landsat in plaats van NOAA-beelden gebruikt.

## De verdeling van actuele verdamping over Nederland

De landelijke resultaten voor het jaar 2002 zijn gepresenteerd in figuur 4. De verschillende landschapsvormen van Nederland zijn duidelijk in het  $ET_{act}$ -beeld terug te vinden. Dit betekent dat de actuele verdamping in sterke mate door landgebruik, bodemtype en grondwaterregime wordt bepaald en in mindere mate door de meteorologische condities. Ofschoon de referentiegewasverdamping aan het westen een klimatologisch hogere verdamping toeschrijft dan voor het oosten van het land, is dit niet in figuur 4 terug te vinden. Dit is een belangrijke conclusie voor waterbeheerders en planologen: de werkelijke verdamping in Nederland is meer gekoppeld aan landgebruik en waterbeheer dan aan klimatologische factoren.

De steden hebben een veel lagere verdamping dan het landelijk gebied. Dit kan aan het grote aandeel verhard oppervlak worden toegeschreven. Dit oppervlak warmt snel op, en zal samen met de hoge wrijvingsnelheid  $u$ , voor ruwe oppervlaktes, voor een efficiënte warmteoverdracht naar de atmosfeer ( $H$ ) zorgdragen. De droge oppervlaktes en de geringe energie die beschikbaar is voor verdamping zorgen ervoor dat  $\lambda E$  voor steden laag is.

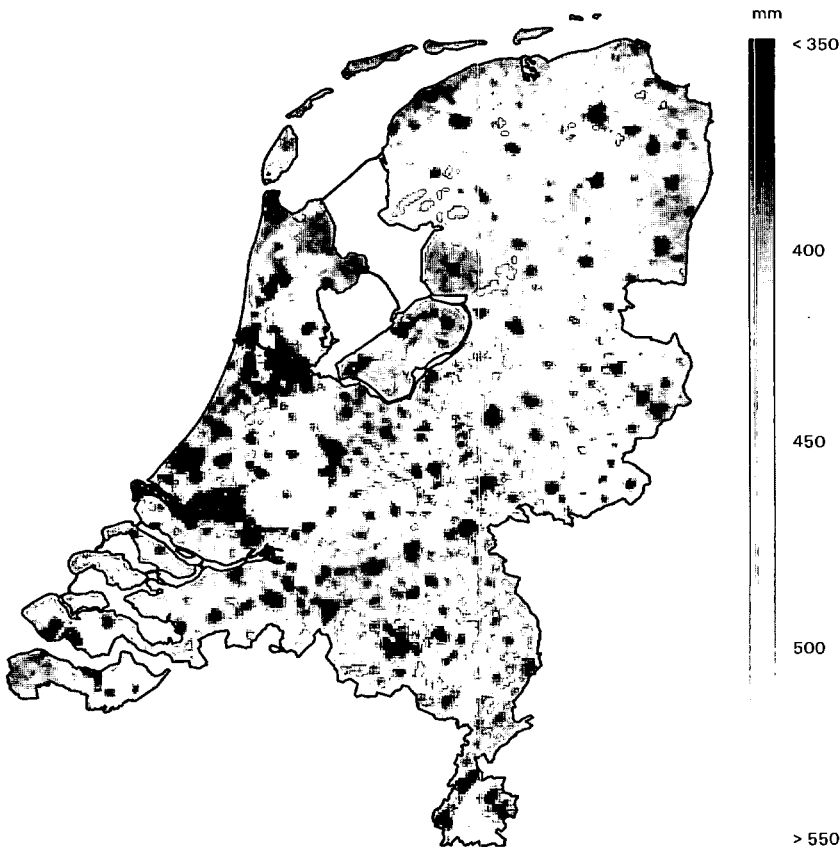
De akkerbouwgebieden in Groningen, IJsselmeerpolders en Zeeland hebben een lagere verdamping dan de rest van het land. Dit komt omdat de meeste gewassen pas eind mei en juni hun stadium van volledige bodembedekking bereiken en aardappels en granen vanaf juli en augustus alweer gerooid worden. Hun korte groeicyclus zorgt ervoor dat de bodem voor het grootste gedeelte van het jaar kaal is. Als het dunne toplaagje van de bodem uitdroogt, wordt de bodemverdamping sterk gereduceerd.

