

Lunds Universitets Naturgeografiska Institution

Seminarieuppsatser Nr. 68

**MARKVATTENHALT OCH TEMPERATUR I SANDIG
JORDBRUKSMARK VID ILSTORP,
CENTRALA SKÅNE-
EN MÄTNINGS- OCH MODELLERINGSSTUDIE**

Jonas Thern



Department of Physical Geography
Lund University
Sölvegatan 13, S-221 00 Lund,
Sweden
2000



Abstract

This work presents the results of a combined field measurement and modeling study of the soil moisture and surface energy balance at Ilstorp near Sjöbo in central Scania. The focus of the study is to investigate the water content of the upper few centimeters of a soil profile. Relevant meteorological variables were measured at the study site during April to June 1999. The field data were used to calibrate the SOIL model and validate the simulations. This essay is related to a major project WEELS (Wind Erosion on European Light Soils) which aims at evaluating and quantifying the effect of wind erosion on sandy soils in northern Europe. The first part of this study considers the heat and water conditions of a bare soil. In the second part, the sensitivity of the SOIL model was analysed when applied to a field with growing potato crop. The meteorological variables air temperature and relative humidity, wind speed, global radiation, net radiation and precipitation were used as driving variables to the model. Soil moisture and soil temperature measured at three levels were used to validate the model. The simulations were in good agreement with observations, although the soil evaporation tended to be underestimated when the Penman-Montieth equation was used. When using the energy balance method a substantial soil vapour correction factor had to be included to account for the difference between the modeled surface vapour pressure and the modeled water potential of the mid topsoil layer. The soil temperatures were generally overestimated, except when air temperature was used as soil surface temperature. The period of measurements with potato crop cover was too short to give any reliable results. But a sensitivity test indicates that changes of LAI during an early crop development stage would not result in any significant difference in soil moisture content.

FÖRORD

Jag skulle vilja tacka mina två handledare Doc Lars Barring och Dr Zinaida Iritz för deras stöd och tips samt värdefulla kommentarer som bidragit till att min uppsats blev genomförd.

Ett stort tack riktas också till Carin Kjellander, tidigare verksam på institutionen, för all hjälp vid instrumentuppsättningen och loggerprogrammeringen och till alla andra som hjälpt mig under resans gång.

Vidare vill jag också tacka Tomas Henriksson som lät mig placera mina instrument på hans åkerfält under mätperioden.

INNEHÅLL

Abstract		1
Förord		2
1. INTRODUKTION		4
1.1	Inledning	4
1.2	Syfte	4
1.3	Bakgrund	4
2. SOIL MODELLEN		6
2.1	Avdunstning från markytan	7
2.2	Vattenflöde	10
2.3	Värmefflöde	11
2.4	Vegetation	12
3. MATERIAL, DATA OCH METOD		13
3.1	Område, klimat och vegetation	13
3.1.1	Område	13
3.1.2	Klimat	15
3.1.3	Vegetation	16
3.2	Fältmätningarna	16
3.3	Modellering	17
3.3.1	Input data	18
3.3.2	Parametrisering	19
3.3.3	Validering	20
3.3.4	Simulering	22
4. RESULTAT		22
4.1	Albedo	22
4.2	Simuleringsresultat mätperiod 1	23
4.3	Simuleringsresultat mätperiod 2	25
4.4	Simuleringsresultat	27
5. DISKUSSION		27
5.1	Simulering utan vegetation	27
5.1.1	Markvattenhalten	28
5.1.2	Jordtemperaturen	29
5.2	Simulering med vegetation	31
6. SLUTSATS		31
7. REFERENSER		32
APPENDIX		
A.	Loggerprogram	35

MARKVATTENHALT OCH TEMPERATUR I SANDIG JORDBRUKSMARK VID ILSTORP, CENTRALA SKÅNE- EN MÄTNINGS- OCH MODELLERINGSSTUDIE

1 INTRODUKTION

1.1 Inledning

Markvattnets betydelse för markens motståndskraft mot vinderosion har länge varit känd. Markfuktigheten kontrollerar framför allt kohesionen mellan partiklarna. För partiklar större än 0.1 mm är de kohesiva krafterna uteslutande ett resultat av markfuktigheten och lösta salter. Undersökningar av bl.a Bisal & Hsieh (1966) och Sarre (1987) visar att en markfuktighet på endast 4% resulterar i att betydligt högre vindhastigheter krävs för att initiera partikelflyttning. Vid markfuktigheter på 24% i markens toppskikt sker nästan ingen partikelflyttning (Sarre, 1987). Dessa fältstudier gör även gällande att mängden vindtransporterad sand är mer beroende av marktyfuktigheten än uppmätta vindhastigheter. Vidare har även markens kornstorleksfördelning stor betydelse för erosionsbeständigheten då sandiga jordar är mest känsliga för vinderosion året om. Markfuktighetens betydelse för dess bindande förmåga ökar om profilen innehåller finkornigt och organiskt material om än i endast små mängder (Bisal *et al*, 1966; Sarre, 1987).

Höga vindhastigheter kan resultera i snabb upptorkning av markytan vilket underlättar för vinderosionens krafter att agera. Behovet av att simulera markfuktigheten utgör därför en central roll vid vinderosionsundersökningar.

1.2 Syfte

Syftet med uppsatsen är att undersöka den fysikaliskt baserade matematiska SOIL modellens (Jansson, 1998) tillämpbarhet för simulering av markfuktighet och marktemperatur i de översta centimetrarna av jordbruksmarken. Mätningarna och simuleringarna utfördes på ett jordbruksområde utanför Sjöbo i centrala Skåne.

1.3 Bakgrund

Uppsatsen genomfördes i anslutning till ett större projekt WEELS (Wind Erosion on European Light Soils), som bedrivits av Naturgeografiska institutionen. Projektet är ett nordeuropeiskt samarbete där klimatstationer upprättas i Storbritannien, Nederländerna, Tyskland och Sverige för att bl.a erhålla en bild av vindregimen och erosionsförhållandena i dessa områden. För att genomföra detta kommer man att kartlägga vinderosionen och relatera detta till undersökningsplatsens erosionskänslighet som bl.a regleras av markens jordartssammansättning och markanvändning, samt dess erosivitet som kontrolleras av vindregimen.

I många av dessa områden har vinderosionen inte ansetts utgöra något större problem trots att någon utförlig utredning om skyddsåtgärder och skadornas omfattning inte genomförts.

Det har dock varit känt att de värsta vinderosionsproblemen i norra Europa finner man i glaciofluvialt och eoliskt transporterat material från sen Pleistocene och kvartär tid. Jordarna har likartad textur, djup, mönster och jordmognadsgrad. Områdena ligger inom nordvästra Europas kalltempererade klimatzon. Dessa områden har vidare alla genomgått samma markanvändning och klimatologiska förändringar under de senaste två tusen åren (WEELS, 1997).

Vinderosionen beror bl.a på två klimatrelaterade faktorer nämligen det regionala vindklimatet och vindexponeringen som reflekterar de makro, lokal och mikroklimatologiska förhållandena i området. Vindklimatet är en del av den ständigt föränderliga storskaliga klimatologiska regimen i regionen som påverkas av starka östligavindar, vilka på senare tid ökat, som ur erosionsynpunkt är dem mest förrädiska då dem i regel är torra. Vindexponeringen är dock till stor del utsatt för antropogen påverkan som borttagandet av vindskydd och sammanslagning av små jordbruksfält till större enheter som innebär att naturliga vindskydd som vegetationsbegränsade fältgränser försvinner (Jönsson, 1992).

Vinderosionens verkan kan delas in två kategorier, katastrofala förlopp där stora mängder försvinner på kort tid och långsamma skeenden som verkar hela tiden i liten skala, vilket efter en viss tid leder till att deflationen av t.ex jordbruksmark blir omfattande (WEELS, 1997). Detta gäller framför allt för partiklar i fraktionen silt till finsand samt humuspartiklar, vilket är markens bördigaste beståndsdelar, som kan lyftas upp 100 meter och transporteras i väg (Åhman, 1974). Detta leder förutom till minskad produktion, p.g.a den gradvisa deflationen av jorden med minskad organ och näringshalt samt vattenhållande kapacitet som följd, även till ökade indirekta kostnader för omsådd, stillestånd i produktionen, reparation och införskaffandet av nya maskiner (WEELS, 1997). Vinderosionen ger även upphov till ackumulationsskador då sanden lägger sig på omgivande fält och täcker över den gröda som finns där samt sandblästring på grödor. Dessa skador orsakas främst av fraktionen mellansand som lyfts upp 1-2 meter över marken (Åhman, 1974).

Vinderosionsproblematiken i centrala Sydsåne har länge varit känd. Redan Carl von Linné gjorde under sin Skåneresa 1749 observationer av vinderosionen och dess skador på åkerfälten. Värst utsatta områden ansågs kustområdena och Vombslätten vara. I det sistnämnda området anses problemet fortfarande vara betydande. Vombsänkans längdutsträckning ligger i öst-västlig riktning vilket även sammanfaller med vindriktningen för vindstyrkor som ger upphov till skador, vilket ligger i intervallet 10-15 m/s. Vidare har området under 1800 talet fram tills början på 1900 talet utsatts för omfattande dränering som inneburit att grundvattenytan sänkts upp till 4 meter. Andelen vattenhållande mark har minskat från 33 till 1,6 % (Åhman, 1974) vilket ökat förutsättningarna för vinderosion.

