

Werkelijke verdamping: naar een integrale benadering vanuit hydrologisch en meteorologisch oogpunt

Gé A.P.H. van den Eertwegh¹ en Henk A.R. de Bruin²

Werkelijke verdamping is een cruciale grootheid binnen de hydrologie en meteorologie, van belang voor onder andere de productie van landbouwgewassen en van drinkwater uit grondwater. Meteorologische en hydrologische modellen hebben informatie nodig over werkelijke verdamping en de onderliggende componenten daarvan ter kalibratie en validatie. In Nederland is geen structurele infrastructuur aanwezig voor de bepaling van de werkelijke verdamping. We stellen een integraal systeem voor ter bepaling van de werkelijke verdamping. Hierin worden remote-sensing-informatie, netwerken van veldmetingen, alsmede meteorologische en hydrologische modellen geïntegreerd.

Inleiding

Verdamping is een cruciale grootheid voor het waterbeheer, de weersverwachting, landbouw, klimaatadaptatie en andere sectoren en toepassingen, zowel voor kortetermijn operationele vraagstukken, als strategische beslissingen op de (middel)lange termijn. Verdamping is een belangrijke term van de waterbalans. Daarnaast is verdampingsinformatie relevant voor schattingen van de grondwateraanvulling, die relevant is voor de drinkwatersector. Ondanks het evidente belang van informatie over verdamping bestaat er geen breed gedragen consensus over definities, meetmethoden, modelrepresentaties, de rol in het fysische systeem en het correcte gebruik van informatie over verdamping. Met als gevolg dat we een onnauwkeurig beeld hebben van de werkelijke verdamping, E de verdamping die werkelijk optreedt als gevolg van atmosferische, bodem-, water- en gewascondities.

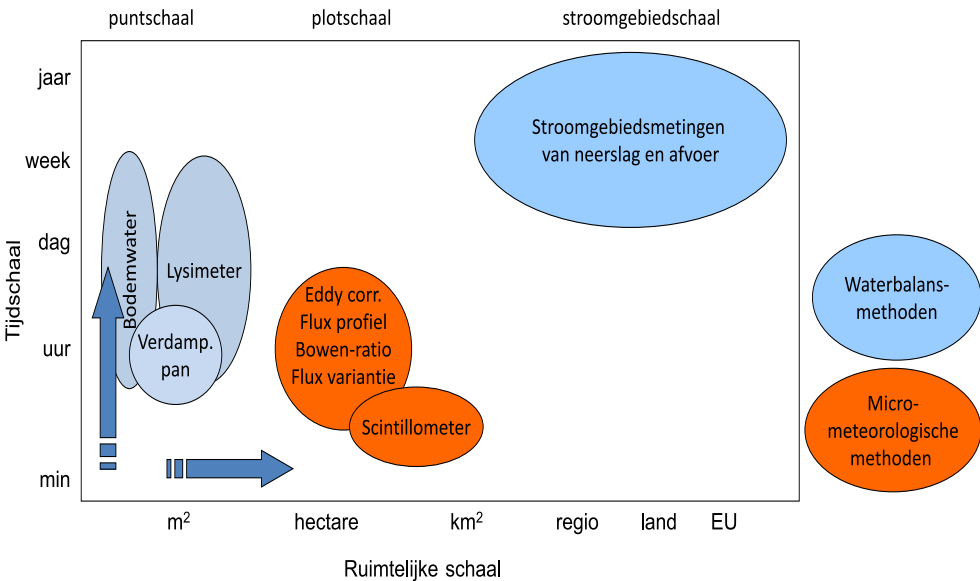
Deze problematiek was aanleiding voor de oprichting van de NHV-werkgroep Verdamping en de NHV-Special 8 'Verdamping in de Hydrologie' (NHV, 2015). Hierin kreeg de fysische achtergrond van het verdampingsproces duidelijk aandacht, alsmede diverse meettechnieken die toegepast kunnen worden (Afbeelding 1). STOWA (2009, 2010a en b, 2014, 2016) laat zien dat verschillen optreden in getallen voor de werkelijke verdamping tussen metingen aan de grond, berekeningen op basis van remote-sensing-

1 KnowH₂O

2 Gepensioneerd onderzoeker

informatie en hydrologische modellen. De verschillen zijn in absolute zin vooral groot tijdens perioden van droogte, dus juist in perioden waarvoor informatie over verdamping relevant is voor de zoetwatervoorziening, en tonen beperkingen aan van de verschillende verdampingsproducten.

We stellen in dit artikel een werkwijze voor om de vlakdekkende werkelijke verdamping te schatten op basis van water- en energiebalansen, op lokale en regionale schaal met metingen en modelberekeningen. Dit vereist een nauwe samenwerking van hydrologen en meteorologen op het grensvlak waar ze elkaar ontmoeten, tussen bodem en atmosfeer. Wij gaan uit van het besef dat de fysische en biologische processen die leiden tot de werkelijke verdamping zo complex zijn, dat alleen semi-empirische methoden kunnen worden ontwikkeld. Deze moeten 'afgeregeld' worden met directe waarnemingen in ruimte (bijvoorbeeld landgebruik) en tijd (bijvoorbeeld toestand gewas) voor speciale gevallen. We pretenderen niet 100% volledig en compleet te zijn in onze analyse. We willen de discussie over nut en noodzaak van goede verdampingscijfers stimuleren en de plannen ondersteunen om in Nederland meer werk te verrichten aan werkelijke verdamping en verdampingsproducten. We bouwen voort op het pleidooi van Voortman e.a. (2016).



Afbeelding 1. Schematisch overzicht van de verschillende technieken om verdamping te schatten met hun ruimtelijke en temporele resolutie. Methoden in blauw maken gebruik van de waterbalans methoden in oranje zijn gebaseerd op micro-meteorologische technieken (uit NHV, 2015).

Verdamping van korte, goed gesloten landbouwgewassen

Grasland zonder watertekort

Uit De Bruin (2017) blijkt dat voor 'normale omstandigheden' de werkelijke verdamping van grasland te Cabauw nauwkeurig geschat kan worden met de Makkinkformule (MAK) en met de formule, eerder gepubliceerd door De Bruin en Holtslag (1982).

Deze is recent operationeel gemaakt door het EUMETSAT Land Faciliteit LSA-SAF (De Bruin, 2017; De Bruin e.a., 2016). De LSA-SAF-referentiegewasverdamping is operationeel beschikbaar op dagbasis voor elk pixel van de Europese weersatelliet MSG (ca. 5x5 km²). Deze schatting geldt voor gras zonder watertekort. We denken dat grosso modo de LSA-SAF-referentiegewasverdamping een redelijk betrouwbare schatting van de werkelijke verdamping van grasland geeft, behoudens tijdens extreem droge periodes. De referentiegewasverdamping betreft overigens de verdamping van hypothetische gras met voorgeschreven micrometeorologische eigenschappen (gewashoogte 12 cm, gewasweerstand 70 s/m, albedo 23%) dat groeit onder optimale omstandigheden (niet ziek, geen watertekort en voldoende nutriënten) in een zeer uitgestrekt veld.

Grasland met watertekort

Om de Makkinkformule (MAK) te vervangen door de FAO-versie van Penman-Monteith (PM) zijn specifieke meetgegevens boven specifieke vegetaties nodig in droogtesituaties, om correcties door te kunnen voeren voor de effecten van de 'surface-aridity' (De Bruin, 2017), zoals genoemd in het FAO-rapport (Allen e.a., 1998, Annex 6). In vooral semi-aride gebieden leidt toepassing van deze formule tot overschattingen. De Bruin (2017) verwijst naar Figuur 5 uit Weedon e.a. (2005). Door een foutieve toepassing kunnen verdampingswaarden worden verkregen waarvoor meer energie nodig is dan geleverd wordt door de zon aan de buitenrand van de atmosfeer. De thermodynamische methodiek die De Bruin (2017) beschrijft blijft binnen de grenzen van de beschikbare energie voor verdamping. Een mogelijke alternatieve empirische oplossing is om op geselecteerde KNMI-stations in droogtegevoelige streken verdampingsmetingen te verrichten en met de LSA-SAF-referentiegewasverdamping en neerslaggegevens empirische reductiefactoren te bepalen.

Andere landbouwgewassen

De manier waarop in Nederland momenteel wordt omgegaan met de werkelijke verdamping van andere landbouwgewassen dan grasland is of toepassing van MAK met een gewasfactor als functie van de tijd, of toepassing van PM-FAO met een gewas-specifieke oppervlakteweerstand en albedo. Verdampingsreductie ontstaat als gevolg van een gebrek of overmaat aan bodemvocht. In Nederland zijn projectmatig metingen verricht van de werkelijke verdamping van/boven akkerbouwgewassen (STOWA, 2010a) via de eddy-correlatie (EC)-meetmethode. Momenteel worden door KWR metingen verricht aan een lysimeter in een snijmaïspersceel in het stroomgebied van de Hupselse Beek (mondelinge mededeling Voortman, 2017). Meer onderzoek en metingen zijn nodig om processen te kwantificeren en splitsing van de verdamping in evaporatie, transpiratie en verdamping van interceptiewater mogelijk te maken.

Natuurlijke korte vegetaties

Voor de verdamping van natuurlijke vegetaties in Nederland verwijzen we naar Bartholomeus e.a. (2010). Zij rekenden de werkelijke verdamping uit met het 1D-hydrologisch model SWAP (Kroes e.a., 2009). Ze geven aan dat natuurlijke vegetatie zich kan en waarschijnlijk zal aanpassen aan een veranderend klimaat. De vegetatie levert op die manier feedback aan de atmosferische condities, met een gewijzigde werkelijke verdamping tot gevolg. Momenteel is een meetcampagne gaande op de Veluwe op basis van de EC-methode en lysimeters (Voortman e.a., 2016).