Open water heeft een laag albedo ( $r_0 = 0,05$ ) waardoor de nettostraling relatief hoog is, en een te verwaarlozen verdampingsweerstand ( $r_s = 0$  s/m). De langjarig gemiddelde jaarsom van 'open water'-verdamping varieert van 620 mm in Oost Nederland tot 720 mm in West Nederland. Voor het gebied rond Loosdrecht ligt de waarde op 650 mm (Cultuurtechnisch Vademecum, 1988) en dit komt goed met de resultaten van 2002 overeen. De natte driehoek met open waterpartijen, rietlanden en laaggelegen weilanden, tussen Amsterdam, Utrecht en Bussum vertoont een verdamping van 660 mm.

In het kader van het boshydrologieproject van Alterra zijn op 4 locaties in Nederland gedurende de periode 1995 t/m 1998 de jaarlijkse verdamping inclusief interceptie gemeten. De jaarlijkse gemeten verdamping varieert tussen 451 mm (dennenbos, Kootwijk, 1996) en 970 mm (gemengd bos, Bostel, 1998) en heeft voor alle opstanden gemiddeld een waarde van 685 mm ( $n = 14$ ). Bossen hebben een lage verdampingsweerstand  $r_s$ , en hun aerodynamische weerstand ( $r_a$ ) is vanwege de hoge ruwheid ook laag. Omdat het albedo vaak minder dan 10% is, wordt er veel kortgolvlige straling in bossen geabsorbeerd. Bossen ver-

dampen om deze redenen meer dan grasland.

Het effect van bodemtypes is goed zichtbaar in Friesland en Groningen. Tegen de Waddenzee liggen de kleigronden die als een donkere strip met lage ET goed zichtbaar zijn. De klei-op-veen-gronden liggen ten zuiden van Leeuwarden. Ten oosten van de Hondsrug liggen de veenkoloniën. De beekdalen tussen Assen en Steenwijk hebben een hogere verdampingswaarde dan hun omgeving, hetgeen het resultaat is van de specifieke combinatie van bodem (beekeerden), grondwaterstand (hoog) en landgebruik (bossen, vennen).



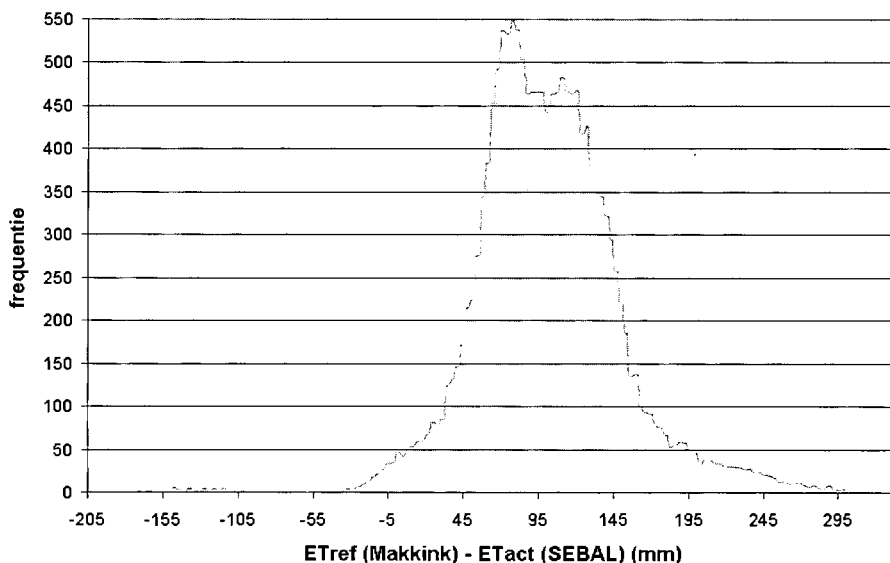
**Figuur 4:** Verdeling van de jaarlijkse totale actuele verdamping over Nederland gedurende 2002.

De verdamping van grasland in Friesland was in 2002 lager (480 mm) dan de kwelpolders bij Wilnis (550 mm). De Utrechts-Zuidhollandse veenweidegebieden (Lopikerwaard, Krimpenwaard, Alblasserwaard en Vijfheerenlanden) verdampen meer dan in Friesland, maar dat hoeft niet systematisch te zijn en zou aan regenvalverschillen kunnen worden toegeschreven. Omdat gras het referentiegewas is, geeft de Makkinkverdamping een schatting van de verdamping van gras weer. Het KNMI geeft in haar recente klimaatatlas de verdeling van de Makkinkverdamping over het land aan ([www.knmi.nl/product](http://www.knmi.nl/product)). De lagere waarden van de Makkinkverdamping treden op rond Emmen en omstreken (510 mm) en de hoogste waarden komen bij de Noordzeekust voor (615 mm). De referentiegewasverdamp-

ping voor de periode 1971 t/m 2000 is gemiddeld ongeveer 550 mm/jr en dus vergelijkbaar met de graslandverdamping geconstateerd door SEBAL. De SEBAL-waarde is iets lager doordat grasland niet altijd optimaal van water voorzien zal zijn. Boeren in de hellende zandgebieden van Gelderland en Noord-Brabant beregenen op grasland omdat er anders een vochttekort en groeiachterstand ontstaat. In de gewasfactorentabel van Feddes (1987) wordt vanaf eind augustus ook een factor van 0,9 in beschouwing genomen, wat suggereert dat grasland in het najaar minder verdampt.