Området är speciellt känsligt för vinderosion under senare delen av mars och början på april månad. Detta beror på att vinderosionskänsliga faktorer, varav markfuktigheten och vegetationstäckets anses vara de viktigaste, under denna tid samverkar till att göra marken extra erosionskänslig (se figur 1). De små nederbördsmängderna under våren medför att marken är uttorkad. Detta i kombination med att vegetationsperioden inte påbörjats och marken ligger bar gör denna tid till den mest intressanta ur vinderosionssynpunkt. Under december till februari är marken antingen tjälad, täckt av ett snölager, eller har en så pass hög markfuktighet att vinderosionen är minimal. Under perioden maj till september är större delen av marken uppodlad och täcks därmed av ett bindande vegetationstäckes. Under hösten är

nederbörden i regel hög vilket medför högre markfuktighet och därmed minskad vinderosion (Åhman, 1974).



Figur 1. Vinderosion på undersökningsfältet. Bilden är tagen på våren då en rad faktorer samverkar till att göra marken speciellt erosionskänslig.

2 SOIL MODELLEN

SOIL modellen har tagits fram av institutionen för markvetenskap vid Sveriges Lantbruksuniversitet, Ultuna. I detta arbete har Winsoil B-version 1.5 använts (Jansson, 1998). Den har använts av en rad forskare både nationellt och internationellt bl.a Alvenäs & Jansson (1997), Schelde *et al* (1998) och Thunholm (1990) för att simulera vatten och värme flöde samt vattenmagasineringsen i en vegetationsbeklädd skiktad jordmånsprofil.

SOIL modellen är en endimensionell fysikaliskt baserad modell som beräknar både energi och vattenbalansen i systemet mark – vegetation – atmosfär. Profilen är indelad i ett antal lager där vatten och värme flödet simuleras separat. Snö, interceperat vatten, pölbildning, nederbörd, ytavrinning och evapotranspiration ingår i modellen och representerar det övre gränsskiktet mellan markyta och atmosfär. Olika möjligheter finns att simulera det undre skiktet från vilket man kan utgå från omättade och mättade förhållanden samt vertikalt grundvattenflöde och genomträngning av vatten till djupare lager, vilket beror på om det underst lagret i profilen antas vara permeabel. Två differentialekvationer för vatten och värme flöde (se ekv 14 och 19), som löses med en numerisk metod, utgör den centrala delen av modellen. Fundamentalt i dessa ekvationer och därmed hela modellen är två lagar nämligen:

1. Lagen om massans och energins bevarande.
2. Flöde av vatten och värme sker som ett resultat av gradienter i vattenpotential (Darcys lag) och temperatur (Fouriers lag).

Modellen användes ursprungligen för att simulera vatten och värmeförhållanden i skogsmark, men den anses nu efter en rad modifieringar vara lika tillämpbar på åkermark oavsett vegetation.

Meteorologiska variabler och parametervärden används som ingångsdata i modellen. De meteorologiska variablerna eller de drivande variablerna såsom lufttemperatur, nederbörd, luftfuktighet, vindhastighet, global instrålning och nettostrålning anges om möjligt i tidsserier

medan parametrarna anges som specifika värden. Antropogena variabler såsom bevattning och värmeuttag från värmepump kan också anges som tidsserier. De drivande variablerna kontrollerar flödena vid gränserna mellan atmosfären och markytan samt mellan vegetations- täcket och atmosfären. Utdata från modellen utgörs även de av tidsserier av en specifik variabel i ett lager av profilen. Som exempel kan nämnas marktemperatur, vattenhalt, vattenpotential, vertikalt och horisontellt flöde av värme och vatten, vattenupptagning av rötter samt lagring av värme och vatten. Även total mängd avdunstning och transpiration integrerad över hela simuleringsperioden kan erhållas. För en detaljerad beskrivning av modellen hänvisas till (Jansson, 1998). Denna studie fokuseras på beskrivning av processerna, viktiga för vinderosion.

2.1 Avdunstning från markytan

Avdunstningen från markytan har stor betydelse för markfuktigheten och därmed också vinderosionen. I SOIL modellen kan avdunstningen från markytan beräknas enligt två ansatser. Ett empiriskt tillvägagångssätt som baseras på Penman-Monteiths ekvation och ett mer fysikaliskt som bygger på energibalansen vid markytan och inkluderar både vatten och värmefflöde. I den förstnämnda ansatsen finns tre olika sätt att beräkna avdunstningen, två baserat på Penman-Monteiths ekvation och en som baseras på flödes hastigheten och konduktiviteten i marken.

PM eq1 – avdunstningen från markytan beräknas med Penman-Monteiths ekvation där ytresistansen kontrolleras av en parameter $r\psi$.

PM eq3 – avdunstningen från markytan beräknas med Penman- Monteiths ekvation där ytrestistansen kontrolleras av tre parametrar $r\psi1$, $r\psi2$ och $r\psi3$.

K-funktion – avdunstningen från markytan antas vara samma som minimumvärdet av flödet från mitten av det översta skiktet och markytan.

Energi balansen – avdunstningen från markytan beräknas genom en numerisk lösning av värmebalansen vid markytan.

Gemensamt för alla ekvationer är att de baseras på en uppdelning av nettostrålningen mellan vegetationsskiktet och markytan enligt Beers lag:

$$R_{ns} = R_{na} e^{-k_m \text{LAI}} \quad (1)$$

där R_{na} är nettostrålningen ovanför vegetationstäckets, R_{ns} är nettostrålningen vid markytan, k_m är utsläkningskoefficienten och LAI är bladtyndindexet. R_{ns} används för att beräkna avdunstningen från markytan E_s med Penman-Monteiths ekvation:

$$LE_s = \frac{\Delta(R_{ns} - q_h) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e)}{r_{as}}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_{ss}}{r_{as}}\right)} \quad (2)$$

där e_s är ångtrycket vid mättnad, e är det verkliga ångtrycket, ρ_a är luftens densitet, c_p är den specifika värmen för torr luft vid konstant tryck, Δ är lutningen på kurvan mellan mättat ångtryck och temperatur, γ är en psykrometerkonstant och q_h är värmeflödet till marken. Den aerodynamiska resistiviteten r_{as} är här den sammanlagda resistiviteten från markytan till en referensnivå och beräknas enligt:

$$r_{as} = \frac{r_a}{\sqrt[3]{(1 - a_{ri} R_i)}} + r_{ab} \quad (3)$$

där R_i är Richardsons tal som beror på stabiliteten i atmosfären och beräknas utifrån yt och lufttemperaturen samt vindhastigheten och skrovlighetsparametern. r_a är den aerodynamiska resistiviteten ovanför vegetationsskiktet, a_{ri} är en parameter och r_{ab} är den aerodynamiska resistiviteten från markytan till "canopy" och beror på LAI enligt:

$$r_{ab} = r_{alai} LAI \quad (4)$$

där r_{alai} är en parameter. Markyteresistansen r_{ss} kontrolleras av markfuktigheten vid markytan och vattentensionen i mitten av det översta skiktet. Denna beräknas antingen enligt PM 1:

$$r_{ss} = r\psi \left(\log \psi - 1 - \delta_{surf} \right) \quad (5)$$

där ψ är vattentensionen i det översta skiktet, δ_{surf} är ytvattenbalansen som tillåts variera inom ett visst intervall och $r\psi$ är en parameter. I PM 3 regleras markyteresistansen av tre parametrar, $r\psi1$, $r\psi2$ och $r\psi3$ enligt:

$$r_{ss} = \max\left(0, r\psi1 \max(\psi - r\psi2, 0) - r\psi3 \delta_{surf}\right) \quad (6)$$

Markyttemperaturen T_s kan antingen antas vara samma som lufttemperaturen T_a eller uppskattas som en funktion av den aerodynamiska resistiviteten och den kvarvarande energin:

$$T_s = \frac{H r_{as}}{\rho_a c_p} + T_a \quad (7)$$

där H_s är det sensibla värmeflödet.

Det tredje sättet, i den empiriska ansatsen, att beräkna avdunstningen genomförs med K-funktionen. Här är markytresistansen satt till noll och här förekommer ingen vattenmagasinerings vid markytan δ_{surf} som vid de tidigare fallen. Avdunstningen från markytan beräknas här helt enkelt som minimumvärdet av flödes hastigheten och den omänskade konduktiviteten från mitten av de översta skiktet till markytan (Jansson *et al*, 1997).

Det sensibla värmeflödet H_s i ekv 7 beräknas genom differensen mellan nettostrålningen och den beräknade avdunstningen och värme flödet till marken från det tidigare tidssteget i simuleringen (Jansson, 1998; Jansson *et al*, 1997) enligt:

$$H_s = R_{ns} - L E_s - q_h \quad (8)$$

Denna ekvation används även i den mer fysikaliskt baserade energibalansen för att beräkna avdunstningen. Värme flödet till marken q_h beräknas enligt:

$$q_h = k_h \frac{(T_s - T_l)}{\frac{\Delta z_l}{2}} + L q_v \quad (9)$$

där k_h är den termala konduktiviteten och q_v är vattenångsflödet vilket beräknas som en diffusionsprocess som följer Ficks lag. Flödet mellan de olika markskikten styrs av gradienten i ångkoncentration mellan markytan C_s och mitten av de översta skiktets lager C_{soil} . Vidare är den beroende av en diffusionskoefficient som måste justeras p.g.a avvikelser i diffundering mellan fri luft och luft i porer, vilket görs med parametern d_{vapt} . Ångflödet ges av

$$q_v = d_{vapt} D_o f_a \frac{C_s - C_{soil}}{\frac{\Delta z}{2}} \quad (10)$$

där f_a är fraktionen av luftfyllda porer och D_o är diffusionskoefficienten i fri luft vid en given temperatur, T °C, enligt:

$$D_o = \left(\frac{T + 273.15}{273.15} \right)^{1.75} \quad (11)$$

Ytångtrycket e_s beräknas genom

$$e_s = e^*(T_s) e^{\left(\frac{\psi M_w g e_c}{R(T + 273.15)} \right)} \quad (12)$$

där $e^*(T_s)$ är det mättade ångtrycket vid markyttemperaturen T_s , ψ är medelmarkfuktighetspotentialen i det översta skiktet, g är gravitationskonstanten, M_w är molarmassan för vatten och R är gaskonstanten vid temperaturen T_s . e_c är en empirisk funktion som kompenserar för skillnaden mellan medelmarkfuktighetspotentialen i det översta skiktet och markfuktighetspotentialen vid markytan enligt:

$$e_c = 10^{\left(-\delta_{\text{surf}} \psi_g\right)} \quad (13)$$

där δ_{surf} är ytvattenbalansen som tillåts variera mellan s_{def} satt som -2 mm vatten och s_{excess} satt som 1 mm vatten. ψ_g är en parameter som kontrollerar lutningen på markvattenpotentialgradienten från mitten av det översta skiktet och markytan. Denna parameter kan variera mellan 0-2, där 0 indikerar att det inte finns någon skillnad i vattenpotential. $\psi_g = 1$ innebär att vattentillgängligheten vid ytan minskar med upptill två magnituder under upptorkning och ökar med upptill 1 magnitud under fuktning (Jansson, 1998; Alvenäs *et al*, 1997).