Verdamping van bos

Op grond van waterbalansstudies in Engeland concludeerde men dat verdamping van bossen erg verschilt van die van een kort gewas als gras, met als verklaringen:

- a) verschil in albedo: een bos heeft een kleinere albedo, waardoor deze vegetatie meer zonlicht absorbeert;
- b) verschil in oppervlakteweerstand: vooral in de zomer sluiten bomen hun huidmondjes eerder dan gras, waardoor bosverdamping dan kleiner kan zijn dan de verdamping van gras. Dit geldt voor een van buiten droog bos;
- c) verschil in verdamping van interceptiewater: deze is voor bos groter dan voor gras. Dat komt doordat bos meer regenwater kan vasthouden en ook doordat de aerodynamische weerstand van bos groter is dan die van gras. Sneeuw op boskruinen kan door dit effect vrij snel verdampen;
- d) voor natte gewassen blijkt dat de verdamping gevoelig is voor de ruwheidslengte voor warmte.

Voor gedetailleerde informatie over onderzoek in Nederland aan verdamping van bossen verwijzen wij naar Moors (2012). In deze studie wordt aangetoond dat PM toegepast op natte boskruinen gevoelig is voor de ruwheidslengte voor warmte en waterdamp. Moors (2012) besteedt ook aandacht aan verschillende meetmethoden. Voor de verdamping van het gebied de Veluwe verwijzen we naar Verhagen e.a. (2014). Er zijn meerjarige meetcampagnes op basis van de EC-methode in onder andere het Loobosgaande (bijvoorbeeld STOWA, 2010a).

Verdamping van bebouwd gebied

Bebouwde gebieden hebben onder dezelfde meteorologische randcondities een andere energiebalans dan het landelijk gebied. Door de weerkaatsing en emissie (na opwarming) van straling van gebouwen en infrastructuur, in combinatie met minder oppervlak aan vegetatie en open water, is er meer energie beschikbaar om de luchttemperatuur te verhogen. Dit fenomeen heet het Urban Heat Island (UHI) effect (bijvoorbeeld Oke, 1973; Theeuwes e.a., 2013). Dit leidt ertoe dat oppervlaktes waaruit water mogelijk kan verdampen, zoals stedelijke begroeiing, tuinen en openwaterpartijen, een hogere verdampingsflux kunnen realiseren dan het landelijk gebied (Brolsma e.a., 2012) en/of eerder tegen een reductie van de potentiële verdamping aanlopen als er onvoldoende water beschikbaar is.

Grimmond en Oke (1991) geven een voorbeeld van een modelmatige benadering van de verdamping (deels gebaseerd op De Bruin en Holtslag, 1982) en interceptieverdamping van een bebouwd gebied. Van Hove e.a. (2011) geven een overzicht van UHI-effecten in bebouwd Nederlands gebied. Deze zijn vergelijkbaar met het UHI in andere Europese steden. In Utrecht (2008; EC-methode), Rotterdam (2011; Brolsma e.a., 2012) en Arnhem (2012, 2013, 2014; EC-methode; Jacobs e.a., 2015a) zijn metingen verricht van de werkelijke verdamping in het bebouwd gebied met een scintillometer.

Modelmatig onderzoek is nodig, om samen met lokale metingen in bebouwd gebied tot een verbetering van de schatting van verdamping van bebouwd gebied te komen. Jacobs e.a. (2015a) stellen vast dat de verdamping van bebouwd gebied niet eenvoudig te schatten is door voort te bouwen op de referentiegewasverdamping, vanwege

de afwijkende energiebalans ten opzichte van landelijk gebied en de aanwezigheid van interceptiewater op bijvoorbeeld platte daken.

Openwaterverdamping

Verdamping van open water zoals sloten, beken, kanalen, vaarten, rivieren en meren vindt plaats onder een andere energiebalans dan die van bodem en vegetatie. Een belangrijke reden hiervoor is de warmtecapaciteit van het waterlichaam en al dan niet optredende verticale menging van de waterkolom. Deze twee aspecten zorgen ervoor dat in vergelijking met bijvoorbeeld de bodem, minder energie beschikbaar is voor verdamping. Daarnaast is er sprake van een na-ijleffect van de verdamping van open water. Zo zal de verdamping van open water van vandaag niet alleen afhangen van het weer (straling, luchttemperatuur, wind) van vandaag, maar ook van het weer van de afgelopen tijd. Dit maakt dat de schatting van de verdamping van open water niet kan verlopen volgens de gewasfactormethode in combinatie met MAK (zie Appendix I in de digitale versie van dit artikel).

Directe methodes voor meting van werkelijke verdamping

We behandelen hier in het kort diverse methoden voor het meten van verdamping. Voor een uitgebreide discussie van diverse meetmethoden verwijzen wij naar Allen e.a. (2011a). Wang en Dickinson (2012) beoordelen diverse meetmethoden. In dit laatste artikel worden remote-sensing-methodes niet besproken omdat deze indirect zijn en een modelmatige component bevatten. Allen e.a. (2011b) beschrijven bijvoorbeeld de SEBAL- en METRIC-algoritmes. Een ander voorbeeld is het SEBS-model/algoritme (Su, 2002). Remote-sensing-informatie en methodes ter schatting van de werkelijke verdamping op basis van deze informatie zien we als onderdeel van het informatiesysteem verdamping, zie verderop in dit artikel.

Veldschaal – ca. 10 ha

De eddy-covariantiemethode is gebaseerd op het meten van de covariantie tussen de verticale windsnelheid en de specifieke vochtigheid met snelle sensoren. De methode wordt internationaal als 'de beste' beschouwd, maar vereist correcties voor allerlei effecten (bijvoorbeeld Schotanus e.a., 1983; Moncrieff e.a., 1997; Van Dijk e.a., 2004; Mauder e.a., 2007; Baldocchi en Rao, 1995; Foken, 2008).

Het principe van de lysimeter is gebaseerd op het meten van gewichtsveranderingen van een geïsoleerde en ongestoorde grondkolom. De verdamping wordt berekend op basis van de verschillen tussen het gemeten gewicht van de grondkolom gecorrigeerd voor neerslag, irrigatie en drainage. Aanname is dat het vochtverlies van de lysimeter representatief is voor het vochtverlies van de omgeving (bijvoorbeeld Allen e.a., 1991; Allen en Fisher, 1990; Voortman e.a., 2015, 2016).

Recent toonden Van Kesteren e.a. (2013a en 2013b) de bruikbaarheid van de SLS-laserscintillometer van Scintec gecombineerd met een snelle IR-sensor voor waterdamp en CO₂ van LICOR aan op veldschaal. Achtergrondinformatie geeft bijvoorbeeld Hartogensis (2006).

Uit profielmetingen van de windsnelheid, luchttemperatuur en luchtvochtigheid kan de verdamping worden gemeten gebruikmakend van de Monin-Obukhov-gelijkvor-

igheidstheorie (MOST in het Engels). Meer informatie geeft NHV (2015). Voor de praktijk zijn analytische benaderingsformules ontwikkeld (bijvoorbeeld De Bruin e.a., 1993, 1999, 2000). Stricker en Brutsaert (1978) hebben de methode in het stroomgebied van de Hupselse Beek toegepast in de periode 1976-1982.

De Bowenverhouding B is de verhouding van de voelbare warmtestroom H en de verdamping in energie-eenheden LE . door op twee hoogten luchttemperatuur en luchtvochtigheid te meten kan B bepaald. Uit de gemeten netto straling (Q^*) en bodemwarmtestroom (G) volgt dan de verdamping (NHV, 2015). Recent toonden Euser e.a. (2014) aan dat B gemeten kan worden met DTP-glasvezeltechniek.

Regionale schaal – ca. 10 km²

In Wageningen is een zogeheten *Large Aperture Scintillometer* (LAS) en de *Extra Large Aperture Scintillometer* (XLAS) ontwikkeld en getest. Allereerst werd een LAS getest in de Flevopolder, boven vlak, heterogeen terrein begroeid met verschillende landbouwgewassen (Meijninger e.a., 2002) en later boven een lichtglooiende landbouwgebied nabij het Assmann Observatorium ten zuidoosten van Berlijn in het kader van het LITFASS-project (Beyrich e.a., 2006, Meijninger e.a., 2006). Beyrich en Mengelkamp (2006) valideerden een meteorologische model van de DWD (Deutsche Wetter Dienst) met behulp van LAS-metingen. Door een LAS te combineren met een radiogolf-scintillometer (RGS) kan de verdamping direct worden verkregen. Eerste proefnemingen zijn zeer bemoedigend (Meijninger e.a., 2002, 2006). Op het ogenblik wordt een recent ontwikkelde 160 GHz RGS getest in Duitsland en in China. Nader onderzoek is echter nodig.

Beyrich e.a. (2002) testten de bruikbaarheid van een LAS voor routinematige waarnemingen. Jia e.a. (2007) gebruikten drie LAS-opstellingen in Spanje voor het valideren van de SEBS-methode. Hoedjes e.a. (2007) gebruikten een LAS boven een grote olijfbosgaard nabij Marrakesh, Marokko. In de literatuur zijn ook toepassingen van een LAS te vinden boven steden. Voor een overzichtartikel zie Ward (2017). Scintillometers boven stedelijk gebied werden toegepast boven Rotterdam (Jacobs e.a., 2015), Marseille (Lagouarde e.a., 2006), Londen (Gouvea en Grimmond 2010), Nantes (Mestayer e.a., 2011), Łódź (Zielinski e.a., 2012), Helsinki (Wood en Järvi, 2012), Swindon (Ward e.a., 2014, 2015a,b), Gongju (Lee e.a., 2015), stadsclusters langs the Yangtze River Delta (Zhang e.a., 2016). In Nederland is er bijvoorbeeld een LAS opgesteld boven Delft en Amsterdam (Hartogensis, mondelinge mededeling). Voor waterbeheer wordt de LAS uitgebreid toegepast in China (bijvoorbeeld Xin Li e.a., 2013).

