

Måling og simulering af vandindhold og vandtransport i umættet zone på lokal skala

ULLA LYNGS LADEKARL

Ladekarl, U.L. 2005–11–21: Måling og simulering af vandindhold og vandtransport i umættet zone på lokal skala. DGF Grundvandsmøde 2005. *Geologisk Tidsskrift* 2005 hæfte 2, pp. 7–11, København.

Viden om vandindholdet og vandets transport i den umættede zone er grundlæggende for forståelsen af både vandbalance og stoftransport på lokal skala. Vandets transport i sandjord adskiller sig væsentligt fra transporten i lerjord. I sandjord kan man ofte antage, at vandets bevægelse er lodret, og afstrømningen er da lig med grundvandsdannelsen. På lerjord er det mere reglen, at en del af vandet transporteres sideværts til dræn, grøfter eller vandløb. I sådanne jorde er den umættede zone stærkt påvirket af ændringer i grundvandsspejlet. I sandjorde med en dyb umættet zone er der bedre mulighed for at studere vanddynamik, sammenhænge mellem tekstur og strømning og få et godt overblik over grundvandsdannelsen.

lidering af modellerne kan foregå ved at måle en række parametre som jordvandsindhold og jordvandspotentialer samt nedsivning med lysimetermetoder og tracere.

Fordelen ved empiriske modeller er, at de ikke kræver mange input parametre. Muligheder for kalibrering er dog begrænsede, og de giver ikke en detaljeret forståelse af vandbevægelsen eller vandindholdet i rodzonen. Med numeriske modeller fås større nøjagtighed og detaljegrad, men de stiller også større krav til modelløren. De to øvrige modeller/metoder i Boks 1 er mere simple metoder til beskrivelse af nedsivning og transport. De kan f.eks. også bruges til validering af en vandbalancemodel, fordi de giver en alternativ beskrivelse af nedsivningen.

Generelle målemetoder

Der findes et utal af metoder til bestemmelse af vandbalance, vandindhold, vandets transporthastighed og strømningsveje på lokal skala. I Boks 1 er vist nogle eksempler på gængse modeltyper. Kalibrering og va-

Præsentation af lokaliteter, feltforsøg

Til illustration af måling i felten og bestemmelse af vandindhold og transport benyttes to sandjordslo-

Boks 1

- Numerisk vandbalancemodel (kvælstofbalance)
COUP (Jansson & Karlberg 2004), Daisy (Hansen 2002)
Inputparametre: Globalindstråling, vindhastighed, temperatur, relativ fugtighed, bladarealindeks, nedbør, retention, roddybde
- Empirisk vandbalancemodel
EVACROP (Olesen & Heidman 1990), WATBAL (Starr 1999)
Inputparametre: Nedbør, Referencefordampning, plante tilgængeligt vandindhold, roddybde/afgrødetype/bladarealindeks
- Transporthastighed (konservativ tracer, bromid)
 $D = V\theta$
 D = Nedsivning, mm/år
 V = Middel porevandshastighed, mm/år (CXTFIT2; Toride *et al.* 1995)
 θ = Middel vandindhold, m^3/m^3
- Masse balance (klorid; Wood (1999))
 $D = T_H Cl_H / Cl_{UZ}$
 D = Nedsivning, mm/år
 T_H = Gennemfald, mm/år
 Cl_H = Nedbørsvægtet kloridkoncentration, ppm
 Cl_{UZ} = Middel klorid koncentration i umættet zone, ppm

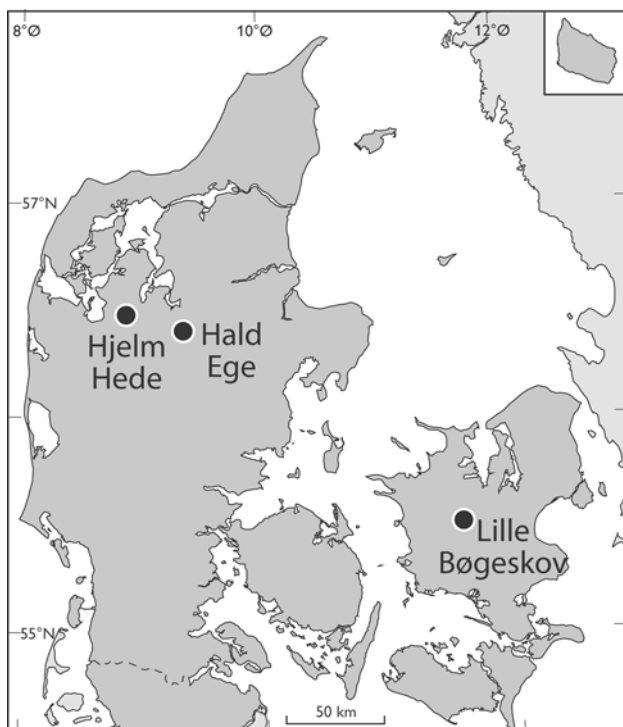


Fig. 1. Feltlokaliteter.