2.2 Vattenflöde

Vattenflödet förutsätts vara laminärt och kontrolleras därför av Darcys lag som i kombination med lagen om massbalans ger Richards ekvation:

$$q_w = -k_w \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) - D_v \frac{\partial c_v}{\partial z} \quad (14)$$

där ψ är vattentensionen, c_v är koncentrationen av vattenånga i porerna, D_v är diffusionskoefficienten, z är djupet från markytan och k_w är den omättade hydrauliska konduktiviteten (Jansson, 1998). Denna ekvation kan i sin tur skrivas om till:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_w}{\partial z} + s_w \quad (15)$$

där θ är vattenhalten och s_w är en term för källor och sänkor som tar hänsyn till rötternas vattenupptagning, dränering eller horisontellt tillflöde av vatten. Den omättade hydrauliska konduktiviteten beräknas med hjälp av Mualems uttryck som relaterar konduktiviteten till porstorleksfördelningsindexet i jordmatrix:

$$k_w = k_s S_e \left(n + 2 \frac{2}{\lambda} \right) \quad (16)$$

där k_s är den mättade konduktiviteten, n är en parameter som reglerar korrelationen mellan porerna och flödestortousiteten, S_e är den effektiva mättnadsgraden och λ är porstorleksfördelningsindexet (Johnsson *et al*, 1991).

Vattenkvarhållningskurvan, pF-kurvan (Grip *et al*, 1988) som den oftast benämns kan beskrivas matematiskt genom van Genuchten's uttryck eller uttrycket framtaget av Brooks & Corey (1964) vilket är den i särklass vanligaste metoden som lyder:

$$S_e = \left(\frac{\psi}{\psi_e} \right)^{-\lambda} \quad (17)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (18)$$

där θ_s är porositeten, θ_r är den kvarvarande vattenhalten och ψ_e är luftinträningstrycket. Brooks & Corey (1964) uttrycket anses representera pF-kurvan i ett intervall mellan vissningsgränsen och ett tensionsvärde som ligger nära mättnad. Över detta värde antas istället ett linjärt samband råda mellan vattentensionen och vattenhalten. Under vissningsgränsen antas detta samband vara logaritmiskt-linjärt (Johnsson *et al*, 1991).

2.3 Värmefflöde

Värmefflödet är summan av konduktivt flöde och konvektivt flöde enligt:

$$q_h = -k_h \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_w + L_v q_v \quad (19)$$

där q är flödet och indexen, h , v och w står för värme, ånga och vatten. Vidare är k den termala konduktiviteten, T är marktemperaturen, C är värmekapaciteten, L är latent värme och z är djupet. Den första termen utgör det konduktiva flödet, de två senare är det konvektiva värmefflödet genom flöde av vatten (q_w) och ånga (q_v). Den termala konduktiviteten beräknas för en ofrusen mineraljord genom Kerstens ekvation

$$k_h = 0.143 \left(a_1 \log \left(\frac{\theta}{\rho_s} \right) + a_2 \right) 10^{a_3 \rho_s} \quad (20)$$

där a_1 , a_2 och a_3 är empiriska konstanter, som för sand är 0.750, 0.400 och 0.625. ρ_s är den torra bulkdensiteten (Schelde *et al*, 1998; Jansson, 1998).

2.4 Vegetation

Vegetationen kan ses som en länk mellan vattenhalten i marken och vattenångan i luften ovanför. Vattnet flödar från hög potential i marken till låg i luften och flödet kontrolleras av olika resistanser på dess väg från roten till atmosfären ovanför vegetationen. Den potentiella transpirationen beräknas ur Penmans ekvation som senare modifierades av Monteith enligt:

$$L_v TR_p = \frac{\Delta R_n + \rho_a c_p \frac{(e_s - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (21)$$

där TR_p är den potentiella transpirationen, R_n är nettostrålningen som är tillgänglig för transpiration, L_v är den latentvärmen vid förångning, r_s är ytresistansen och r_a är den aerodynamiska resistansen. Övriga koefficienter är samma som i ekv 2. r_a beräknas i sin tur enligt:

$$r_a = \frac{\ln 2 \left(\frac{z_{ref} - d}{z_o} \right)}{k^2 u} \quad (22)$$

där u är vindhastigheten vid referens nivån z_{ref} , k är von Karmans konstant, d är nollplansförskjutningen och z_o är skrovlighetsparametern. Ytresistansen, r_s , kan ges som en direkt funktion av specificerade parametervärden eller beräknas enligt:

$$r_s = \frac{1}{\max(LAI g_1, 0.001)} \quad (23)$$

där g_1 är bladkonduktansen som beräknas med Lohammars ekvation (Lindroth, 1985):

$$g_1 = \frac{R_{ris}}{R_{ris} + g_{ris}} \frac{g_{max}}{1 + \frac{(e_s - e_a)}{g_{vpd}}} \quad (24)$$

där R_{ris} är den globala instrålningen, g_{ris} , g_{max} och g_{vpd} är parametervärden.

Vattenupttagningen av rötter anses vara lika med den verkliga transpirationen vilket innebär att man försummar vattenlagring i vegetationen. Detta innebär vissa risker vad beträffar skogsmark, där stora mängder vatten kan lagras i vegetationen, men för grödor är det en god approximation. Reduktionen av potentiell transpiration p.g.a minskad vattenhalt i marken sker genom stomatamekanismen och beräknas separat för varje lager där rotdensiteten $r(z)$,

vilket anges som total rotlängd per enhet jordvolym, är över noll. Responsen av markvattentensionen ges enligt:

$$R_{\psi(z)} = \min \left(\left(\frac{\psi_c}{\psi(z)} \right)^{p_1 TR_p + p_2}, p_3 + \left(\frac{\psi(z)}{\psi_{cw}} \right) (1 - p_3) \right) \quad (25)$$

där p_1 , p_2 och p_3 är parameter värden och ψ_c respektive ψ_{cw} är kritiska tensionsvärden där reduktionen av transpirationen påbörjas. I modellen ingår en funktion f_{umov} som kompenserar lager där vattenbrist råder från lager som har ett överskott av vatten. Denna faktor gör sig först gällande när den totala transpirationen beräknas. Reduktionen av transpiration p.g.a minskade marktemperaturer anges i modellen som en funktion av minskad konduktivitet mellan rotytan och xylemet och den avtagande marktemperaturen för varje lager (Jansson, 1998; Persson, 1995). Andelen nederbörd som interceperas, S_{int} ges enl:

$$S_{int} = \min \left(P, \frac{(S_{imax} - S_i(t-1))}{\Delta t} \right) \quad (26)$$

där P är nederbörden, $S_i(t-1)$ är mängden interceperat vatten som finns kvar från det tidigare tidssteget och S_{imax} är ett tröskelvärde av interceptionskapaciteten som beror på LAI enligt:

$$S_{imax} = i_{LAI} LAI \quad (27)$$

där i_{LAI} är en parameter. Den potentiella avdunstningen av det interceperade vattnet beräknas sedan med Penman-Monteiths ekvation där r_{sint} är ytresistansen av det interceperade vattnet (Jansson, 1998).

3 MATERIAL, DATA OCH METODER

3.1 Område, klimat och vegetation

3.1.1 Område

Området ligger vid Ilstorp strax utanför Sjöbo vid koordinaterna 1365 560, 6166 660 enligt det svenska koordinatsystemet RT-90. Området består av ett flackt område i Vombsänkan med Romeleåsen som breder ut sig strax intill i NV/SV riktning med en medelhöjd på omkring 150 m.ö.h. Området där mätningarna utfördes vid Ilstorp består av lokala höjder som når 40 m.ö.h och höjer sig 4-8 m över omgivande slätt och sluttar mot söder (Daniel, 1992). Området är tämligen flackt och karakteriseras av jordbruksmark med dungar av tallskog insprängt i landskapsbilden som har planterats in i syfte att dämpa vinderosionen. Vissa ackumulationsformer, såsom dyner, kan skönjas.

Geologin domineras av glaciofluvialt material som deponerats vid den senaste deglaciationen. Området dominerades vid denna tidpunkt av smältvatten och dödisblock som

avsatte stora mängder glaciofluviala sediment i issjöar och mellan isblocken (Åhman, 1974). Höjderna kan även vara resterna av en sammanhängande isälvsavlagring som eroderats ned av vattenflöde från den intilliggande Fyledalen. Materialet varierar i området från grus med varierande stenhalt till betydligt mer sandigare jord med trågorsskiktning (Daniel, 1992).