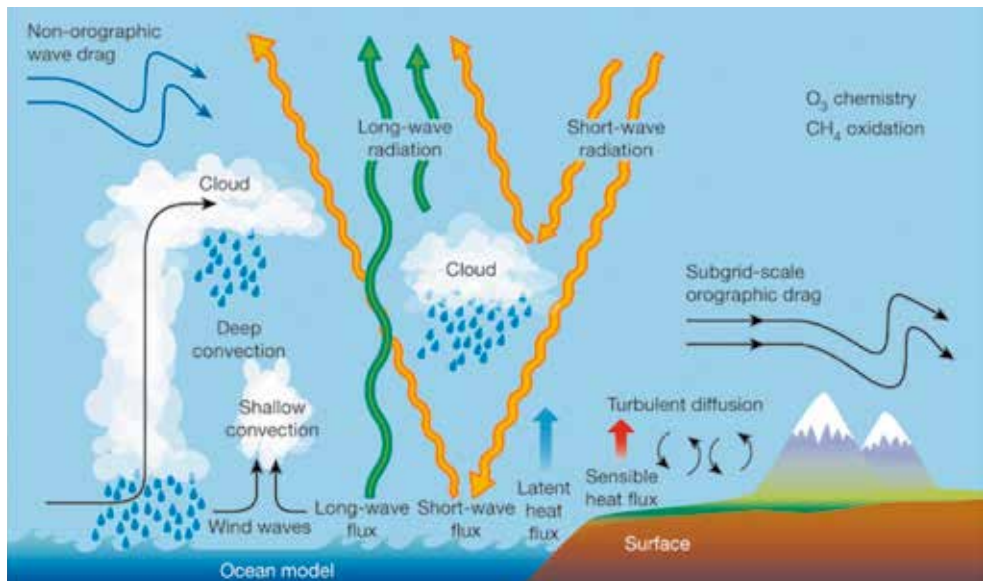
Zreda e.a. (2012) beschrijven het COsmic-ray Soil Moisture Observing System (COSMOS), dat geschikt is om bodemvocht te meten. Chrisman en Zreda (2013) tonen aan dat deze methode bodemvochtmetingen kan genereren op regionale schaal. Shuttleworth e.a. (2013) beschrijven de bruikbaarheid van de COSMOS in data-assimilatie in weersverwachtingmodellen. Fuchs (2016) rapporteerde over de biomassa van vegetatie en de effecten hiervan op gemeten kosmische straling. Baatz e.a. (2015) lieten zien dat het effect van vegetatie/gewas op de metingen met de cosmic-ray sensoren groot is. Köhli e.a. (2016) tonen aan dat de footprint-straal van een cosmic-ray sensor varieert van 130-240 m, afhankelijk van de luchtvochtigheid, vegetatie en bodemvochtgehalte. Daarnaast is de indringingsdiepte van de kosmische straling, evenals die van een actief radarsignaal (bijvoorbeeld Synthetic Aperture Radar, SAR), een

functie van bodemvocht, terwijl de laatste variabele juist het doel is van de metingen. Een ander probleem voor de methodes is de ruwheid van het bodemoppervlak. Nader onderzoek is nodig om de methodiek te verbeteren.

Berekende verdamping met meteorologische en hydrologische modellen

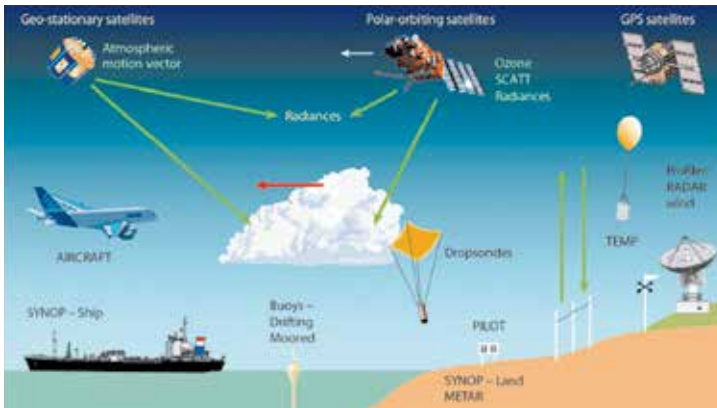
Verdamping in meteorologische modellen

Ervaring heeft geleerd dat voor de meerdaagse voorspelling van het weer op basis van Numerieke Weersverwachting ('*Numerical Weather Prediction*', NWP), een correcte beschrijving nodig is van de fluxen van warmte, waterdamp en impuls, waaronder dus verdamping. Verdamping is een relevante bronterm van waterdamp voor de atmosfeer, omdat een groot deel van de neerslag gevormd wordt doordat water in de regio is verdampt. Maar ook de temperatuur nabij het aardoppervlak wordt sterk door verdamping beïnvloed, door de rol die het speelt bij de verdeling van beschikbare stralingsenergie over voelbare en latente warmte (Afbeelding 2).



Afbeelding 2. NWP - fysische processen in de atmosfeer en aan het grensvlak tussen de atmosfeer en het aardoppervlak (Bauer e.a., 2016).

NWP-modellen beschrijven de ontwikkeling van de atmosfeer en landoppervlakprocessen ten opzichte van een vastgestelde begintoestand aan de hand van een stelsel fysische vergelijkingen. De begintoestand is belangrijk voor een kwalitatief goede weersverwachting. Kleine fouten in die toestand kunnen in het chaotische atmosferische systeem snel uitgroeien tot grote afwijkingen ten opzichte van de werkelijke ontwikkelingen. In operationele NWP toepassingen wordt de begintoestand geconstrueerd met behulp van waarnemingen die worden "geassimileerd" in een eerdere projectie van het model zelf (bijvoorbeeld Van den Hurk, 2016). Aandachtspunt blijft dat er terugkoppelingen een rol spelen die moeilijk te beheersen zijn zonder een kwalitatief goed data-assimilatiesysteem (Afbeelding 3).



Afbeelding 3. Overzicht van waarnemingsbronnen die mogelijk gebruikt kunnen worden bij data-assimilatie. Metingen met lysimeters bijvoorbeeld kunnen hieraan toegevoegd worden.

In NWP-modellen wordt meestal uitgegaan van het 'enkel-blad model' van Monteith, waarbij de gewaslaag wordt vervangen door een enkel blad waaraan een aerodynamische weerstand r_a en een oppervlakteweerstand r_s worden toegekend. Voor een recent overzichtsartikel, zie Wang en Dickinson (2012). Dit model wordt gekoppeld aan een hydrologisch bodemmodel, dat onder andere een bodemvochtgehalte oplevert. Voorbeelden van deze koppelingen zijn de zogeheten SVAT-modellen TESSEL (Van den Hurk e.a., 2000), later gekoppeld aan een hydrologisch model (Balsamo e.a., 2009), en ISBA (Calvet e.a., 1998), toegepast in het HARMONIE-model. Dit laatste is een zogeheten 'high resolution limited area model' (HIRLAM), dat aan de modelranden aangestuurd wordt door het ECMWF-model met een pixel van 50x50 km². De HARMONIE rekenpixels zijn aan de grond verkleind tot 2x2 km². In principe berekent het ECMWF-model voor elke tijdstap de werkelijke verdamping op mondiale schaal. Er is een operationeel product voor de werkelijke verdamping ontwikkeld in het kader van de LSA SAF Eumetsat Faciliteit door medewerkers van het Belgische KMI (Ghilain e.a., 2011). Vergelijkingen met onafhankelijke waarnemingen toont behoorlijke verschillen tussen metingen en berekeningen.

Gevoeligheid van diverse modelparameters in PM als onderdeel van meteorologische modellen waarbij rekening wordt gehouden met terugkoppelingsmechanismen, zijn door verschillende auteurs uitgevoerd (bijvoorbeeld Jacobs en De Bruin, 1992). Chen e.a. (2010) toonde aan dat het Amerikaanse NOAA landoppervlakmodel zeer gevoelig is voor de ruwheidslengte voor warmte (z_{zoh} ; zie ook Appendix II in digitale versie van dit artikel). Gevoeligheid voor z_{zoh} werd ook gevonden voor een van buiten nat bos (Moors, 2012). Dit heeft repercussies voor de gebruikte PM methode. Toepassing van gemeten oppervlaktetemperatuur in PM is zeer gevoelig voor de gekozen z_{zoh} . Om dit te omzeilen worden in remote-sensing-modellen oppervlaktetemperatuurverschillen gebruikt.

Meteorologische modellen worden hoofdzakelijk gevalideerd tegen opgetreden toestandsvariabelen (druk, wind, temperatuur en vochtigheid) en niet tegen de opgetreden verdamping. Uit recent onderzoek is gebleken dat het zeer geavanceerde, fijnmazige KNMI-model HARMONIE, dat gekoppeld aan het ISBA-SVAT-model, goed presteert

als het gaat om bijvoorbeeld het verwachten van stormvelden boven Nederland, maar ten tijde van droogte onrealistische verdampingswaarden geeft (Bloemendaal en Tijn, 2016).

De hydrologie in een NWP-model is een sterk vereenvoudigde weergave van de werkelijkheid. In de bodem wordt doorgaans alleen de onverzadigde zone beschouwd, en percoleert er water via drainage of grondwatervoeding uit het systeem weg. Omdat bodemvocht de verdamping reguleert, treedt hier een negatieve terugkoppeling op, want de beschikbaarheid van bodemvocht is eindig. Een andere terugkoppeling vindt plaats in de atmosfeer, waar veranderingen in de regionale verdamping tot veranderingen in het neerslagpatroon kunnen leiden. Deze terugkoppeling hangt af van de interactie tussen lokale verdamping en niet-lokale processen zoals transport en convergentie, en is dus erg sterk schaal-afhankelijk en niet-triviaal.

Verdamping in hydrologische modellen

Het Nederlands waterbeheer is niet alleen wereldvermaard, maar ook tamelijk complex. We hebben te handelen met vele dimensies die te maken hebben met waterveiligheid, zoetwater-beschikbaarheid en waterkwaliteit. Voor het beheer van de landelijke watervoorziening wordt het Nederlands Hydrologisch Instrumentarium³ (NHI) ingezet in het Landelijk Hydrologisch Model (LHM), bijvoorbeeld om de effecten van droogte in zowel landelijke beleidsanalyses als "real-time" voor in droge perioden op de actuele waterbehoefte en verdeling van het beschikbare water in Nederlandse rivieren en meren in kaart te brengen. In tegenstelling tot NWP-modellen zijn grondwater en oppervlaktewater essentiële componenten van het LHM, naast de MetaSWAP bodemvochtmodule. De typische ruimtelijke resolutie van het LHM is 250x250 m², dat is ca. 10x fijnmaziger dan hedendaagse NWP-modellen. Daarnaast wordt gerekend met een tijdschaal van één dag, terwijl tijdstappen van enkele minuten gebruikt worden in NWP-modellen.