## Vergelijking SEBAL en Makkink

Het verschil tussen de referentiegewasverdamping volgens Makkink en de actuele verdamping volgens SEBAL is verder uitgewerkt. De SEBAL-jaar kaarten van  $ET_{act}$  ( $n = 7$ ) zijn gemiddeld waardoor er een  $ET_{act}$ -kaart voor de periode 1995 t/m 2002 is gemaakt. De Makkinkverdamping is voor de periode 1995 t/m 2002 uitgerekend op basis van de maandcijfers van 27 individuele stations. De gegevens van 1997 zijn niet gebruikt om de vergelijkingsperiode met SEBAL identiek te houden. Van de gemiddelde Makkink-jaarcijfers is eerst een puntenkaart gegenereerd. Deze kaart is met behulp van geostatistiek vertaald naar een rasterkaart van de Makkinkverdamping. Vervolgens zijn de Makkink- en de SEBAL-rasterkaarten van elkaar afgetrokken (zie ook [www.waterwatch.nl](http://www.waterwatch.nl)). De frequentieverdeling van het verschil tussen de standaard Makkink- en SEBAL-verdamping is weergegeven in figuur 5.



**Figuur 5:** Histogram van de verschillen tussen referentiegewasverdamping volgens Makkink en de actuele verdamping volgens SEBAL ( $ET_{ref} - ET_{act}$ ) voor de periode 1995 t/m 2002, met uitzondering van 1997.

De gemiddelde waarde van figuur 5 (Makkink minus SEBAL) is 94 mm, dus  $ET_{act}$  is met

478 mm op jaarbasis 16% lager dan  $ET_{ref}$  van 571 mm. De waarde van 517 mm is de gemiddelde Makkinkverdamping voor de hele periode. De verschillen tussen Makkink en SEBAL lopen per kilometervak uiteen tussen -205 tot +280 mm per jaar en dit is essentieel voor het opstellen van waterbalansen. Het verschil aan de onderkant van -205 mm wordt geconstateerd bij open waterpartijen en bosgebieden die een veel hogere verdamping dan de Makkinkwaarde hebben. Aan de bovenkant is het verschil +280 mm en dit zijn de steden en gebieden waar de actuele verdamping wordt geremd door verspreid voorkomende bebouwing. De klasse met de verschillen van -100 mm zijn de grasland en akkerbouwgebieden.

## **Naar een operationele database voor $ET_{act}$ in Nederland**

De in dit artikel gepresenteerde resultaten geven aan dat de verschillen tussen de actuele en de referentiegewasverdamping gemiddeld genomen 16% zijn en dat de verschillen tot 200 mm per jaar kunnen oplopen, zowel in negatieve als in positieve zin. Dergelijke verschillen kunnen niet met eenvoudige gewasfactoren worden beschreven. De beschikbaarheid van deze vlakdekkende  $ET_{act}$ -informatie is essentieel voor het uitvoeren van gedegen hydrologische studies. Deze studies kunnen bijvoorbeeld worden aangewend ter ondersteuning van de beleidslijnen GGOR, WB21 en de Europese Kaderrichtlijn Water. Ook de meer klassieke grondwaterstudies kunnen baat hebben bij vlakdekkende informatie over het werkelijke neerslagoverschot. In een recente studie concludeert Wijntjes (2003) dat de  $ET$ -informatie van SEBAL beter geschikt is om grondwataaanvulling uit te rekenen dan met tracers of numerieke modellen van de onverzadigde zone.

De zomer van 2003 is zeer droog geweest waarbij het bodemvocht op vele plaatsen onvoldoende aanwezig was om aan de verdampingsvraag te voldoen. De verdampingstekorten ( $ET_{pot} - ET_{act}$ ) zijn dan een goed handvat voor de beleidsmakers om (i) droogtegevoelige gebieden in beeld te brengen en (ii) te evalueren of het waterschap wel het juiste beleid heeft gevoerd.