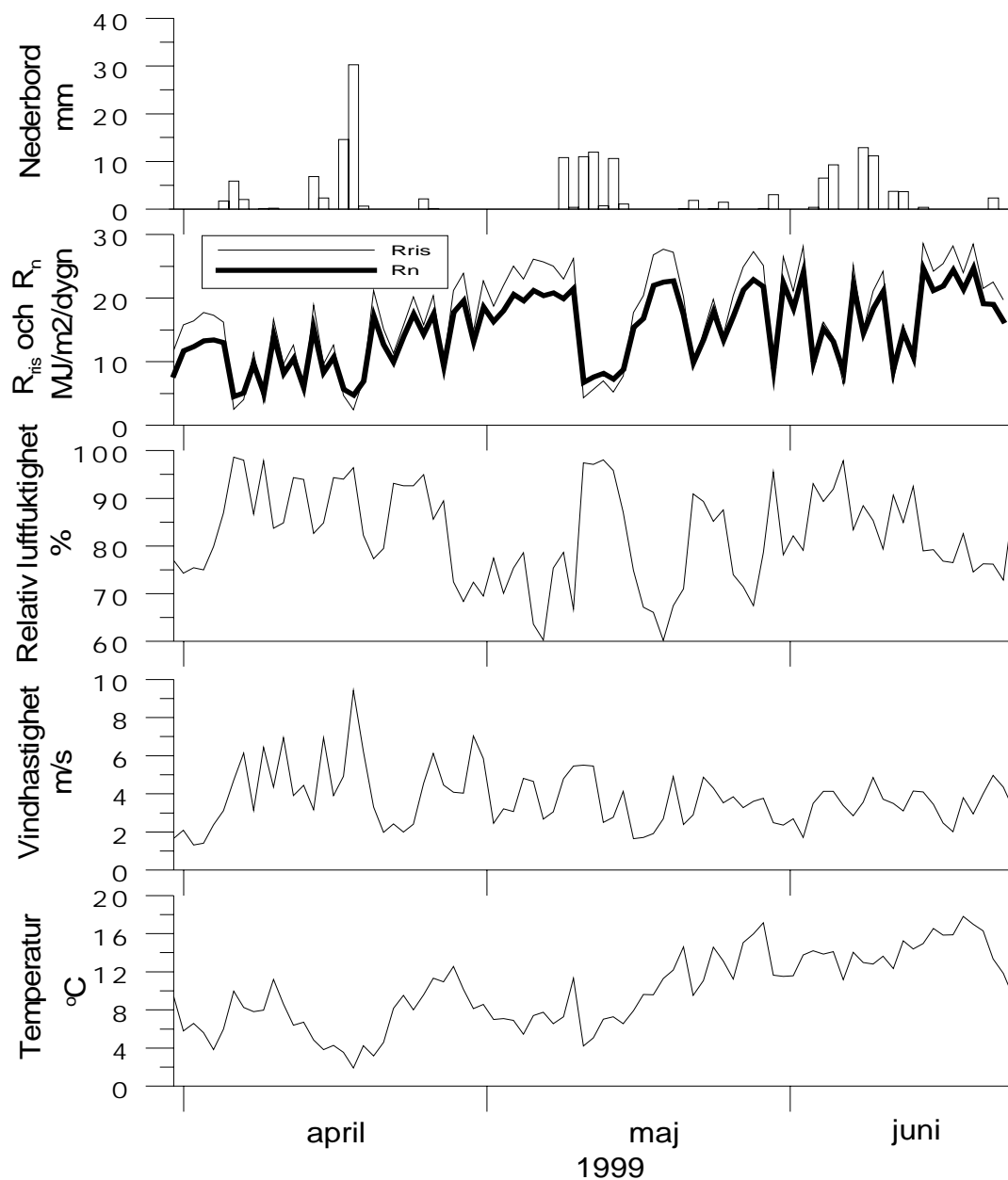
Fältet på vilket mätningarna utfördes är beläget väster om den Naturgeografiska institutionens mätmast (Bärring *et al*, 1999) där det detta år odlades potatis. Mätmasten var placerat mitt på fältet 70 m ifrån institutionens 10 m mast och 400 m från närmaste väg med en fetch på åtminstone 1 km över odlad mark i nordlig riktning. Strax nordväst om och 500 m från mätmasten har ett mindre skogsparti på 5 hektar etablerats som vid mätningarnas utförande nådde en höjd på 10 m. Ett 1 m brett dike beläget 160 m från mätmasten utgör fältets gräns i sydlig riktning (Kjellander, 1999). Närmaste hinder österut är Ilstorpsgården som är beläget 500 m från masten och västerut stäcker sig fältet 600 m innan en 5 m hög sanddyn tar vid. Närmaste by är lokaliserad 2.2 km från mätstationen i nordöstlig riktning (se figur 2).



Figur 2. Undersökningsområdet vid Ilstorp med omnejd. Stjärna markerar institutionens mätmast medans cirkel markerar fältmasten. Skalstrecket utgör en sträcka på 3 km.

3.1.2 Klimat

Området är utsatt för vindar från alla riktningar men uppvisar en tydlig bimodal vinddistribution från väster och öster. Det är också i dessa riktningar som vindhastigheten är som störst p.g.a större fetch (Achberger *et al*, 2000). Dygnsmedelvindhastigheten låg mellan 4-6 m/s under större delen av mätperioden. Vissa tillfällen framför allt under april månad karakteriserades av extrema vindhastigheter. Väderleken vid provtagningstillfällena vilket skedde en gång i veckan dominerades av växlande molnighet och klart till halvklart väder. Upphåll rådde under samtliga tillfällen. Dygnsmedelvärden för lufttemperaturen, luftfuktigheten och vindhastigheten, inkommande kortvågig strålning, R_{ris} , nettostrålning, R_n , och nederbörd för hela mätperioden visas i figur 3.



Figur 3. Uppmätta klimatvariabler under mätperioden.

3.1.3 Vegetation

Potatisvegetation började etableras i slutet på mätperioden d.v.s i början på juni. Vegetationen nådde en höjd på 0.2 m när mätningarna avslutades. Vegetationstäcket var ändå tämligen gles med radavstånd på ca 0.7 m och plantavstånd på 0.4-0.5 m. På fältet öster om masten odlades sockerbetor och på fältet nordöst om masten odlades råg vilket hunnit bli strax över 1 m hög vid mätperiodens slut. Under mätperioden utsattes marken för diverse behandling. Detta inkluderade plöjning, harvning och kupering av marken i rader där potatisplantorna sedan såddes.

3.2 Fältmätningarna

Mätningarna påbörjades den 31 mars och avslutades den 23 juni 1999. Under denna period låg marken mestadels bar.

Vindhastigheten, luftfuktigheten, inkommande kortvågig strålning samt markfuktigheten mättes vid Naturgeografiska institutionens mätmast inom ramen av WEELS projektet medans värmefflöde, reflekterad strålning, luft- och marktemperatur uppmättes vid masten på fältet (se tabell 1 och figur 4) för ändamålet av denna studie.

Temperaturen mättes på 2.0, 1.8, 1.1, 0.8 respektive 0.4 m höjd. Vidare mättes marktemperaturen på 0.05, 0.1 respektive 0.2 m djup. Termoelement av typ koppar - konstantan med en diameter på 0.51 mm användes för dessa mätningar. Termoelementen i luften inneslöts i strålningskydd bestående av 0.1 m långa, längst med masten vertikalt placerade aluminiumrör med två tunna plåtskivor fastmonterade några cm ovanför öppningen i syfte att undvika direkt solinstrålning och tillåta jämn luftinströmning. Termoelementen kalibrerades senare i nollgradigt vatten samt i rumstemperatur.

Värmefflödet på 0.15 m respektive 0.05 m djup uppmättes med fem värmefflödessensorer av märket Rdf Corporation modell 27025. Sensorerna består av tunna plattor med känd värmeledningseffektivitet. Värmefflödet genom sensorn är proportionellt mot skillnaden i temperatur mellan sensorns över och undersida, vilket uppmättes med termostaplar, dividerat med sensorns tjocklek (Persson, 1994). Fyra sensorer placerades på 0.05 m och 0.15 m djup.

För att mäta den reflekterade kortvågiga strålningen installerades en pyranometer av märket Klipp & Zonen modell CM6B på 2.0 m höjd och 0.7 m horisontellt ut från masten.

Vid institutionens mast mättes även vindhastigheten på 2.0 m höjd av en skålkorsanemometer av märket RM Young modell 12102.

Luftfuktigheten mättes även den på 2.0 m höjd med hjälp av en Rotronic modell MP100A. Instrumentet består av en luftfuktighetssensor av märket Rotronic-hygromer C94 och en temperatursensor av märket RTD Pt100 1/3 DIN (Kjellander, 1999).

Markfuktigheten uppmättes vid 0.15 m djup med hjälp av en Campell Scientific reflektometer modell CS615.

Tabell 1. Instrumenteringen vid Ilstorps mätstation.

Meteorologiskt element	Märke	Modell
Lufttemperatur	Termoelement koppar-konstantan	Ø 0.51 mm
Värmefflöde	Rdf Corporation	27025
Inkommande och reflekterad kortvågig strålning	Klipp & Zonen	CM6B
Vindhastighet	RM Young	12102
Luftfuktighet	Rotronic	MP100A
Markfuktighet	Campell Scientific	CS615

Alla mätningarna utfördes var 10 sekund varefter ett medelvärde var 10 minut lagrades i loggern av märket CR10 samt i lagringsmoduler av märkena SM192/SM716. Max och min värde för pyranometern registrerades också var 10 minut. Till loggern kopplades även en multiplexor av märket AM32. För övrig information hänvisas till loggerprogrammet appendix A.