kaliteter i Midtjylland (Hjelm Hede og Hald Ege) og en lerjordslokalitet på Sjælland (Lille Bøgeskov, Sorø; Fig. 1). Lokaliteterne er valgt fordi de giver to forskellige indgangsvinkler til bestemmelse af vandbalancen. På sandjordslokaliteterne er nedsivningen studeret i detaljer, og på lerjordslokaliteten er fordampningen brugt som kontrol på beregningen af den totale afstrømning. Studierne af vandbalance og nedsivning har været led i et Ph.D. studie, og desuden har Hjelm Hede og Lille Bøgeskov indgået som lokaliteter i Statens Miljøforskningsprojekt I og II.

På sandjordslokaliteterne er den umættede zone dyb, hhv. 21 og 35 m, og der er udført sporstofforsøg, målt jordvandsindhold med TDR (Time Domain Reflectometry) i rodzonen og under rodzonen i en 6–7 m dyb brønd. På begge lokaliteter er der målt klimaparametre og opstillet en numerisk model, COUP. Til validering af den numeriske model er der opstillet en klorid massebalance og nedsivningshastigheden er bestemt ud fra bromidtracer forsøg med CXTFIT2. Begge lokaliteter er semi-naturlige i den forstand, at der har været hhv. hede og egeskov i mange hundrede år. Udførlige kalibrerings- og valideringsresultater er vist i Ladekarl *et al.* (2005a).

På lerjordslokaliteten varierer grundvandsspejlet mellem 0,2 og > 2 meter under terræn. Lokaliteten består både af en 80 år gammel bøgeskov og en mark i om drift, men den umættede zone på marken er kun

undersøgt i ringe grad. Bøgeskoven er grøftet, og der er målt klimaparametre, transpiration og nedsat TDR-prober i rodzonen. COUP-modellen er opstillet for skoven, og valideret på målinger af den totale fordampning (vanddampflux; Ladekarl *et al.* 2005b).

Måling og simulering af vandindhold og vandtransport på sandjord, dyb umættet zone

Vandbalancemodellen COUP er kalibreret på målinger af jordvandsindholdet med lodrette TDR-prober i rodzonen i egeskoven og på heden. I egeskoven er målinger med vandrette prober brugt til at validere modellen. Målinger af jordvandsindhold i brøndene er brugt til at kalibrere modellerne under rodzonen. I brønden i Hald Ege viste det sig, at vandindholdet varierer både horisontalt, vertikalt og med tiden (Fig. 2). Den horisontale variation kan ses i niveauer med 2 prober, hvor vandindholdet ved den ene udviser en tydelig årstidsvariation, mens den anden probe kun viser en svagt stigende tendens i vandindholdet (300, 350 og 400 cm; 700 cm).

Målingerne viser, at nogle horisonter, eller afgrænsede områder i den umættede zone, ikke fugtes op, selvom både over- og underliggende lag bliver fugtige. I andre horisonter eller områder foregår opfugtningen meget langsomt og følger ikke den generelle nedsivningsfront, som genfindes i 7 m dybde. Strømningen er formentlig karakteriseret af både finger- og tragtstrømning. Fingerstrømning skyldes horisontale og vertikale poreskalavariationer. Hvis fint materiale ligger over groft, vil vandet staves op i det fine indtil trykket er stort nok til, at vandet kan trænge ind i de store porer i det underliggende grove materiale. Der hvor trykket er størst, eller hvor porerne er mindst i det grove materiale, siver vandet ned, og der dannes våde 'fingre' i det grove materiale. Fingrene udvides langsomt ved opfugtning. Ved tragtstrømning strømmer vandet oven på et hældende 'groft' lag indtil der sker en ændring i porestørrelse. Det er ikke sandsynligt, at makroporer har nogen effekt under rodzonen. Ganske vist kan enkelte rødder nå dybere end den effektive roddybde, som karakteriserer rodzonen, men det vil være meget få rødder. Ormeganke er selvfølgelig udelukket og sprækker forekommer ikke i smeltevandssand.