Voor de modellering van de verdamping worden voornamelijk de processen in de onverzadigde zone, de vegetatie en de interactie met de atmosfeer berekend (bijvoorbeeld Kroes e.a., 2009). De simulatie van verdamping in het LHM maakt gebruik van MAK-referentiegewasverdamping die door het KNMI wordt aangeleverd. Met de gewasfactormethode wordt de potentiële verdamping (NHV, 2002) berekend. De werkelijke verdamping wordt gesplitst in de verdamping van het gewas, *in casu* transpiratie, van de bodem, *in casu* evaporatie, van interceptiewater en van waterplassen op het maaiveld. De berekende werkelijke transpiratie wordt vervolgens voornamelijk bepaald door het gesimuleerde vochtgehalte in de wortelzone, en is gebaseerd op de reductie voor wateropname (Feddes e.a., 1978). Voor het open water wordt de verdamping benaderd met een tijdsafhankelijke "gewasfactor".

Naar een integraal en optimaal systeem voor werkelijke verdamping

De berekening van de verdamping heeft de afgelopen jaren diverse ontwikkelingen doorgemaakt en is door de jaren heen in de hydrologische wereld dikwijls onderwerp

3 www.nhi.nu

geweest van discussie. In de jaren '80 en '90 werd de werkelijke verdamping in hydrologische modellen vaak gesimuleerd met een 'gelumpte' gewasfactor als som van zowel de evaporatie, transpiratie als verdamping van interceptiewater. Dit sloot destijds goed aan bij andere veronderstellingen in de hydrologische modellering, bijvoorbeeld (semi-)stationaire stromingsberekeningen in grondwater. In het SWAP-model en later sinds de NHI- en LHM-ontwikkeling vanaf circa 2005 is de simulatie van de verdamping in de hydrologische modellen gedifferentieerd naar de verschillende verdampingstermen, nog steeds op basis van 'gelumpte' gewasfactoren en de leaf area index (LAI) of bedekkingsgraad van de bodem. Een eventuele validatie van deze splitsing vereist specifieke metingen van de verschillende verdampingstermen.

Een belangrijke barrière in de verdere ontwikkeling van de verdampingsberekening in het LHM is het gebrek aan een systematische validatie van de werkelijke verdamping, ook in verhouding tot berekende waterbalansen. De toenemende beschikbaarheid van informatie uit satellietbeelden, in combinatie met een netwerk van veldmetingen van bodemvocht en werkelijke verdamping en interactie met berekeningen van verdamping met NWP-modellen, zullen ons inziens de ontwikkelingen van het LHM positief beïnvloeden.

Een optimaal informatiesysteem ter bepaling van de werkelijke verdamping integreert ons inziens vier pijlers: (1) remote-sensing- en (2) ground-truth-metingen, met (3) berekeningen van zowel vlakdekkende weermodellen als (4) hydrologische modellen. Analyse, kalibratie, validatie en nader onderzoek verbinden deze pijlers actief met elkaar. Steeds vindt er een terugkoppeling plaats tussen de afzonderlijke pijlers, die samen een geheel vormen (Afbeelding 4).

Het waarnemingsdeel van het systeem bestaat uit een RS-product op basis van MAK, gebruikmakend van LSA-SAF-informatie. Daarnaast hebben we een netwerk van grondwaarnemingen bij diverse typen oppervlakken (land-vegetatie-open water-bebouwd



Afbeelding 4. Geïntegreerd systeem ter bepaling van de werkelijke verdamping.

gebied) voor ogen, dat bestaat uit componenten zoals KNMI-AWS-stations (E_r , MAK), lysimeters (E), bijvoorbeeld geïnstalleerd op KNMI-AWS-stations, en scintillometers (E). De KNMI-stations kunnen worden uitgebreid met sensoren voor netto straling R_n (oppervlaktetemperatuur en droogte) en 2D-sonische anemometers (luchttemperatuur en windsnelheid). In droge delen van Nederland kan een hydrologisch model online worden ingezet om de bodemwaterbalans bij te houden, te gebruiken als indicator voor droogte en verdampingsreductie.

Op het gebied van modellering van verdamping stellen we voor om de barrière die er typisch bestaat tussen de meteorologische en hydrologische aanpak op te heffen. De meteorologische aanpak gebruikt te weinig beschikbare informatie over hydrologische processen in de grond en de (bodem)waterbalans, terwijl de hydrologische aanpak onvoldoende rekening houdt met atmosferische feedback en de energiebalans. Voor NWP-toepassingen wordt een systeem ontwikkeld waarin de hydrologische landprocessen continue worden bijgestuurd via data-assimilatie en parameteroptimalisatie. Aandachtspunt hierbij is de kwaliteit van de waarnemingen. Het KNMI is recent een meerjarig onderzoeks- en ontwikkelprogramma gestart waarbij deze data-assimilatie wordt gecombineerd met een parameteroptimalisatietechniek, waardoor meer informatie uit deze waarnemingen kan worden geëxtraheerd. Ook worden gegevens uit niet-conventionele bronnen gebruikt, zoals modelberekeningen met het Landelijk Hydrologisch Model (LHM) of regionale modellen zoals MORIA, IBRAHYM, MIPWA of het Brabant-model. Een volgende stap is een directe koppeling van het NWP-model aan het LHM, met een representatie van verdamping in het gekoppelde land-atmosfeersysteem.

Het informatiesysteem kan worden gebruikt om een data-archief op te bouwen ten behoeve van de evaluatie van beleid of modelvalidatie. Daarnaast kan het worden gebruikt voor operationele toepassingen als monitoring en verwachtingen, ter ondersteuning van bijvoorbeeld de zoetwaterverdeling over Nederland tijdens droogte. Het informatiesysteem zou bij het KNMI ondergebracht kunnen worden of deel uit kunnen gaan maken van meteobase.nl.

De infrastructuur in Nederland op het vlak van werkelijke verdamping en bodemvocht is beperkt, in tegenstelling tot bijvoorbeeld Duitsland en het Verenigd Koninkrijk. Hier zijn netwerken voor werkelijke verdamping en bodemvocht ingericht en operationeel. Verbetering van de infrastructuur in Nederland vereist een investering en nauwe samenwerking tussen meteorologen en hydrologen aan de ene kant en de waterbeheer-, landbouw- en drinkwatersector aan de andere kant. Binnen een nationaal en Europees verband, à la het Europese neerslagradar-netwerk, kan een netwerk van E -stations opgezet worden om de cruciale grootheid E beter in beeld te hebben dan nu het geval is.

Dankwoord

Fred Bosveld, Bart van den Hurk en John de Vries (KNMI), Durk Klopstra en Ruud Hurkmans (HKV Lijn in Water), Timo Kroon (Deltares), Flip Witte, Ruud Bartholomeus en Bernard Voortman (KWR) danken we voor de inhoudelijke gesprekken en discussies.

Literatuur

Allen, R.G. en Fischer, D. F. (1990) Low-cost electronic weighing lysimeters. *Trans. ASAE*, 33 (6), 1823-1833.

Allen, R.G., Pruitt, W.O. en Jensen, M.E. (1991) Environmental requirements of lysimeters. In: *Lysimeters for Evapotranspiration and Environmental Measurements*, 170-181. American Society of Civil Engineers New York, USA.

Allen R.G., L.S. Pereira, D. Raes en M. Smith (1998) Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage*, paper 56, FAO Rome.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., en Jensen, M.E. (2011a) Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, 98, (6), 899-920.

Allen, R.G., A. Irmak, R. Trezza, J.M.H. Hendricks, W.G.M. Bastiaanssen en J. Kjaersgaard (2011b) Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrological Processes*, 25 (26), 4011-4027.

Baatz, R., H.R. Bogaen, H.-J. Hendricks Franssen, J.A. Huisman, C. Montzka, en H. Vereecken (2015) An empirical vegetation correction for soil water content quantification using cosmic ray probes. *Water Resour. Res.*, 51, doi: 10.1002/2014WR016443.

Baldocchi D., en Rao, S. (1995) Intra-field variability of scalar flux densities across a transition between a desert and an irrigated potato site. *Boundary-Layer Meteorol.*, 76:109-136.

Balsamo, G., A. Beljaars, K. Scipal, P. Viterbo, B. van den Hurk, M. Hirschi, en A. K. Betts (2009) A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the Integrated Forecast System, *J. Hydrometeorol.*, 10(3), 623-643, doi:10.1175/2008JHM1068.1.

Bauer, P., A. Thorpe, en G. Brunet (2015) The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature, Research Review*, September 2015.

Berengena, J., en Gavilán, P. (2005) Reference Evapotranspiration Estimation in a Highly Advective Semiarid Environment. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 131 (2), 147-163.

Beyrich, F., H. A. R. De Bruin, D. Etling en T. Foken (2006) Preface: The LIT-FASS-2003 experiment, *Boundary-Layer Meteorol.*, 121, 1-4.

Beyrich, F., H. A. R. De Bruin, W. M. L. Meijninger, J. W. Schipper en H. Lohse (2002) Results from one-year continuous operation of a large aperture scintillometer over heterogeneous land surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 105, 85-97.

Beyrich, F., S.H. Richter, U. Weisensee, W. Kohsiek, H.Lohse, H.A.R. De Bruin, Th. Foken, M.Göckede, F.Berger, R. Vogt en E. Batchvarova (2002) Experimental determination of turbulent fluxes over heterogeneous LITFASS area: Selected results from the LITFASS-98 experiment. *Theor. Appl. Climatol.* 75, 19-34.

Beyrich, F., en H.-T. Mengelkamp (2006) Evaporation over a heterogeneous land surface. EVA_GRIPS and the LITFASS-2003 experiment: an overview. *Boundary-Layer Meteorology*, 121, 5-32. DOI: 10.1007/s10546-006-9079-z.

Bloemendaal, N. en S. Tijm (2016) Extreme temperatuurverwachtingen in HARMONIE vanwege een verkeerd gemodelleerd groeiseizoen. *Meteorologica*, 4-2016, 8-11.

Brolsma, R., J. Buma, H. van Meerten, M. Dionisio en J. Elbers (2011) Effect van droogte op stedelijk gebied. Kennis voor Klimaat rapport nummer KvK 87/2012, ISBN 978-94-90070-61-8. Deltares, 2011.

Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., en Cabelguenne, M. (1998) An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. For. Meteorol.*, 92, 73-95.

CHO-TNO (ed. Hans Hooghart) (1987) Evaporation and Weather, *Comm. Hydrol. Res.* TNO, Den Haag. Proc. and Inform.

Chrisman, B. en M. Zreda (2013) Quantifying mesoscale soil moisture with the cosmic-ray rover, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 5097-5108, 2013, doi:10.5194/hess-17-5097-2013.

De Bruin, H.A.R. (1982) Temperature and energy balance of a water reservoir determined from standard weather data of a land station. *J. of Hydrology*, 59, 261-275.

De Bruin, H.A.R. (1987) From Penman to Makkink. *Comm. Hydrol. Res.*, TNO, Den Haag. Proc. and Inform., 39, 5-32.

De Bruin, H.A.R., W. Kohsiek, en B.J.J.M. van den Hurk (1993) A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. *Boundary-Layer Meteorology*, 63, 231-257.

De Bruin, H.A.R., B.J.J.M. van den Hurk en W. Kohsiek (1995) The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Boundary-Layer Meteorology*, 76, 25-40.

De Bruin, H.A.R., Hurk, B.J.J.M. van den, en Kroon, L.J.M. (1999) On the Temperature-humidity correlation and similarity. *Boundary-Layer Meteorology*, 93, 453-468.

De Bruin, H.A.R., Ronda, R.J., en Wiel, B.J.H. van de (2000) Approximate solutions for the Obukhov length and the surface fluxes in terms of bulk Richardson numbers. *Boundary-Layer Meteorology*, 95, 145-157.

- De Bruin, H.A.R., en Hartogensis, O.K.** (2005) Variance method to determine fluxes of momentum and sensible heat in the stable atmospheric surface layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 115, 385-392.
- De Bruin, H.A.R.** (2014) Over referentiegewasverdamping, *Meteorologica*, 1-2014.
- De Bruin, H.A.R., en H. van den Dool** (2015) Een model voor de temperatuur en de verdamping van een waterbekken. *Meteorologica*, 4-2015, 10-13.
- De Bruin, H.A.R., en H.M. van den Dool** (2015) Eenvoudige formules voor langgol- vige straling. *Meteorologica*, 4-2015, 17-19.
- De Bruin, H.A.R., I.F. Trigo, F. C. Bosveld en J.F. Meirink** (2016) A thermodyna- mically based model for actual evapotranspiration of an extensive grass field close to FAO reference, suitable for remote sensing application, *J. of Hydromet.*, doi: 10.1175/ JHM-D-15-0006.1.
- De Bruin, H.A.R.** (2017) Dagelijkse referentiegewasverdamping geschat uit satel- lietbeelden: van Makkink naar een nieuw EUMESAT LSA SAF product. *Stromingen* 29 (2017), nummer 3.
- Euser, T., Luxemburg, W.M.J., Everson, C.S., Mengistu, M.G., Clulow, A.D., en Bastiaanssen, W.G.M.** (2014) A new method to measure Bowen ratios using high- resolution vertical dry and wet bulb temperature profiles, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2021– 2032, doi:10.5194/hess-18-2021-2014.
- Ezzahar, J., A. Chehbouni, J.C.B., Hoedjes, S., Er-Raki, Ah., Chehbouni, G., Boulet, J.-M., Bonnefond, en H.A.R. De Bruin** (2007) The use of the scintillation technique for monitoring seasonal water consumption of olive orchards in a semi-arid region. *Agr. Water Management*, 89, 173-184.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J., en Zaradny, H.** (1978) Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monographs*. Pudoc, Wageningen, 189 pp.
- Feddes, R.A.** (1987) Crop factors in relation to Makkink Reference-crop evapotrans- piration, *Comm. Hydrol. Res.*, TNO, Den Haag. Proc. and Inform., 39, 33-47.
- Foken, Th.** (2008) The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Ap- plications*, 18(6), 2008, pp. 1351-1367.
- Fuchs, H.** (2016) Effects of biomass on soil moisture measurements using cosmic-ray neutron probes. MSc. Thesis Duisburg-Essen University and Radboud University Nij- megen.
- Ghilain, N., Arboleda, A., en Gellens-Meulenberghs, F.** (2011) Evapotranspiration modelling at large scale using near-real time MSG SEVIRI derived data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 771-786.

Grimmond, C.S.B., en T.R. Oke (1991) An evapotranspiration-interception model for urban areas. *Water Res. Res.* Vol 27, No. 7, 1739-1755.

Hartogensis, O.K. (2006) Exploring scintillometry in the stable atmospheric surface layer, Proefschrift, Wageningen Universiteit.

Hoedjes, J.C.B., A. Chehbouni, J. Ezzahar, R. Escadafal, and H. A. R. De Bruin (2007) Comparison of Large Aperture Scintillometer and Eddy Covariance Measurements: Can Thermal Infrared Data Be Used to Capture Footprint-Induced Differences?, *J. of Hydrometeorol.*, 13, 144-159.

Hooghart, J.C. en W.N. Lablans (red) (1988) Eindrapport van de KNMI-Projectgroep en de CHO-Begeleidingsgroep Verdampingsberekeningen.

Jacobs, C., en H.A.R. de Bruin (1992) The sensitivity of regional transpiration to land-surface characteristics: significance of feedback. *Journal of Climate*, Volume 5, 683-698.

Jacobs, C., J. Elbers, E. Moors en B. van Hove (2015a) Hoeveel water verdampt de stad? *H2O Water Matters*, oktober 2015, 34-37.

Jacobs C., Elbers, J., Brolsma, R., Hartogensis, O., Moors, E., Rodríguez-Carretero Márquez, M.T., and van Hove, B. (2015b) Assessment of evaporative water loss from Dutch cities. *Build. Environ.*, 83, 27-38.

Jia, L., Hurk, B. van den, Menenti, M., Moene, A.F., De Bruin, H.A.R., Baselga Yrisarry, J., Ibanez, M., en Cuesta, A. (2003) Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 75-88.

Keijman, J.Q. (1974) The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. *Boundary-Layer Meteorology*, 7, 399-407.

Köhli, M., M. Schön, M. Zedra, U. Schmidt, P. Dietrich en S. Zacharias (2016) Footprint characteristics revised for field-scale soil moisture monitoring with cosmic-ray neutrons. *Water Res. Res.*, 51, 5772-5790 (2015).

Kroes, J.G., Van Dam, J.C., Groenendijk, P., Hendriks, R.F.A., en Jacobs, C.M.J. (2009) SWAP version 3.2, Theory description and user manual. *Alterra Report*, 1649 (update 02), Wageningen University and Research Centre, Wageningen.

Mauder, Matthias, Steven P. Oncley, Roland Vogt, Tamas Weidinger, Luis Ribeiro, Christian Bernhofer, Thomas Foken, Wim Kohsiek, Henk A. R. De Bruin and Heping Liu (2007) The energy balance experiment EBEX-2000. Part II: Intercomparison of eddy-covariance sensors and post-field data processing methods. *Boundary-Layer Meteorol.*, 123, 29-54.

Meijninger W.M.L., Moene A., Hartogensis O.K., De Bruin, H.A.R., en Heusinkveld, B.G. (2000) Large Aperture Scintillometer: User Manual and Technical Information. Wageningen University, Wageningen, The Netherlands, 63 pp.

Meijninger W.M.L., en De Bruin, H.A.R. (2000) The sensible heat fluxes over irrigated areas in Western Turkey determined with a large aperture scintillometer. *Journal of Hydrology*, 229, 42-49.

Meijninger W.M.L., Hartogensis O.K., Kohsiek W., Hoedjes J.C.B., Zuurbier R.M., en De Bruin, H.A.R. (2002) Determination of area-averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface - Flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 37-62.

Meijninger W.M.L., Green A.E., Hartogensis O.K., Kohsiek W., Hoedjes J.C.B., Zuurbier R.M., en De Bruin, H.A.R. (2002) Determination of area-averaged water vapour fluxes with large aperture and radio wave scintillometers over a heterogeneous surface - Flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 105, 63-83.

Meijninger, W.M.L. (2003) Surface fluxes over natural landscapes using scintillometry. PhD. thesis, Wageningen University, ISBN 90-5808-885-5, 164 pp.

Meijninger W.M.L., Beyrich F., Luedi A., Kohsiek W., en De Bruin, H.A.R. (2006) Scintillometer-based turbulent fluxes of sensible and latent heat over a heterogeneous land surface - a contribution to LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorol.*, 121, 89-110.

Moncrieff, J.B., J.M. Massheder, H.A.R. De Bruin, J. Elbers, T. Friborg, B. Heusinkveld, P. Kabat, S. Scott, H. Soegaard en A. Verhoef (1997) A system to measure fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. of Hydrology*, 188-189, 589-611.

Moors, E.J. (2012) Water Use of Forest in The Netherlands. PhD. Thesis Amsterdam Free University. 290p.

NHV (2002) Hydrologische woordenlijst. *NHV-special* 5.

NHV (2015) Verdamping in de Hydrologie. NHV-Werkgroep Verdamping. *NHV-special* 8.

Oke, T.R. (1973) City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment*, 7, 769-779.

Schotanus, P., F.T.M. Nieuwstadt en H.A.R. De Bruin (1983) Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.*, 26, 81-93.

Shuttleworth, J., R. Rosolem, M. Zreda en T. Franz (2013) The COsmic-ray Soil Moisture Interaction Code (COSMIC) for use in data assimilation, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3205-3217, 2013, doi:10.5194/hess-17-3205-2013.