Figur 4. Mätmasten på undersökningsfältet med tillhörande instrument. Potatisvegetation hade vid denna tidpunkt börjat etableras.

3.3 Modellering

Undersökningen av modellen genomfördes som en känslighetsstudie på traditionellt vis varvid en parameter både höjts och sänkts utifrån ett centralt värde varefter resultaten registrerades (Adiscott, 1993). Modellens känslighet beträffande dels de markfysikaliska parametrarna under förhållanden med barmark undersöktes. Men även modellens känslighet för förändring av LAI under förhållanden med ett etablerande potatisvegetationstäckte har undersökts.

3.3.1 Input data

I centrum för hela arbetet står SOIL modellen från vilket simuleringarna utfördes. Simuleringsresultaten registrerades var 10 minut och nya beräkningar utfördes 96 gånger per dygn.

De drivande variablerna luftfuktighet, R_h , och vindhastighet, u , på 2.0 m höjd samt den globala instrålningen, R_{ris} , uppmättes vid Naturgeografens mast. Lufttemperaturen, T_a , vid 2.0 m höjd uppmättes vid masten på fältet. P.g.a att nederbördsräknaren vid masten inte fungerade under mätperioden har nederbördsdata hämtats från SMHIs mätstation i Knopparp beläget vid Linderödsåsen. Vidare användes programmet P-graph för att beräkna nettostrålningen. Denna beräknades genom summan i nettot av kortvågig strålning R_{nsh} och nettot i långvågig strålning R_{nl} . Den sistnämnda beräknades med Brunts formel som bl.a involverade data för luftfuktigheten samt lufttemperaturen:

$$R_{nl} = 86400\sigma(T_a + 273.15)^4(r_1 - r_2\sqrt{e})(r_3 + r_4 n_{sun}) \quad (28)$$

där $r_1 - r_4$ är empiriska konstanter, σ är Stefan-Boltzmanns konstant och n_{sun} är varaktigheten av solinstrålning (Rosenberg *et al*, 1983). Denna har dock inte använts utan istället antagits avspegla sig i den globala instrålningen.

Verifieringsvariablerna marktemperatur på 0.05 m, 0.1 m och 0.2 m djup samt värmefflöde på 0.05 m och 0.15 m djup uppmättes vid masten på fältet medans markvattenhalten på 0.15 m djup uppmättes vid Naturgeografens mast. Värmefflödet mättes W/m² vilket medförde en omräkningsfaktor på 86400 för att omvandla detta till J/m²/dygn vilket används i SOIL modellen.

På grund av tekniska problem vid institutionens mätmast registrerades ej värden för vindhastighet, relativ luftfuktighet, R_{ris} och vattenhalt under perioderna 7 till 10 maj samt 8 till 11 juni. Dessa antogs vara samma som dagarna innan vid motsvarande tid. Markfuktigheten antogs vara konstant vid dessa perioder. Detta leder till vissa fel speciellt med tanke på R_{ris} men då det rör sig om ganska kort tid i förhållande till hela simuleringssperioden bör det ej ge större utslag på simuleringssresultaten.

Albedovärdena, vilka använts vid simuleringarna har tagits fram genom beräkning enligt Oke (1987)

$$\alpha = \frac{K \uparrow}{K \downarrow} \quad (29)$$

där $K \uparrow$ är den reflekterade strålningen och $K \downarrow$ är den inkommande. Resultat från soluppgång och solnedgång då albedot är nära 1 och ibland till och med över har tagits bort, likaså albedovärdena nattetid.

Fältet bevattnades med 20 mm vid två tillfällen, den 15 och 22 juni. Men då markfuktighetsgivaren ej var placerad på fältet och därför ej registrerade någon ökning har bevattningen ej tagits med i simuleringarna.

3.3.2 Parametrisering

Vattenkvarhållningskurvan är mycket beroende av kornstorleksfördelningen. Denna har därför uppskattats genom SOIL modellen utifrån data i tabell 2 om kornstorleksfördelningen angivet i viktprocent från två punkter på fältområdet. Dessa data har sedan legat till grund för den pF-kurva som tagits fram ur en databas, som ingår i SOIL modellen, innehållande en mängd pF-kurvor för olika jordmånsprofiler. Denna pF-kurva och kurvan för den hydrauliska konduktiviteten som modellen tagit ut och använts vid simuleringarna är en pF-kurva som framställts vid Ultuna. I detta fall har en jordmånsprofil från Östteg använts där pF-kurvan och den hydrauliska konduktiviteten framtagits för 6 nivåer. Denna motsvarar en jordart med stort inslag sand vilket även är fallet för nedan angivna kornstorleksfördelning.

Tabell 2. Kornstorleksfördelningen för två provtagningspunkter beläget på undersökningsfältet.

Provnr	Organisk halt	Grus	GrovSand	MellanSand
9	3.49	0.51	5.96	46.36
10	4.51	4.04	4.49	41.16

FinSand	mycketfinSand	GrovSilt	Mellan+fin Silt	Lera
33.16	7.98	2.00	2.06	2.48
32.00	10.14	5.41	1.71	5.09

För simuleringarna har markprofilen delats upp i tio sektioner med ett sammanlagt djup på 1.7 m. Där sektionerna är mindre uppe vid ytan för att sedan bli successivt tjockare längre ner i profilen. Sektionerna har följande tjocklek: 0.1m, 0.1m, 0.1m, 0.15m, 0.15m, 0.15m, 0.2m, 0.2m, 0.25m och 0.3 m.

Vidare har hysteresis effekt uteslutits då den anses vara försumbar för grovkorniga jordarter (Ward, 1975).

Flöde i makroporer, vilket är ett snabbt vattenflöde i lokala torksprickor (McGechan *et al*, 1997) har även uteslutits.

Då marken var snöfri under mätningsperioden har ingen hänsyn tagits till smältvatten och konduktivitetsförändringar p.g.a snötäcke. Avdunstning av interceperat vatten har beräknats då vegetation varit närvarande.

Profilen har ansetts vara omättad d.v.s ingen grundvattenyta har simulerats. För simuleringsprofilens undre gräns beträffande värmeflödet har en temperatur använts som framtagits av medelvärdet och amplituden för lufttemperaturen för simuleringsperioden samt ett dämpningsdjup d_a som är beroende av den termala diffusiviteten D (Jansson, 1998). För vattenflödet har den undre gränsen angivits som ett konstant vattentryck ψ_{botten} .

Utvecklingen av LAI och rot djupet för potatis har hämtats från en undersökning utförd av Riley (Riley, 1989). Nollplansförskjutningen d har antagits till 0.66 och skrovlighetsparametern z_o till 0.1 av vegetationshöjden i enighet med Oke (1987) och Johnsson & Jansson (1991). När vegetation varit närvarande har ytresistansen r_s beräknats som funktion av bladytindex och bladkonduktansen (se ekv 23 och 24).

Parametervärden som använts vid standardsimulering anges i tabell 3.

Tabell 3 Parametervärden som används i modellen vid standardsimulering.

$r\psi$	200 s/m	f_{umov}	0.3
$r\psi_1$	1 s/m cm	r_{alai}	50 s/m
$r\psi_2$	300 s/m	i_{LAI}	0.2 mm/m ²
$r\psi_3$	100 s/m	g_{max}	0.02 m/s
ψ_g	1	g_{ris}	5000000 m ² /dag
z_o	0.001 m	g_{vpd}	100 Pa
ψ_{botten}	100 cm vatten	ψ_c	400 cm vatten
k_m	0.5	r_{sint}	0.5 s/m