På begge lokaliteter er de opstillede modelleres estimat af sporstoftransport sammenlignet med målinger af bromidkoncentrationer i jordvæsken ned til maksimalt 20 m dybde. På Hjelm Hede er nettonedbøren lidt større end i Hald Ege og nedsivningshastigheden er større. Det giver mulighed for lokalt

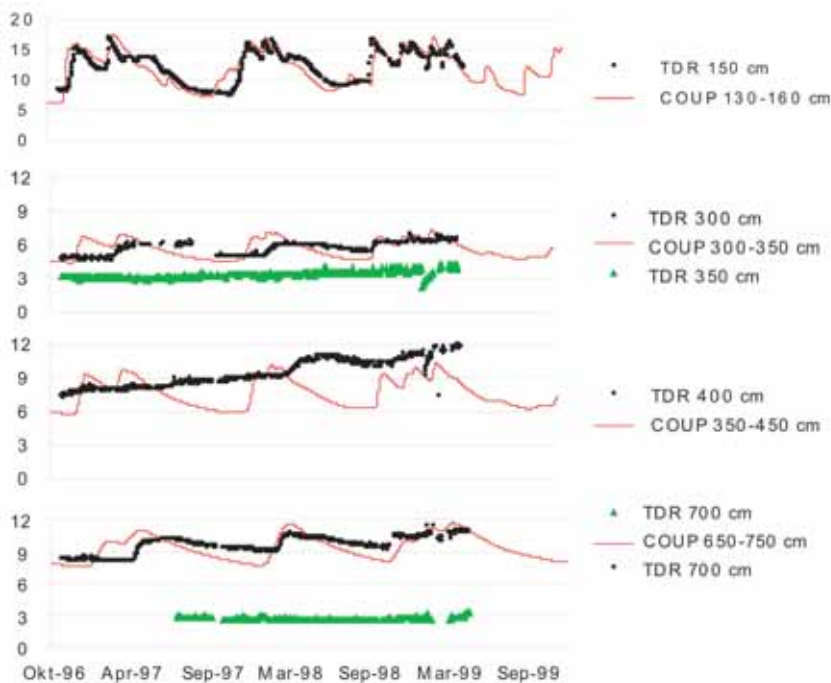


Fig. 2. Måling og simulering af vandindhold i 7 m dyb brønd i Hald Ege.

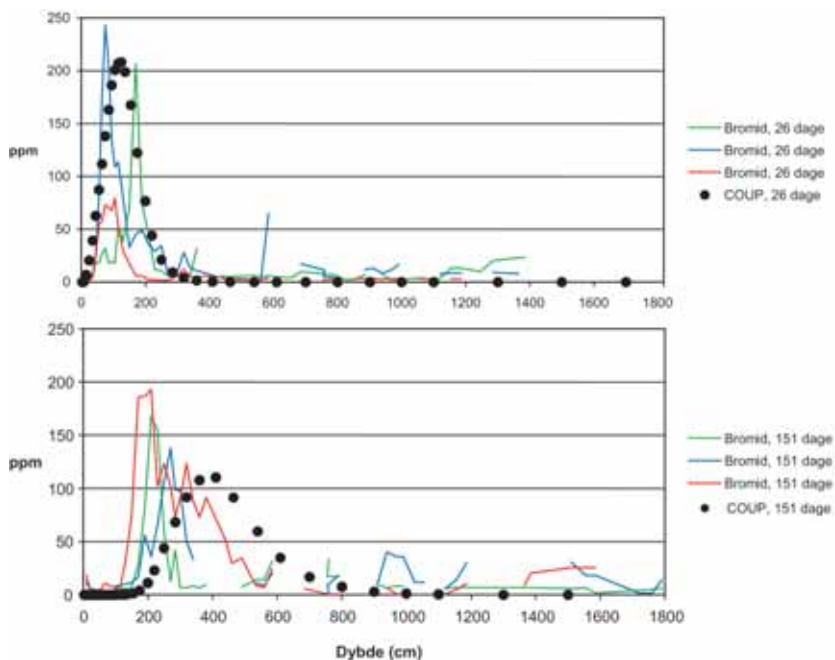


Fig. 3. Måling og simulering af bromidkoncentrationer på Hjelms Hede.

meget hurtig stoftransport, som det ses i Fig. 3 øverst, hvor der er fundet bromid i 14 meters dybde, 26 dage efter stoffet er blevet spredt på jordoverfladen.