De fundamenteën voor een operationele database voor  $ET_{act}$  in Nederland zijn in de afgelopen jaren gelegd. De validatie is bekend, de gegevens voor de periode 1995 t/m 2003 zijn beschikbaar en enkele applicaties voor het voorbereidende en uitvoerende peilbeheer zijn door de STOWA verkend. Het is nu zaak de resultaten verder te consolideren en goede applicaties te ontwikkelen.

Bij voldoende belangstelling kan er bijvoorbeeld een landelijke database van vlakdekkende actuele verdamping ter ondersteuning van beleidsstudies worden opgezet.

## **Dankwoord**

De validatie van SEBAL is mogelijk gemaakt door het beschikbaar stellen van *in-situ* fluxmetingen door Alterra (Eddy Moors, Han Dolman, Jan Elbers) en door het KNMI (Fred Bosveld, Bart van der Hurk en Wim Kohsiek). De referentiegewasverdampingscijfers zijn door het KNMI (Albert Klein Tank) beschikbaar gesteld. De auteurs zijn genoemde personen zeer erkentelijk voor hun bijdrage.

Deze studie is financieel mogelijk gemaakt door de Stichting Toegepast Onderzoek

Waterbeheer (STOWA) en de Beleidscommissie voor Remote Sensing (BCRS), aangevuld door eigen bijdragen vanuit Wetterskip Boarn en Klif, Waterschap Hunze en AA's, Hoogheemraadschap van West-Brabant en Waterschap Rijn en IJssel. Wij zijn deze instellingen erkentelijk voor hun financiering.

## Referenties

- Allen, R.G., A. Morse, M. Tasumi, R. Trezza, W.G.M. Bastiaanssen, J.L. Wright, en W. Kramber (2002)** Evapotranspiration from a satellite-based surface energy balance for the Snake Plain Aquifer in Idaho; Proceedings US-Commission on Irrigation and Drainage, San Luis Obispo, California, USA.
- Bastiaanssen, W.G.M., C.W.J. Roest, H. Pelgrum en M.A. Abdel Khalek (1992)** Monitoring of the irrigation performance on the basis of actual evapotranspiration: Comparison of satellite data and simulation model results; in J. Feyen, E. Mwendera en M. Badji (red) *Advances in Planning, Design and Management of Irrigation Systems as Related to Sustainable Land Use*, Center for Irrigation Engineering and ECOWARM, Leuven, pag 473–483.
- Bastiaanssen, W.G.M. (1995)** Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain; proefschrift, Landbouwniversiteit, Vakgroep Waterhuishouding, 273 pag.
- Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes en A.A.M. Holtslag (1998)** A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL), 1. formulation; in: *Journal of Hydrology*, vol 212–213, pag 198–212.
- Bastiaanssen, W.G.M. en K. Soeterik (1999)** De satelliet als meetinstrument voor het waterbeheer; in: *Het Waterschap*, nr 14, pag 646–649.
- Bastiaanssen, W.G.M. en H. Roozkrans (2000)** Satellieten brengen verdamping in beeld; in: *H<sub>2</sub>O*, nr 2, pag 29–31.
- Bastiaanssen, W.G.M. (2000)** SEBAL based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey; in: *Journal of Hydrology*, vol 229, pag 87–100.
- Beljaars, A.C.M. en A.A.M. Holtslag (1991)** On flux parameterization over land surfaces for atmospheric models; in: *J. Applied Meteorology*, vol 30, pag 327–341.
- Bolt, F.J.E. van der, P. Groenendijk en H.P. Oosterom (1996)** Nutriëntenbelasting van grond- en oppervlaktewater in de stroomgebieden van de Beerze, de Reusel en de Rosep; rapport 306, DLO Staring Centrum, Wageningen.
- Bosveld, F.C. (1997)** Derivation of fluxes from profiles over a moderately homogeneous forest; in: *Boundary Layer Meteorology*, vol 84, pag 289–327.
- Bosveld, F.C. (1999)** Exchange processes between a coniferous forest and the atmosphere; proefschrift, Landbouwniversiteit, Vakgroep Meteorologie, Wageningen, 181 pag.
- Bruin, H.A.R. de (1987)** From Penman to Makkink; in: J.C. Hooghart (red), *Evaporation and weather*; Verslagen en Mededelingen nr 39, Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, Den Haag, pag 5–30.
- Bruin, H.A.R. de, B.J.J.M. van der Hurk en W. Kohsiek (1996)** The scintillation method tested over a dry vineyard area; in: *Boundary Layer Meteorology*, vol 76, pag 25–40.
- Brutsaert, W. (1982)** Evaporation into the atmosphere, theory, history and applications; Reidel, Dordrecht, 299 pag.