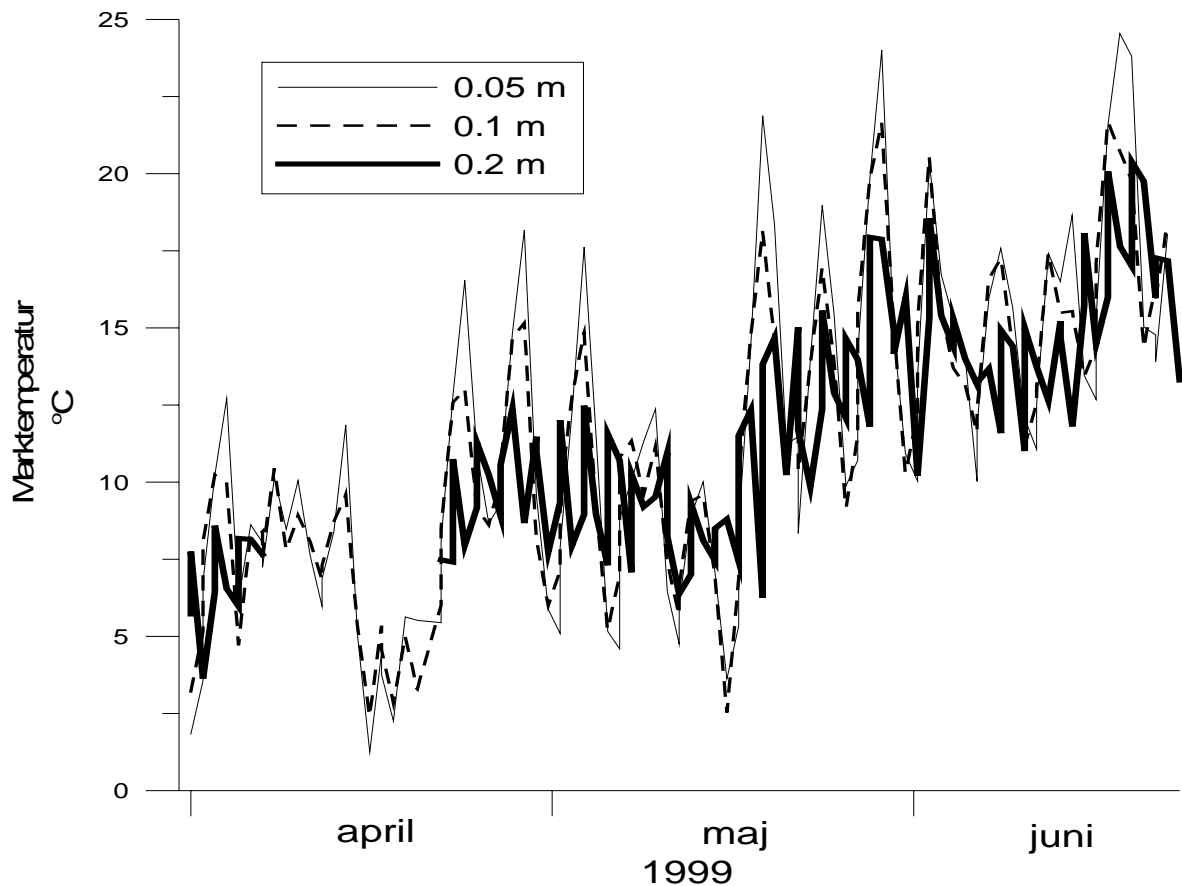
3.3.3 Validering

Resultaten av simuleringarna kontra uppmätt data representeras igenom två statistiska mått, "root mean square error" förkortat RMSE och förklaringsgraden angivet i % och förkortat R^2 . RMSE är definierat som kvadratroten av medelvärdet för de kvadrerade avvikelserna mellan dem simulerade och uppmätta värdena enligt:

$$RMSE = \left(\left(\frac{\sum (x_m - x_o)^2}{n} \right) \right)^{0.5} \quad (30)$$

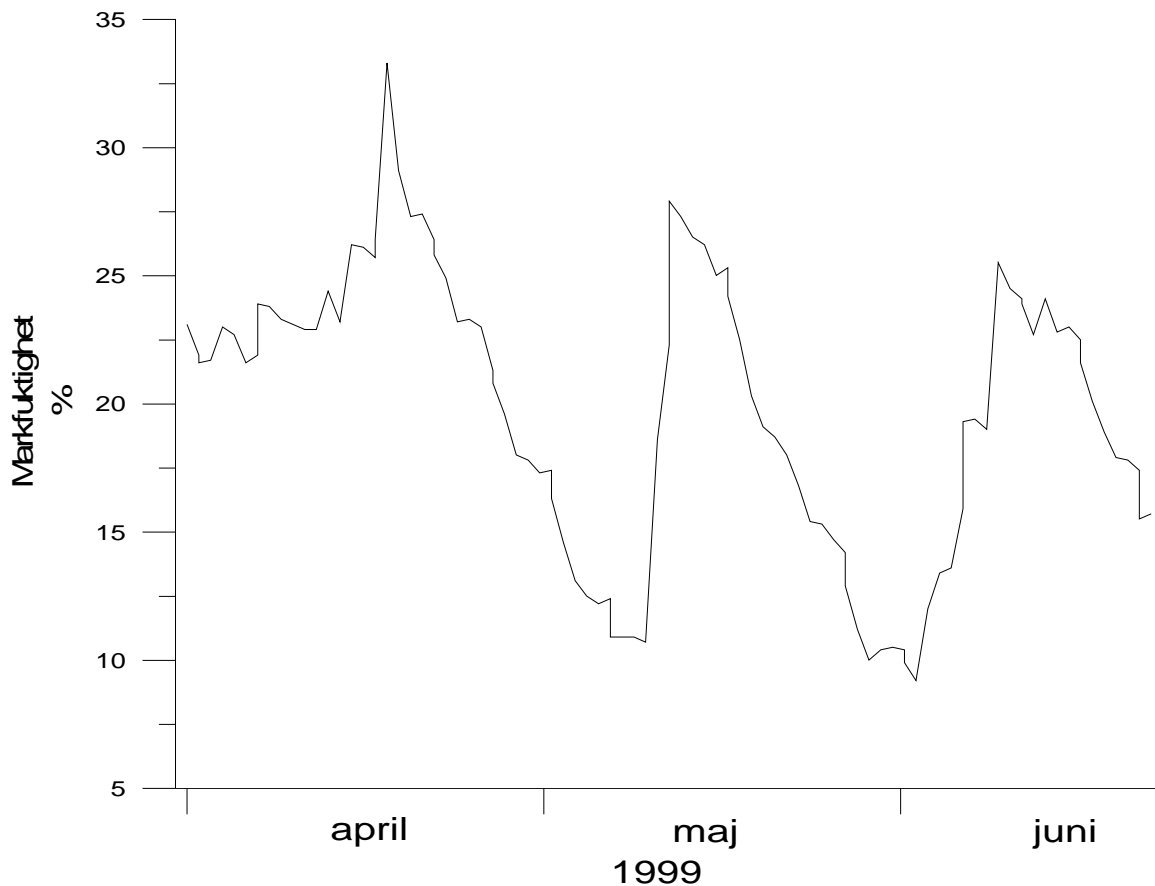
där x_m är det simulerade värdet, x_o är det uppmätta och n är antalet observationer (Schelde *et al*, 1998).

De uppmätta marktemperaturerna, vilka användes som verifieringsvariabler, vid 0.05, 0.1 och 0.2 m för mätperioden presenteras i figur 5. Temperaturgivaren vid 0.2 m slutade att fungera under en period i april därav dem saknade värdena. Temperaturerna minskar som sig bör med djupet dels avtar amplituden successivt med djupet. Maximumtemperaturerna inträffar med viss fördröjning med ökat djup beroende på värmevågens penetration i marken.



Figur 5 . Marktemperaturerna uppmätt vid olika djup för mätperioden.

Markfuktigheten, vilket också den användes som verifieringsvariabel, vid 0.15 m för mätperioden visas i figur 6. Figuren visar tre distinkta toppar följt av torkperioder. Den första omkring den 19 april hör samman med ett tämligen kraftigt nederbördstillfälle som i Knopparp uppmättes till sammanlagt 30 mm och 31 mm i Lövestad. Den andra mer markanta toppen påbörjas omkring den 11 maj och avslutas fyra dagar senare. Denna är ett resultat av mera ihållig nederbörd på sammanlagt 35 mm i Knopparp och 36 mm i Lövestad. Den tredje uppvisar en mera successiv ökning från den 3 juni och avslutas med en kraftig uppgång omkring den 8 juni vilket förknippas med ett nederbördstillfälle på 23 mm i Knopparp och 26 mm i Lövestad. Omkring den 14 juni börjar markfuktigheten att avta vilket kan vara ett resultat av potatisvegetationens, vid det här laget, tämligen utbildade rotsystem.



Figur 6. Uppmätt markfuktighet för mätperioden.

3.3.4 Simulering

Den totala mätserien är uppdelad i två delar från vilket simuleringarna utfördes. Mätperiod 1 sträcker sig från den 31 mars till den 30 maj då barmarksförhållanden rådde. Mätperiod 2 påbörjades den 31 maj och avslutades den 23 juni då vegetation hade börjat etableras.

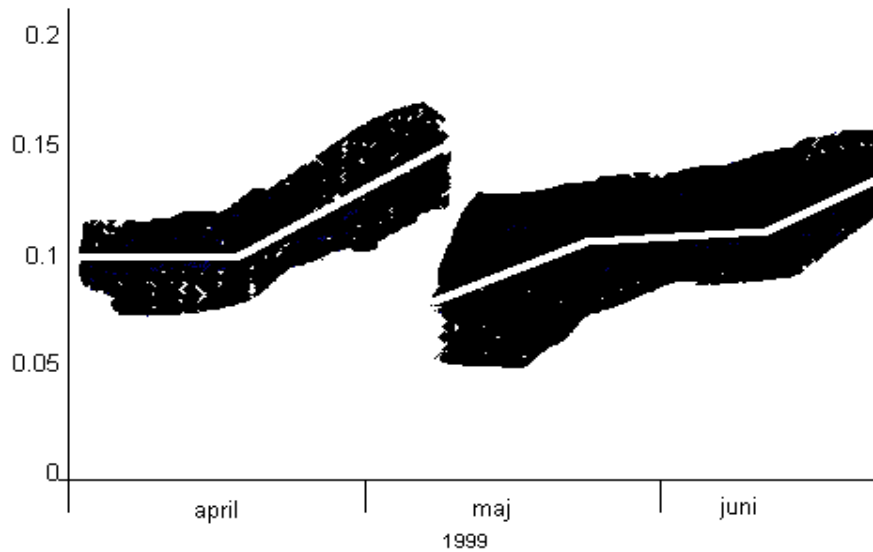
Som begynnelsevärde har en konstant temperatur (10°C) och en markvattenhalt, i enighet med uppmätt data, på 22.3 % för mätperiod 1 och 10.6 % (se figur 6) för mätperiod 2 använts för hela profilen.