Figur 3 illustrerer, at selvom en model simulerer en gennemsnitlig transporthastighed og en nogenlunde spredning af stoffet vil der i en jord med foretrukne strømretninger være mulighed for, at noget af stoffet faktisk er kommet langt dybere, end simuleringen viser. For at få et bedre estimat af den stedvise hurtige strømning er det en mulighed at opstille en stokastisk stoftransportmodel. Det kræver så en del målinger at få et overblik over modellens 'fit' til virkeligheden.

Foretrukne strømretninger giver en voksende variation i vandindhold med dybden (Fig. 4). Det vil være naturligt, at variationen i stofkoncentrationen fulgte samme mønster, og det gør den sandsynligvis også i mere homogene jorde. I en permanent vegetation som i egeskoven er der udover fingerstrømning også mange makroporer i de øverste 2 m. Det giver en stor variation i stofkoncentration men ikke i vandindhold, fordi vandet er til stede i mere eller mindre grad hele tiden.

Variationen i stofkoncentration og vandindhold gør det vanskeligt at kalibrere modellerne, og det er derfor vigtigt også at kunne validere modellerne. På begge sandlokaliteter er transporthastighed bestemt med bromidtracer og kloridmassebalance brugt til at validere vandbalancemodellerne (Ladekarl 2001). Kloridmassebalancen er dog stærkt usikker, fordi man sammenholder et års kloridinput med et output fra en given dybde under rodzonen, som helt sikkert stammer fra et andet år. Metoden er bedst i mere tørre områder, hvor der er relativ lille variation årene imellem. Bromid tracer kan derimod bruges, så længe der er nogenlunde ensartet vandindhold fra ter-

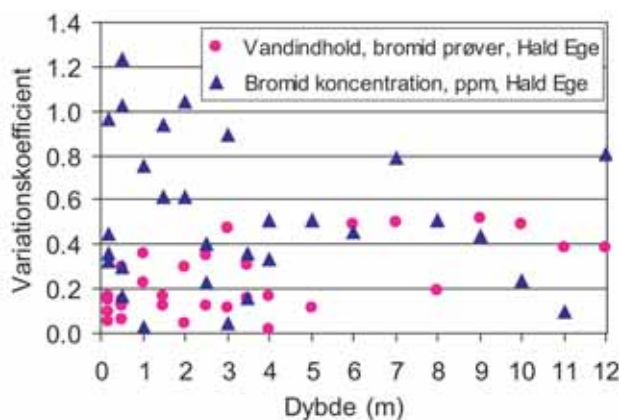


Fig. 4. Variationskoefficient for vand og stof med dybden. I beregningerne indgår generelt flere replikater i de øverste 4 meter af jorden end dybere.

ræn og ned til bromidfronten, fordi man bruger det gennemsnitlige vandindhold til beregningen (se Boks 1). I Fig. 5 ses, at der er stor overensstemmelse mellem bromidtracertesten og COUP-modellens estimering af grundvandsdannelsen. I de første 81 dage efter traceren er spredt på overfladen, er tracerfron-

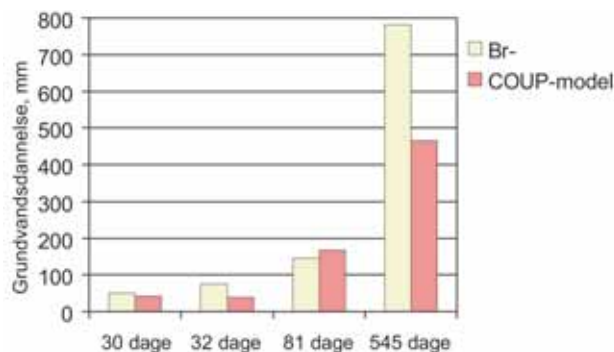


Fig. 5. Sammenligning af grundvandsdannelse estimeret med COUP-modellen og bromid tracer test i Hald Ege.

ten stadig i rodzonen, hvor vandindholdet er nogenlunde ensartet fra overfladen og ned. Efter 545 dage er bromidfronten et stykke under rodzonen og vandindholdet varierer fra få procent til måske 30 procent i rodzonen. Det gør det vanskeligt at bruge metoden til stor dybde.