- Brutsaert, W. en M. Sugita (1992)** Application of self preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation; in: *J. Geophys. Res.*, vol 97(D17), pag 18377–18382.
- Crago, R.D. (1996)** Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime; in: *Journal of Hydrology*, vol 180, pag 173–194.
- Cultuurtechnisch Vademecum (1988)** Cultuurtechnische Vereniging, Utrecht.
- Dolman, A.J. (1987)** Predicting evaporation from an oak forest; proefschrift, Rijksuniversiteit Groningen, 91 pag.
- Dolman, A.J. en E.J. Moors (1994)** Hydrologie en waterhuishouding van bosgebieden in Nederland, Fase 1: toetsing instrumentarium; DLO Staring Centrum, rapport 333, Wageningen.
- Elbers, J.A., A.J. Dolman, E.J. Moors en W. Snijders (1996)** Hydrologie en waterhuishouding van bosgebieden in Nederland, Fase 2: meetopzet en eerste resultaten; Staring Centrum Rapport 333.2, Alterra, Wageningen, 65 pag.
- Farah, H.O. (2001)** Estimation of regional evaporation under different weather conditions from satellite and meteorological data; proefschrift, Wageningen Universiteit, Vakgroep Waterhuishouding, 170 pag.
- Feddes, R.A. (1987)** Crop factors in relation to Makkink reference crop evapotranspiration; in: J.C. Hooghart (red) Verslagen en Mededelingen nr 39, Commissie voor Hydrologisch Onderzoek TNO, Den Haag, pag 33–45.
- Hemakumara, H.M., L. Chandrapala en A.F. Moene (2003)** Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer; in: *Agr. Water Management*, vol 58, pag 109–122.
- Kalluri, S.N.V., J.R.G. Townsend en P. Doraiswamy (1998)** A simple single layer model to estimate transpiration from vegetation using multi-spectral and meteorological data; in: *International Journal of Remote Sensing*, vol 19(6), pag 1037–1053.
- Kohsiek, W., W. Meijninger en H.A.R. de Bruin (2002)** Long range scintillometry; in: *proc. int. workshop on Surface Fluxes and Boundary Layer Physics*, Wageningen..
- Kustas, W.P., M.S. Moran, R.D. Jackson, L.W. Gay, K.F.W. Duell, K.E. Kunkel en A.D. Matthias (1990)** Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment; in: *Rem. Sens. of Env.*, vol 32, pag 125–141.
- Meijninger, W.M.L., A. Gieske en H.A.R. de Bruin (2003, ingezonden)** Satellite, scintillometer and variance based sensible heat fluxes over an irrigated area – an inter comparison study; in: *International Journal of Remote Sensing*, ingezonden.
- Nicols, W.E. en R.H. Cuenca (1993)** Evaluation of the evaporative fraction for the parameterization of the surface energy balance; in: *Water Resources Research*, vol 29 (11), pag 3681–3690.
- Nieveen, J.P. (1999)** Eddy covariance and scintillation measurements of atmospheric exchange processes over different types of vegetation; proefschrift, Wageningen Universiteit, Vakgroep Meteorologie en Luchtkwaliteit, Wageningen, 121 pag.
- Nieuwenhuis, G.J.A., E.H. Smidt en H.A.M. Thunnissen (1985)** Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images; in: *International Journal of Remote Sensing*, vol 6 (8), pag 1319–1334.
- Schuurmans, J.M., P.A. Troch, A.A. Veldhuizen, W.G.M. Bastiaanssen en M.F.P. Bierkens (2003)** Assimilation of remotely sensed latent heat fluxes in a distributed hydrological model; in: *Advances in Water Resources*, vol 26 (2), pag 151–159.

- 
- Sintonen, K. (2001)** Validation of a remote sensing algorithm to estimate evapotranspiration on an operational basis: the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) algorithm; KNMI en University of Copenhagen, 73 pag.
- Seguin, B. en B. Itier (1983)** Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data; in: *International Journal of Remote Sensing*, vol 4, pag 371–383.
- Soer, G.J.R. (1980)** Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures; in: *Rem. Sens. Of Env.*, vol 9, pag 27–45.
- STOWA (2003)** Remote sensing ondersteund waterbeheer; rapport 10, STOWA,Utrecht, , 60 pag.
- Wieringa, J. (1992)** Representative roughness parameters for homogeneous terrain; in: *Boundary Layer Meteorology*, vol 63, pag 323–363.
- Wijntjes, I. (2003)** Grondwateraanvulling in het gebied van de Utrechtse Heuvelrug; rapport 13/99040534/RD, Grontmij, Houten, 46 pag.