- STOWA** (2009) Verbetering bepaling actuele verdamping voor het strategisch Waterbeheer. Definitiestudie. *STOWA Rapport 11* (2009). ISBN 978.90.5773.428.1.
- STOWA** (2010a) Gemeten actuele verdamping voor twaalf locaties in Nederland. *STOWA Rapport 36* (2010). ISBN 978.90.5773.489.2.
- STOWA** (2010b) Penman-Monteith referentieverdamping: inventarisatie beschikbaarheid en mogelijkheden tot regionalisatie. *STOWA Rapport 37* (2010). ISBN 978.90.5773.491.5.
- STOWA** (2014) Vergelijking van enkele schattingsmethoden voor de actuele verdamping. *STOWA Rapport 18* (2014). ISBN 978.90.5773.630.8.
- STOWA** (2016) Nowcasten actuele vullingsgraad bodem (met behulp van een model en remote sensing data). *STOWA Rapport 20* (2016). ISBN 978.90.5773.722.0.
- Stricker, H., en W. Brutsaert** (1978) Actual evapotranspiration over a summer period in the "Hupsel Catchment". *Journal of Hydrology*, 39, 139-157.
- Su, Z.** (2002) The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *HESS*, 6 (1) 85-99, 2002.
- Temesgen, B., R.G. Baatz en D.T. Jensen** (1999) Adjusting Temperature Parameters to Reflect Well-Watered Conditions, *J. of Irrig. And Drain.*, 26-33.
- Theeuwes, N.E., A. Solcerova, en G.J. Steeneveld** (2013) Modeling the influence of open water surfaces on the summertime temperature and thermal comfort in the city. *Journal of Geoph. Res. Atmospheres*, Vol. 118, 8881-8896, doi:10.1002/jgrd.50704, 2013.
- Van Dijk, A., A.F. Moene en H.A.R de Bruin** (2004) The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library. *Meteorology and Air Quality*, (Internal Report 2004/1) - p. 96.
- Van den Hurk, B.J.J.M., Viterbo, P., Beljaars, A.C.M., en Betts, A.K.** (2000) On-line validation of the ERA40 surface scheme. *ECMWF TechMemo.*, 295, 42 pp., ECMWF, Reading.
- Van den Hurk, Bart, Pier Siebesma, Jan Barkmeijer en Gerard van der Steenhoven** (2016) Een stille revolutie in de meteorologie, *Meteorologica*, 1-2016.
- Van Hove, L.W.A., G.J. Steeneveld, C.M.J. Jacobs, B.G. Heusinkveld, J.A. Elbers, E.J. Moors en A.A.M. Holtslag** (2011) Exploring the Urban Heat Island intensity of Dutch cities. Assessment based on a literature review, recent meteorological observations, and data sets provided by hobby meteorologists. *Alterra Rapport*, 2170, 60 pp.

Van Kesteren, Bram., Oscar K. Hartogensis, Daniëlle van Dinther, Arnold Moene en H.A.R. de Bruin (2013a) Measuring H₂O and CO₂ Fluxes at Field scales using Scintillometry: Part I - introduction and validation of four methods. *Agr. and Forest Meteorol.*, 178-179, 75-87.

Van Kesteren, Bram, Oscar K. Hartogensis, Daniëlle van Dinther, Arnold Moene en H.A.R. de Bruin (2013b) Measuring H₂O and CO₂ Fluxes at Field scales using Scintillometry: part II - Validation and application of 1-min flux estimates. *Agr. and Forest Meteorol.*, 178-179, 88-105.

Verhagen, F., Spek, T., Witte, F., Voortman, B., Moors, E., Querner, E., Eertwegh, G. van den, en Bakel, J. van (2013) Expertdialoog de Veluwe: begrijpen we het watersysteem? *Stromingen*, 20 (2014), nummer 3.

Voortman, B.R., Bartholomeus, R.P., van der Zee, S.E.A.T.M., Bierkens, M.F.P., Witte, J.P.M. (2015) Quantifying energy and water fluxes in dry dune ecosystems of the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19 (9), 3787-3805.

Voortman, B.R., e.a. (2016) Een kosteneffectief systeem voor het meten van de verdamping. Eindrapportage TKI-project lysimeters. *KWR Rapport*, 2016.068, juli 2016.

Voortman, B., Jan-Philip Witte, Hans van Rheenen, Fred Bosveld, Jan Elbers, Frank van der Bolt, Joost Heijkers, Jan Hoogendoorn, Almer Bolman, Teun Spek en Maurits Voogt (2016) Een nieuwe en handzame lysimeter: eerste stap naar een nationaal netwerk voor de werkelijke verdamping? *Stromingen*, 26 (2016) 2.

Wang, K., en Dickinson, R. E. (2012) A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Rev. Geophys.*, 50, RG2005.

Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Osterle, H., Adam, J. C., Bellouin, N., Boucher, O., en Best, M. (2011) Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. *J. Hydrometeorol.*, 12, 823-848, doi:10.1175/2011jhm1369.1, 2011.

Xin Li, Guodong Cheng, Shaomin Liu, Qing Xiao, Mingguo Ma, Rui Jin, Tao Che, Qinhua Liu, Weizhen Wang, Yuan Qi, Jianguang Wen, Hongyi Li, Gaofeng Zhu, Jianwen Guo, Youhua Ran, Shuoguo Wang, Zhongli Zhu, Jian Zhou, Xiaoli Hu, en Ziwei Xu (2013) Heihe watershed allied telemetry experimental research (HiWATER) Scientific Objectives and Experimental Design. *Bul. Am. Met. Soc.*, 1145-1160.

Zreda, M., e.a. (2012): COSMOS: the COsmic-ray soil moisture observing system. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16 (11), 4079-4099.

Actual evapotranspiration: towards an integrated approach from a hydrological and meteorological perspective

Actual evapotranspiration is an important variable in hydrology and meteorology, important for agricultural crop production and drinking water production. Meteorological and hydrological models both need actual evapotranspiration data for calibration and validation. The Netherlands structurally lacks an infrastructure on long-term determination of actual evapotranspiration. We propose to set up an integrated system to generate actual evapotranspiration information. This system is based on combined and coupled remote sensing information, ground measurement networks, and hydrological en meteorological simulation models.

Appendix I : Theorie voor verdamping uit goed-gemengd open water

De temperatuur en verdamping van meren, waterbekkens en rivieren spelen een rol bij verschillende maatschappelijke problemen. Watertemperatuur is van belang voor volksgezondheid (botulisme), afbraak van pesticiden in water, toerisme, energievoorziening (koeling van centrales en industrie langs rivieren) en verdamping uiteraard voor de waterbalans van meren spaarbekkens. In de jaren '70 werd op het KNMI een model ontwikkeld dat de watertemperatuur en verdamping berekende op grond van standaard weergegevens (Keijman, 1974). Dit model geldt voor een goed gemengde waterkolom. Recent toonde De Bruin (2015) aan dat het model Keijman met MSG schattingen van de inkomende straling (lang- en kortgolvig) de gemeten watertemperatuur zeer goed berekent voor het waterbekken de Petrusplaat. Het KNMI past het model Keijman operationeel toe in het KNMI- ijsgroei-model. Dit is beperkt tot een waterdiepte van 2 m en een locatie nabij De Bilt.

Voor details van het model wordt verwezen naar de oorspronkelijke publicatie Keijman (1974). Hier schetsen we alleen de grote lijnen. Uitgegaan wordt van de vergelijkingen voor de verdamping van een wateroppervlak in energievorm; $LE = f_u[es(T_o) - e_a]$ en voor de voelbare warmtestroom $H = \gamma f_u(T_o - T_a)$ waarin $L_v E$ de latente warmtestroom is, L de specifieke verdampingswarmte van water, E de verticale waterdampstroom, f_u een 'windfunctie', T_o de watertemperatuur aan het oppervlak, $e_s(T_o)$ de verzadigingsdampdruk van waterdamp bij T_o en γ de psychrometerconstante. Verder zijn T_a en e_a de temperatuur en de dampdruk van waterdamp op standaard waarnemingshoogte. Energiebehoud vereist dat $Q^* - G = H + L_v E$, waarin Q^* de nettostraling en G de verandering van de warmteopslag in het water per eenheid van tijd en oppervlak. Voor de nettostraling geldt: $Q^* = (1 - \alpha)H^+ + L^+ - \sigma T_o^4$ waarin K^+ de inkomende kortgolverige straling, L^+ de inkomende langgolverige straling, α de albedo van water, σ de Stephan-Boltzmannconstante en T_o wordt uitgedrukt in kelvin. Na wat vereenvoudigingen leidt dit tot $G = A(T_e - T_o)$ waarin 'uitwisselingscoëfficiënt $A = 4\sigma T_n^3 + f_u(s + \gamma)$. Hierin is T_n de natte-boltemperatuur is en $s = \left. \frac{de_s}{dT} \right|_{T=T_n}$ en de 'evenwichtstemperatuur' T_e gedefinieerd met

$$T_e = T_n + \frac{Q_n^*}{A} \quad (1)$$

met Q_n^* de nettostraling als $T_o = T_n$. Omdat verondersteld wordt dat het water goed gemengd is geldt dat

$$G = C_w h \frac{\partial T_o}{\partial t} \quad (2)$$

met C_w de warmtecapaciteit per volume eenheid van water en h de waterdiepte. Dit leidt met $\tau = C_w h / A$ tot de prognostische vergelijking:

$$\frac{\partial T_o}{\partial t} = \frac{T_e - T_o}{\tau} \quad (3)$$

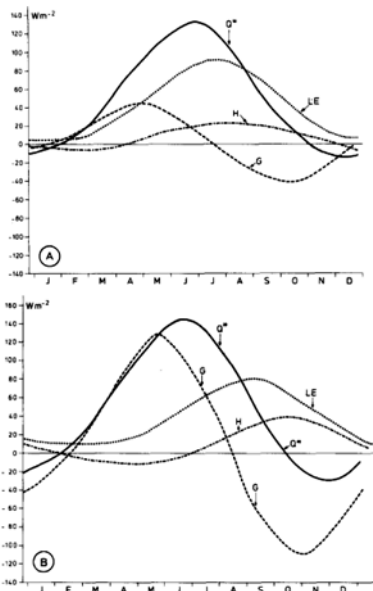
T_e en τ worden door het weer bepaald: T_e is de meteorologische forcering en τ een maat voor de snelheid waarmee T_o op veranderingen van T_e reageert: τ is evenredig met de waterdiepte, dus geldt hoe dieper het trager.