4. RESULTAT

4.1 Albedo

Figur 7 visar albedot för mätperioden. Marken var under mätperioden fuktig, vilket avspeglar sig i dem relativt låga albedovärdena som enligt Oke (1987) kan variera för bar mark mellan 0.05-0.40. Albedot för jordbruksgrödor brukar variera mellan 0.18-0.25 vilket skulle kunna förklara ökningen av albedot i slutet på mätperioden. Vissa upptorkningsfenomen kan även

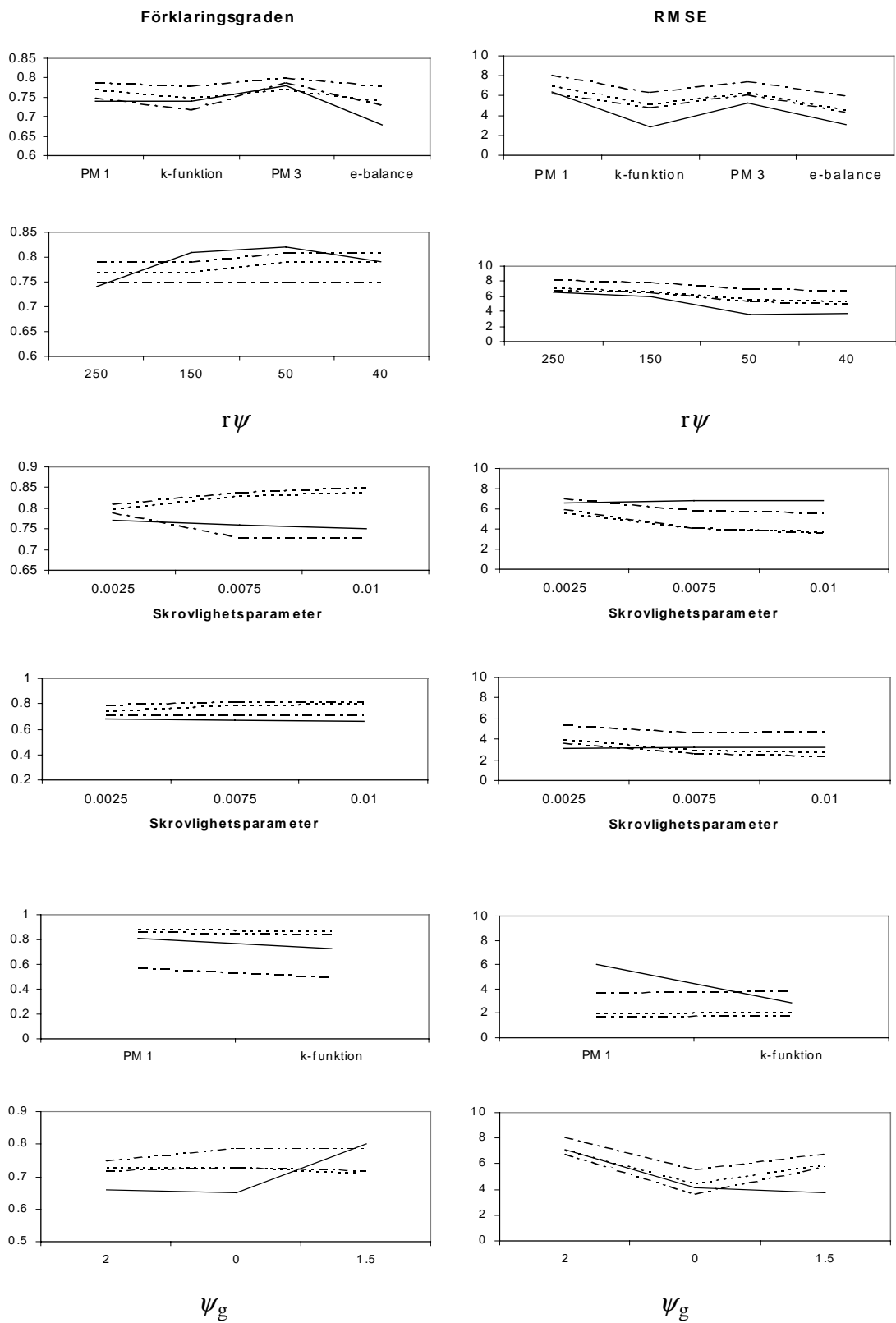
urskönjas genom ökning i albedot. Likaså kan även markbehandlingen såsom plöjning och kupning bidragit till förändringar i albedo. Då albedovärdena enbart använts vid simuleringarna kommer här ingen djupare analys att göras om albedots förändring och dess orsaker.



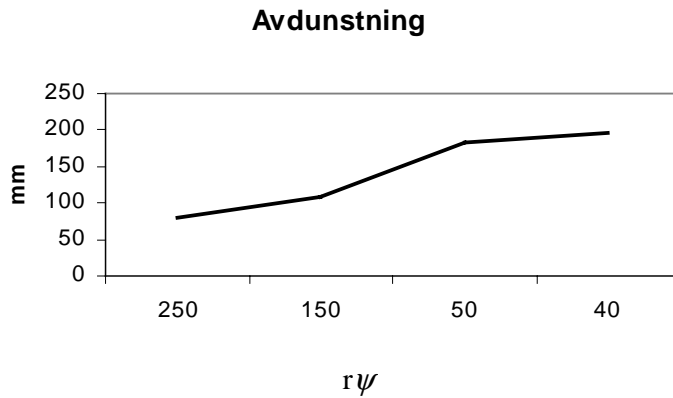
Figur7. Albedovärdena beräknade som förhållande mellan uppmätt reflekterad och inkommande kortvågig strålning för mätperioden.

4.2 Simuleringsresultat period 1

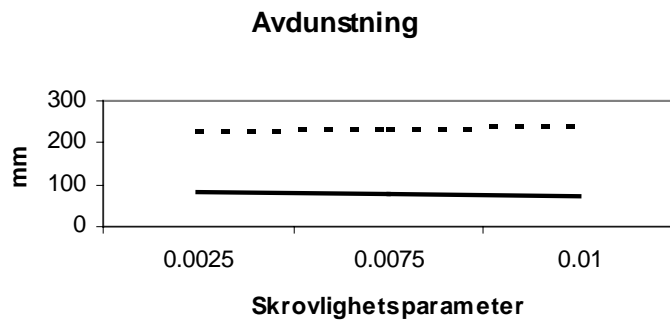
Figur 8 illustrerar både RMSE och R^2 värdena mellan uppmätt och simulerat värde för marktemperaturerna samt markfuktigheten för mätperiod 1. Under denna tid rådde barmarksförhållanden varpå dem markfysikaliska egenskaperna satts i fokus. Parametervärdena i x-axeln har höjts respektive sänkts utifrån ett standardvärde. I figurerna 9 och 10 illustreras den för simuleringssperioden totala avdunstning i mm för olika värden på $r\psi$ samt skrovlighetsparametern då PM 1 användes.



Figur 8. Förklaringsgraden och RMSE värden för förändrade parametervärden under mätperiod1. Helledragen representerar markfuktigheten. Marktemperaturena vid 0.05,0.1 och 0.2 m djup representeras av korta, en lång och en kort resp en lång och två korta.



Figur9. Avdunstningen från markytan vid förändrat parametervärde på $r\psi$



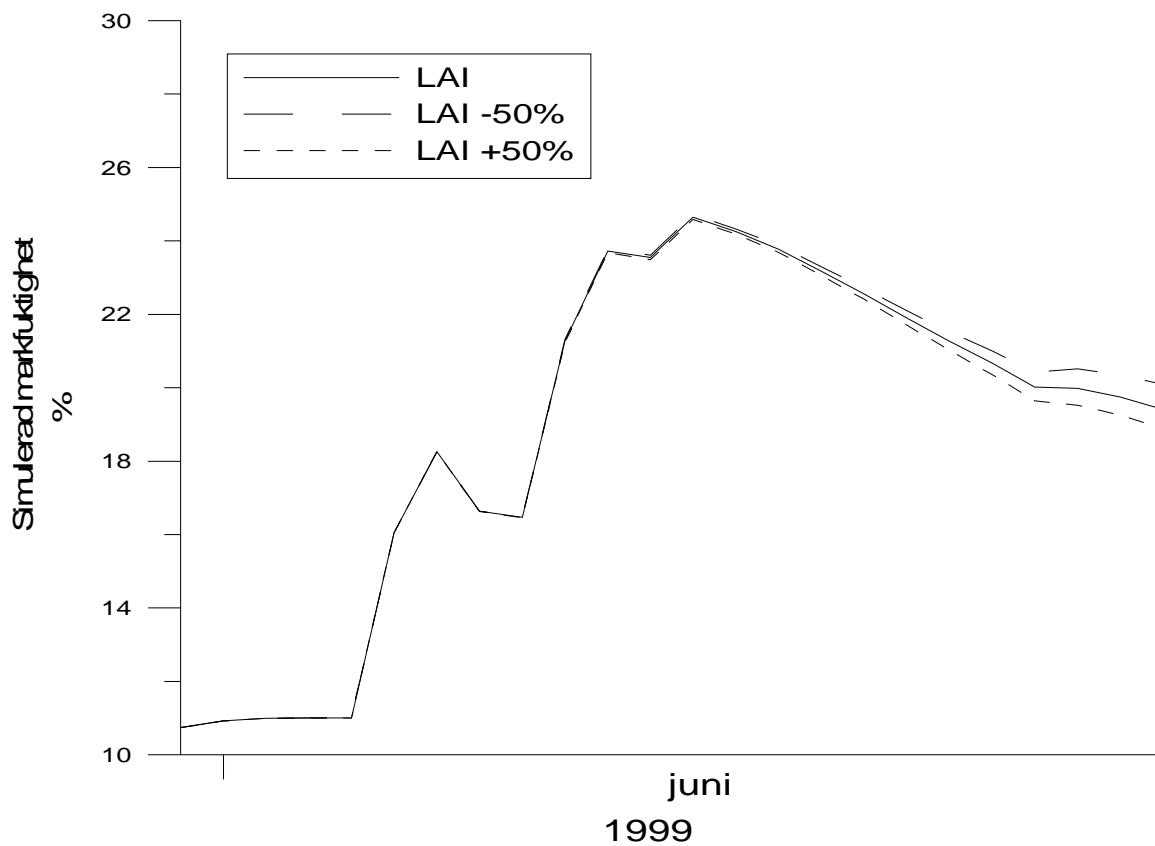
Figur 10. Helledragen linje representerar avdunstningen från markytan vid förändrat skrovlighetsparametervärde när PM 1 använts. Streckad linje representerar avdunstningen från markytan vid förändrat skrovlighetsparametervärde när e-balansen använts.