Kalibrering og validering af vandbalancemodel på lerjord med lille umættet zone

I Lille Bøgeskov ved Sorø er vandbalancemodellen, COUP, kalibreret på lodrette målinger af vandindholdet i rodzonen, gennemfald og målinger af transpirationen i træernes ved. Modellen er valideret på målinger af den totale fordampning, dvs. vanddampflux målt over skoven. Grundvandsspejlet står i rodzonen om vinteren og det meste af foråret, så træerne kan optage vand direkte fra grundvandet. Ved nedbør fugter jorden op

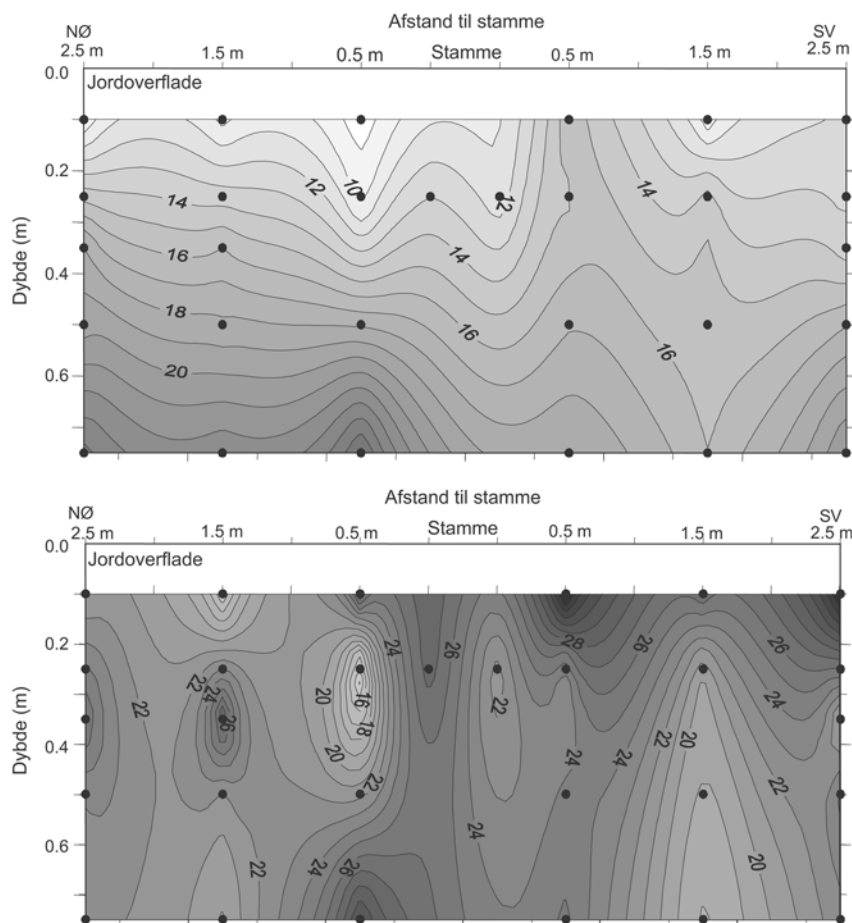


Fig. 6. Hurtig opfugtning af jorden langs en bøgestamme. Den øverste figur viser vandindholdet i forskellige dybder og afstande fra en bøgestamme før en nedbørsbegivenhed. Den nederste figur viser vandindholdet samme sted, men efter 14 mm nedbør. Fra Ladekarl (2001).

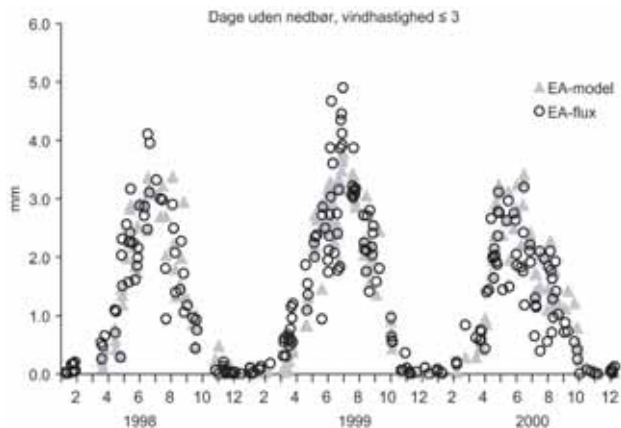


Fig. 7. Sammenligning af målt (flux) og simuleret fordampning (EA). Flux-data er beregnede af Forskningscenter Risø og ligger til grund for resultater i Ladekarl *et al.* (2005b).

meget hurtigt langs trærødder, som det ses i Fig. 6. Målingerne i Fig. 6 er foretaget i august måned, hvor grundvandsspejlet er dybere end 2 meter under terrænet.