Bij gegeven beginwaarde van $T_o(t_o)$ op tijdstip $t = t_o$ kan met (3) de watertemperatuur T_o worden berekend met behulp van standaard meteorologische waarnemingen waarmee T_e en τ kunnen worden berekend (De Bruin, 1982; 2004). Vervolgens kunnen de fluxen H , LE en G met behulp van voornoemde relaties:

$H = \gamma f_u (T_o - T_a)$, $LE = f_u [e_s(T_o) - e_a]$ en $G = C_w h \frac{\partial T_o}{\partial t}$. De berekende gemiddelde jaarlijkse gang van deze termen werden door De Bruin (1982) berekend voor de waterreservoirs de Grote Rug (bij Dordrecht, diepte 5 m) en de Petrusplaat (in de Biesbosch, diepte 15 m; Figuur I-1).

Te zien is dat de verdamping (in energie-eenheden) ten opzichte van de netto-straling na-ijlt. De na-ijling is evenredig met de tijdconstante τ . Voor een meer van 5 m diep is de na-ijling ongeveer 10 dagen, voor het 15 m diepe meer ongeveer een maand. Verder is te zien dat de verdamping van het 5 m diepe meer groter is dan van het 15 m diepe meer. De na-ijling heeft te maken met het feit dat in het voorjaar stralingsenergie wordt gebruikt om water op te warmen. Hoe dieper het water hoe groter dit effect is. Daarmee is stralingsenergie niet beschikbaar voor verdamping in het voorjaar. In het najaar koelt het water weer af, daardoor is naast de netto-straling extra warmte beschikbaar voor verdamping. De verdamping van meren gedraagt zich dus anders dan die van goed van water voorzien gras. Deze laatste kan worden afgeschat met de formules afgeleid voor de referentiegewasverdamping. Deze wordt in hoofdzaak bepaald door de netto-straling.

Uit deze resultaten volgt dat de verdamping van meren niet evenredig kan zijn met de referentiegewas-verdamping. Fysisch bezien is de verklaring hiervoor dat water een grote warmtecapaciteit heeft en dat daardoor 'het weer nu' niet alleen de verdamping bepaalt, maar ook het weer in het verleden.



Figuur I-1. Berekende gemiddelde jaarlijkse gang van de voelbare warmestroom (H), de verdamping in energie-eenheden (LE), de netto-straling en de verandering van de warmte opgeslagen in het water per m^2 (G), uit De Bruin (1982).

Appendix II : Kanttekeningen bij de Penman-Monteith formule

Penman-Monteith vergelijking

Voor lage gewassen die de bodem volledig bedekken blijkt de Penman-Monteith (PM) vergelijking goede schattingen geeft van de werkelijke verdamping. Er is een zeer uitgebreide literatuur over deze aanpak. Echter, het aantal publicaties waarin PM systematisch getest wordt is beperkt. In de loop der tijd werd door vele auteurs zonder behoorlijke onderbouwing aangenomen dat er een 'standaard versie van PM de werkelijke verdamping geeft, zonder wordt n te gaan onder welke omstandigheden deze formule geldig is en welke invoergegevens nodig zijn. In werkelijkheid zullen namelijk lokale factoren, zoals het type oppervlak en de ruimtelijke schaal van heterogeniteit van het oppervlak, de werkelijke verdamping beïnvloeden. Een belangrijk punt is dat toepassing van PM vereist dat invoergegevens boven het gewas waarvoor de verdamping wordt gerekend worden gebruikt. Toepassing van PM in meteorologische en hydrologische modellen worden later besproken.

Dit alles neemt niet weg dat PM mits op correcte wijze toegepast goede verdampings-schattingen kan geven. Vaak wordt PM dan geschouwd als een formule afgeleid van eerste natuurkundige wetmatigheden. Dat is een misverstand. In deze Appendix gaan we op dit punt nader in. Onze boodschap hier is dat PM goede resultaten kan geven mits de benodigde invoergegevens boven het gewas worden gemeten waarvoor berekeningen worden uitgevoerd en waarbij de semi-empirische modelparameters zijn gekalibreerd voor dit gewas onder verschillende meteorologische omstandigheden. Hiervoor is een netwerk van verdampingstations nodig.

Daardoor zijn het doen van betrouwbare schattingen van de werkelijke verdamping en wel vlakdekkend op veldschaal, is in feite een nog onopgelost vraagstuk. Het in De Bruin (2017) besproken voorbeeld van lokale advection levert voor een geïrrigeerd landbouwgewas, omgeven door droge terreinen, een aanzienlijke aanvullende energiebron voor verdamping ten gevolge van lokale advection. De luchtstroming boven zo'n heterogeen gebied is zelf verre van homogeen, en belangrijke aannames achter PM en energiebalansmodellen, zoals een flux die niet varieert met de hoogte, zijn daarom niet geldig. Fundamenteel theoretisch

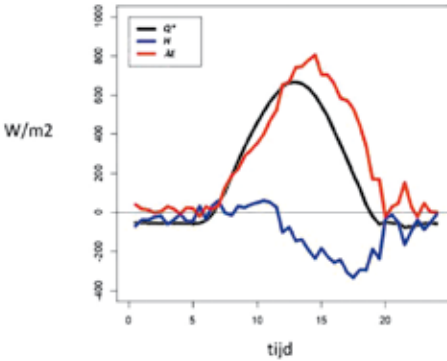
als experimenteel onderzoek op dit terrein moet nieuwe inzichten verschaffen op dit terrein. Samenwerking tussen onderzoekers op het vlak van meteorologie en hydrologie is hiervoor nodig.

PM wordt veel toegepast in de verdampingsliteratuur en vaak wordt beweerd dat het een fysische formule is. In deze appendix willen we aantonen dit PM verschillende empirische modelparameters bevat, waardoor de formule alleen dan goede resultaten oplevert mits deze modelparameters worden gekalibreerd voor het oppervlaktype waarop PM wordt toegepast.

De IFAPA dataset

Wij zullen een unieke micro-meteorologische dataset gebruiken verzameld op het Experimentele station op het terrein van het IFAPA Agricultural Training and Research Center, nabij Cordoba, Spain, in de Guadalquivir vallei. Het betreft een grasveld van

ongeveer 1 ha dat doormiddel irrigatie goed van water wordt voorzien. In het midden is een precisie lysimeter geïnstalleerd die zo precies is dat de halfuur verdampingswaarden kunnen worden bepaald. Tijdens een intensieve meetperiode werden parallel halfuurlijkse waarnemingen verricht van de oppervlaktetemperatuur, de bodemwarmtestroom, de nettostraling en diens vier componenten alsmede te windsnelheid, luchttemperatuur en luchtvochtigheid. Voor een gedetailleerd beschrijving zie Berengena en Gavilán (2005). Uit deze publicaties blijkt dat in het zeer geregeld lokale advection (De Bruin, 2017) optreedt.



Figuur II-1: Gemeten verdamping met de lysimeter in energie-eenheden (rood), de voelbare warmtestroom (blauw) en de nettostraling voor een dag in juli 2009.

Te zien is (Figuur II-1) dat na ongeveer 11 uur de voelbare warmtestroom negatief is met een minimale waarde van ca. 350 W² omstreeks 19 uur. Daardoor is er naast nettostraling extra energie beschikbaar voor verdamping waardoor deze na 11 uur groter wordt dan Q*. Opvallend is ook dat omstreeks 22 uur dus na zonsondergang de verdamping positief is en H 'gespiegeld' negatief. Met nadruk wordt opgemerkt dat we hier een dataset bewerken verzameld onder sterk advection omstandigheden. Dat zijn omstandigheden waaronder de basisaannamen waarvoor bijvoorbeeld PM is afgeleid niet meer gelden. Het doel van het volgende is aan te tonen dat desondanks de modelparameters in PM zo 'getuned' kunnen worden dat PM goede resultaten geeft. De boodschap is dat die 'tuning' maakt dat PM een empirische aanpak is en niet een puur fysisch formule is.

Theorie en berekeningen

De Penman-Monteith vergelijking (4) luidt:

$$\lambda E = \frac{s(Q^* - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} (e_s(T_a) - e_a)}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \tag{4}$$

In (4) is E de verdamping, de specifieke verdampingswarmte van water, Q* de nettostraling, G de bodemwarmtestroom, ρ de luchtdichtheid, c_p de specifieke soortelijke warmte van lucht bij constante druk, T_a de luchttemperatuur op 2m, e_s(T_a) de verzadigingsdampdruk bij T_a, s de afgeleide van e_s(T_a) bij T_a, γ = $\frac{c_p \rho}{\epsilon \lambda}$ de psychrometer constante, met ρ de luchtdruk en ε de verhouding van of de specifieke gasconstante voor droge lucht dry air en waterdamp, r_a de aerodynamische weerstand, en r_s de oppervlakte weerstand.

Het is goed terug te gaan naar de set van vergelijkingen waarvan PM is afgeleid.

Dit betreft de energiebalans vergelijking

$$Q^* - G = H + \lambda E \quad (5)$$

De nettostraling kan worden geschreven als

$$Q^* = K^\downarrow - K^\uparrow + \varepsilon_s [L^\downarrow - \sigma(T_s + 273.15)^4] \quad (6)$$

met K^\downarrow de inkomende kortgolvlige straling, K^\uparrow de uitgaande kortgolvlige straling, L^\downarrow de inkomende langgolvlige straling, T_s de oppervlaktetemperatuur, ε_s de emissiviteit van het aardoppervlak, en σ de Stephan-Boltzmann constante.

De voelbare warmtestroom wordt gegeven door:

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (7)$$

Volgens de Monin-Obukhov theorie wordt de aerodynamische weerstand beschreven door

$$r_a = \Phi(T_s, T_a, u_2, d, z_{om}, z_{oh}) \quad (8)$$

waarin u_2 de windsnelheid op 2m hoogte, d , z_{om} en z_{oh} respectievelijk de verplaatsingshoogte, de ruwheidslengte voor impuls en de ruwheidslengte voor warmtetransport en verdamping zijn. Dit zijn empirische modelparameters en $r_a = \Phi(T_s, T_a, u_2, d, z_{om}, z_{oh})$ een Monin-Obukhov functie. Hier is van belang op te merken dat de Monin-Obukhov theorie (MO) alleen geldig is voor de oppervlaktelaag tussen $z = 20 z_{om}$ en $0.1 h$, met h de hoogte van de atmosferische grenslaag. Bij het afleiden van PM wordt MO geëxtrapoleerd naar het oppervlak: voor warmte naar z_{oh} en voor impuls naar z_{om} . Er zijn geen zuiver fysische theorie voor z_{oh} en z_{om} . Ze worden geschat met empirische vuistregels uit o.a. de gewashoogte. Details over r_a kunnen elders worden gevonden.