På lerjorden er det vanskeligt at vurdere afstrømningen på baggrund af målinger af jordvandsindholdet, fordi variationen i vandindholdet er stor, og den kapillære stigning og grundvandsspejlets niveau spiller en rolle. For at få styr på afstrømningen er det en mulighed at opstille en vandbalancemodel for området med pejlinger og vandføringsmålinger i grøfter i skoven som kalibreringsparametre. Det var dog ikke inde i overvejelserne, da projektet startede. I stedet var det vigtigt at kende fordampningen nøje, og det har derfor været muligt at kalibrere modellen på interceptionstab og transpiration, og validere den på målinger af vanddampflux. Det eneste led i fordampningen, der ikke er målt direkte, er fordampningen fra jordoverfladen. En sammenligning af målt og simuleret fordampning over alle tre måleår er vist i Fig. 7. Nedbørsdage er udeladt fordi vindfølerne ikke måler korrekt, når de er våde. Dage med høje vindhastigheder er ligeledes udeladt, fordi luften da kan stamme fra andre områder end over skoven.

Konklusion

Jordtypen og grundvandsspejlets beliggenhed er væsentlige for hvilke metoder, man bør vælge til bestemmelse af afstrømningen på lokal skala. På sandjorde, hvor man kan betragte afstrømningen som lig med nedsivning og lig med grundvandsdannelse, er det muligt via relativt simple målemetoder at

vurdere nedsivningshastighed og mængde. Det er især vigtigt at have styr på vandindholdet i rodzonen, fordi variationen i vandindholdet stiger med dybden og det er upraktisk at måle i dybden. Der er generelt større spredning på stofkoncentrationer end vandindhold, og det gør det vanskeligere at bruge stofkoncentrationer til kalibrering og validering.

På lerjorde er det vanskeligt at holde styr på i hvilken grad afstrømningen foregår horisontalt eller vertikalt, og om den kapillære stigning er af betydning for fordampningen. Specielt ved højtstående grundvandsspejl er det vanskeligt at estimere både afstrømning og fordampning. Det er derfor vigtigt at kunne kalibrere en model på andre parametre end vandindhold. Det kan f.eks. være fordampning eller pejlinger og grøft/drænaforstrømning.

Referencer

- Hansen, S. 2002: Daisy, a flexible soil-plant-atmosphere system model. (Daisy-modellens hjemmeside: <http://www.dina.kvl.dk/~daisy>).
- Jansson, P-E & Karlberg, L. 2004: Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems, 435 pp. Stockholm: Royal Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering. (<ftp://www.lwr.kth.se/CoupModel/CoupModel.pdf>)
- Ladekarl, U.L. 2001: Soil moisture, evapotranspiration and groundwater recharge in forest and heathland. Aarhus Geoscience, Ph.D. Thesis 11.
- Ladekarl, U.L., Rasmussen, K.R., Christensen, S., Jensen K.H., & Hansen, B. 2005a: Groundwater recharge and evapotranspiration for two natural ecosystems covered with oak and heather. *Journal of Hydrology* 300, 76–99.
- Ladekarl, U.L., Beier, C. & Dellwik, E. 2005b: Fordampning fra landbrug og skov. *Vand og Jord* 12(2), 44–47.
- Olesen, J.E. & Heidmann, T. 1990: EVACROP. Et program til beregning af aktuel fordampning og afstrømning fra rodzonen. Version 1.00. Afdeling for Jordbrugsmeteorologi, Statens Planteavlsvforsøg, Arbejdsnotat 9
- Starr, M. 1999. Watbal: A model for estimating monthly water balance components, including soil water fluxes. I: Klemola, S. & Forsius, M. (red.). 8th Annual Report. 1999. UN ECE Convention on Long-Range Transboundary Air Pollution. International Cooperative Programme on Integrated Monitoring of Air Pollution Effects on Ecosystems. The Finnish Environment 325, 31–35.
- Toride, N., Leij, F.J., van Genuchten, M.Th. 1995: The CXTFIT code for estimating transport parameters from laboratory or field tracer experiments. Version 2.0. U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Research Report 137, 121 pp.
- Wood, W.W. 1999: Use and misuse of the chloride mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water* 37(1), 2–3.