De verdamping uitgedrukt in energie-eenheden wordt gegeven door:

$$\lambda E = \frac{\rho c_p e_s (T_s) - e_a}{\gamma} \frac{1}{r_a + r_s} \quad (9)$$

Dit is in feite een definitievergelijking voor de oppervlakteweerstand r_s . Het is het conceptuele model voorgesteld door Monteith, waarin het gewas schematisch wordt vervangen door een enkel groot blad waarin huidmondjes worden gedacht. Waterdampuitwisseling met de atmosfeer vindt plaats via deze huidmondjes. Deze huidmondjesopening wordt bepaald door het beschikbare bodemvocht. Bij vochttekort sluiten de huidmondjes zich. Dit proces wordt beschreven door de oppervlakteweerstand r_s . Merk op dat door invoering van (7) in het Monteith model aangenomen wordt dat de lucht in de huidmondjes verzadigd is bij luchttemperatuur T_s . Het duidelijk dat het Monteith-model een sterk vereenvoudigde en empirische beschrijving is van de complexe processen die zich afspelen in de gewaslaag leiden tot de werkelijk verdamping. In dit verband is het belangrijk op te merken dat r_s een hypothetisch grootheid is en dat deze niet direct kan worden gemeten. Wel is het mogelijk $r_a + r_s$ af te leiden uit onafhankelijk waarnemingen van E , H , T_s , T_a en e_a door toepassingen van

vergelijkingen (7) en (9). Omdat de stabiliteit van de atmosfeer een dagelijkse gang heeft, kan deze procedure alleen worden uitgevoerd voor tijdsintervallen van uur of korter. Voor de IFAPA dataset die goed van water voorzien gras betreft, hebben we op deze manier r_a en r_s bepaald en we vonden dat r_s een duidelijke dagelijkse gang vertoont. Voor onze berekeningen gebruiken we een eenvoudige empirische schattingsformule waarbij r_s een functie is van de tijd in de dag en van de inkomende kortgolvlige straling, dus

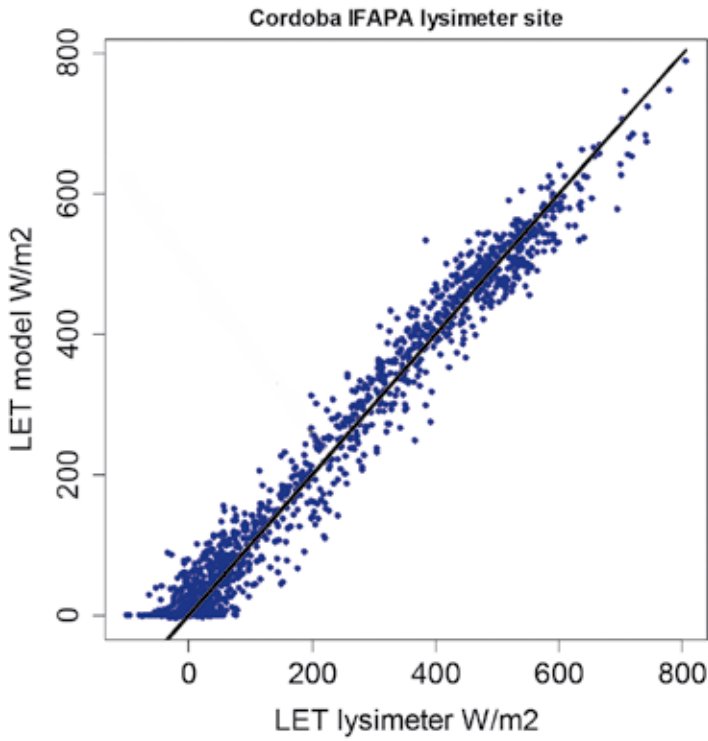
$$r_s = F(K^{\downarrow}, t) \quad (10)$$

waarin t de tijd is. Dit leidt tot de energiebalansvergelijking

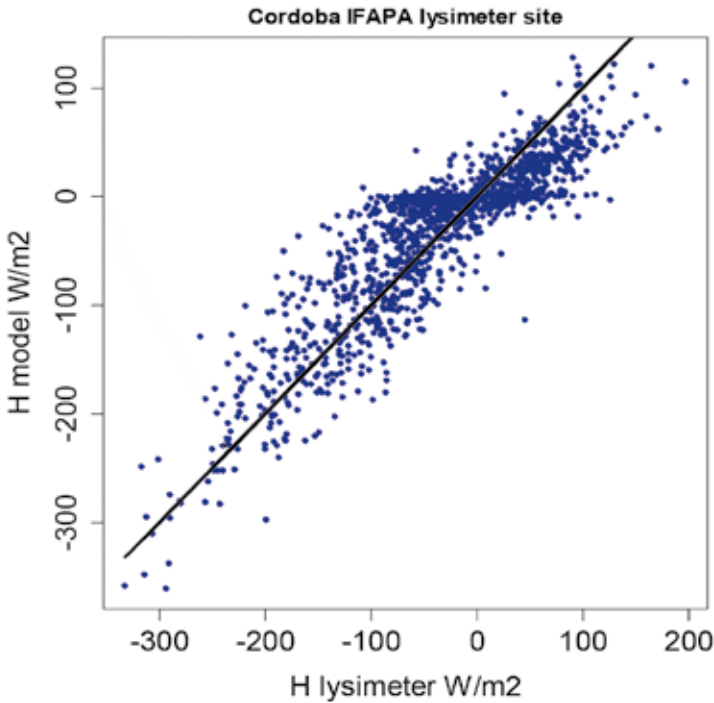
$$K^{\downarrow} - K^{\uparrow} + \varepsilon_s [L^{\downarrow} - \alpha(T_s + 273.15)^4] - G - \rho c_p \frac{T_s - T_a}{\phi(T_s, T_a)} - \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_s(T_s) - e_a}{\phi(T_s, T_a) + r_s} \quad (11)$$

Bij gegeven K^{\downarrow} , K^{\uparrow} , L^{\downarrow} , G , T_a , e_a , r_s , d , z_{om} en z_{oh} is dit één vergelijking met 1 onbekende, namelijk oppervlaktetemperatuur T_s . Deze vergelijking kan dan numeriek worden opgelost. Vervolgens kunnen uit de zo verkregen T_s de nettostraling en de turbulente fluxen H en E worden berekend met (6), (7) en (9).

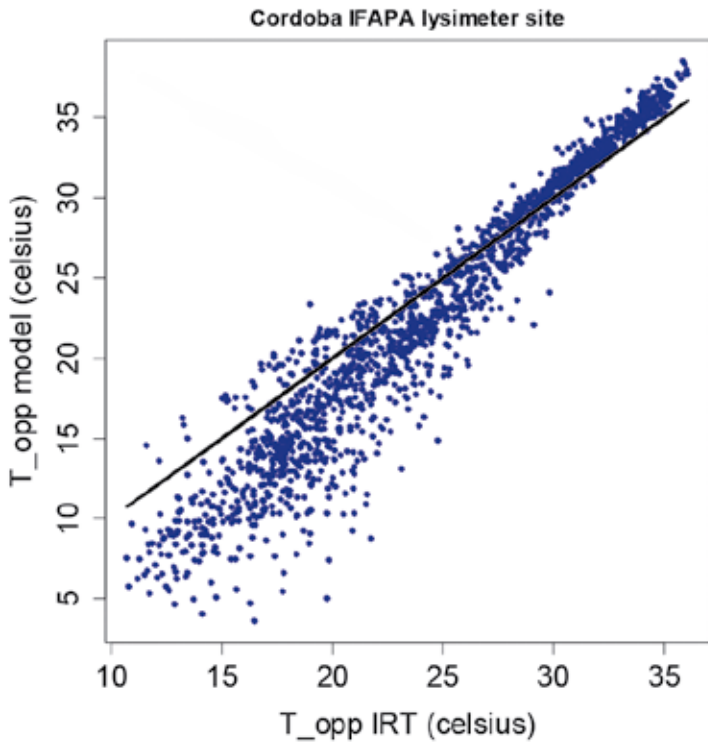
We hebben dit toegepast met de hierboven beschreven IFAPA dataset. De berekende verdamping, E , voelbare warmtestroom, H en oppervlaktetemperatuur, T_s , werden vervolgens vergeleken met onafhankelijk waarnemingen. Merk op dat hierbij H werd bepaald uit de gemeten Q^* , G en E . We herhalen dat verdamping is gemeten met een precisie lysimeter. Vervolgens werden de modelparameters r_s , d , z_{om} en z_{oh} zo werden gekozen dat een optimaal resultaat voor de berekende E en H werd verkregen. De resultaten zijn weergegeven in Figuur A-3 en Figuur A-4. Te zien is dat het model een goed resultaat oplevert voor E , en wat meer scatter voor H . Echter het model kan pas als een fysisch model worden beschouwd als ook de resultaten ook voor T_s goede resultaten geeft. Uit Figuur A-5 blijkt dat dit niet het geval is. Met dit voorbeeld laten we zien dat PM goede resultaten kan geven voor E onder sterk advectieve omstandigheden op voorwaarde dan de modelparameters voor die omstandigheden worden getuned. Wij hebben sterk de indruk dat in de literatuur geregeld resultaten worden getoond voor de PM vergelijking waarbij de model parameters zo zijn gekozen dat goede overeenkomsten worden verkregen vergeleken met bijvoorbeeld lysimeterdata. Nooit werden daarbij de zo verkregen versie van PM getest voor H en T_s . Dit betekent dat de PM opgevat moet worden als een semi-empirisch model, dat alleen toepasbaar is onder de omstandigheden waaronder de vergelijking werd 'getuned'. Wij bevelen nader systematisch onderzoek naar dit aspect van PM. Hiervoor zijn betrouwbare waarnemingen nodig verzameld boven verschillende gewassen en onder verschillende klimatologische omstandigheden.



Figuur II-2: Berekende versus gemeten werkelijke verdamping E .



Figuur II-3: Als Figuur II-2, maar nu voor H .



Figuur II-4: Berekende oppervlaktetemperatuur versus gemeten met een IRT.