4.3 Simuleringsresultat period 2

Vegetation började etableras omkring den 6 juni under denna period. Här ligger fokuseringen på LAIs betydelse för markfuktigheten. En standardsimulering utfördes varefter LAI höjdes med 50 % respektive sänktes med 50%. Markfuktighetens förändring vid dessa simuleringar redovisas som dygnsmedelvärde i figur 11. Då vegetationen inte hann etableras nämnvärt under denna period, erhålls ingen signifikant förändring av RMSE och R^2 för verifieringsvariablerna varför endast resultatet av standardsimuleringen redovisas i tabell 4.

Tabell 4. RMSE värdena och förklaringsgraden för de olika verifieringsvariablerna vid en standardsimulering för mätperiod 2.

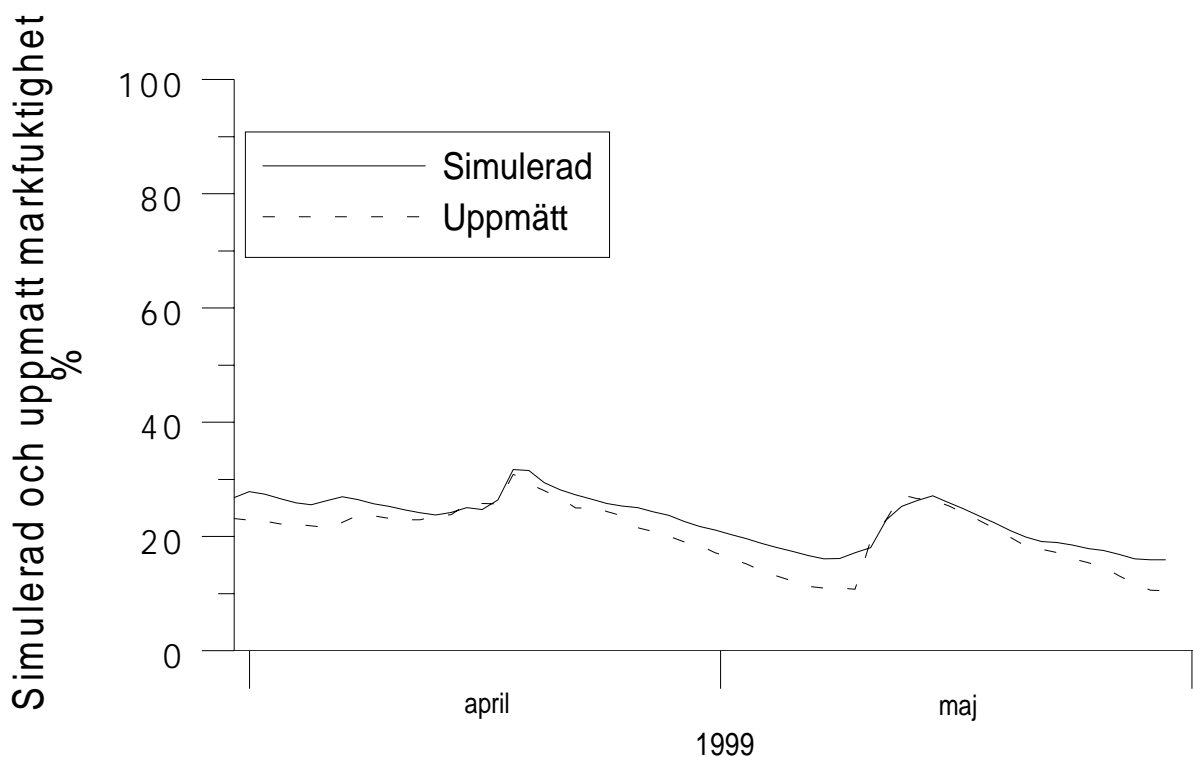
Verifieringsvariabel.	RMSE	R ²
Temperatur 0.05 m	4.40	0.80
Temperatur 0.1 m	4.03	0.76
Temperatur 0.2 m	3.55	0.63
Markfuktigheten	2.46	0.77



Figur 11. Markfuktigheten vid simuleringar med ändrat LAI för mätperiod 2.

4.4 Simuleringsresultat

Figur 12 nedan visar simuleringsresultatet som dygnsmedelvärde av markfuktigheten för mätperiod 1 när PM1 använts med ett parametervärde som reglerar ytresistansen, $r\psi$, på 50. Noteras bör hur topparna nästan exakt prickats in. Detta är den simulering som gav bäst resultat vid barmark för markfuktigheten.



Figur 12. Simuleringsresultat av markfuktigheten för mätperiod 1.

5. DISKUSSION

5.1 Simulering utan vegetation

Dessa simuleringar resulterade i tämligen väl överensstämmelse med uppmätt data med R^2 värde mellan 0.82 och 0.68 för markfuktigheten och 0.85 och 0.72 för marktemperaturerna. RMSE värdena varierar mellan 7.08 och 2.82 resp 8.28 och 1.85. Generellt kan sägas att för nästan samtliga simuleringar överskattades såväl markfuktigheten som marktemperaturen på de olika nivåerna. Detta gäller framför allt för ekvationerna som är baserade på Penman-Monteith. Beträffande markfuktigheten kan avvikelserna delvis förklaras av det faktum att pF-kurvan, som är starkt relaterat till de markfysikaliska egenskaperna, ej framtagits på den aktuella platsen. Likaså är markfuktigheten ej uppmätt ute på fältet utan på gränsen mellan två fält och nederbördsdata har inte kunnat erhållas från platsen utan har fått inhämtas från en annan mätstation. Dessa är mycket spatiellt känsliga faktorer som belyser problemet med

skala vid simuleringar. Kan t.ex simuleringar som gjorts utifrån analyser av ett kilo jord i laboratoriet anses gälla för ett jordbruksfält på ett antal hektar (Adiscott, 1993)? Figur 8 visar förklaringsgraden och RMSE värdena av simuleringensresultaten i jämförelse med uppmätt data för de olika sätten att beräkna avdunstning från markytan. Markvattenhalten ger bäst resultat vid användandet av PM1 eller K-funktion med ett värde på 0.79 och sämst för e-balans metoden med ett värde på 0.68. Dock ger K-funktionen och e-balans metoden bättre överensstämmelse med avseende på RMSE värden än vid användandet av ekvationerna som är baserade på Penman-Monteith. Detta kan generellt också sägas gälla för temperaturerna där mätningarna på 0.1 m nivån ger bäst resultat och mätningarna på 0.2 m ger sämst.

5.1.1 Markvattenhalten

Simulering av markvattenhalten ger som regel osäkrare resultat i jämförelse med marktemperaturerna. Detta beror dels på ovan nämnda skalproblematik samt osäkerhet i mätinstrumenten som inte ger lika säkra resultat som temperaturmätningarna.

När simuleringar utförts med PM 1 och ytesistansen beräknats med ekv 5 erhålls en högre markvattenhalt än den uppmätta. Som figur 8 visar förbättras resultaten med lägre $r\psi$ som därmed ger ökad avdunstning (se figur 9). Bäst resultat uppnås med $r\psi = 50$ som ger ett förklaringsgradsvärde på 0.82, vilket är det högsta värde som uppnåtts för markvattenhalten av samtliga simuleringar, och ett RMSE värde på 3.54. Figur 12 illustrerar denna simulering där topparna nästan exakt prickats in. Om $r\psi$ värdet sänks ytterligare till 40 leder detta till att markfuktigheten istället underskattas vilket förklarar den sämre överensstämmelsen med uppmätt data. Det ska dock tilläggas att 50 är ett väldigt lågt värde på $r\psi$ och har ej rapporterats i annan litteratur. Frågan är om detta värde är teoretiskt möjligt för någon typ av jordart?

Vid simuleringen av förändrad skrovlighetsparameter, z_o , har även ekv PM 1 använts. Intervallat från 0.001 till 0.01 m är enighet med Oke (1987) för bar jord. Bäst resultat erhålls vid 0.001 och blir därefter sämre ju högre värden på skrovlighetsparametern som simuleras både beträffande förklaringsgraden och RMSE (se figur 8). Denna skillnad är dock liten och tämligen insignifikant. Vad som då är mer förvånande är det faktum att den totala avdunstningen minskar från 91.64 mm vid 0.001 m till 74 mm vid 0.01m (se figur 10). Detta är den raka motsatsen till bl.a en liknande undersökning av Schelde *et al* (1998) och all tänkbar logik som säger att ökad skrovlighet bör ge ökad turbulens i luftskiktet och därmed ökad avdunstning. Dessutom borde bättre överensstämmelse erhållas med en skrovlighetsparameter närmare 0.01 då detta ligger närmare sanningen för en plöjd åker än 0.001 m som endast förekommer på experimentell nivå (Schelde *et al*, 1998). Dock finns en viss osäkerhet i hur modellen behandlar skrovlighetsparametern vars diskussion kommer att återupptas i kapitlet som behandlar temperaturen. Samma simuleringar fast med e-balansen (se figur 8) uppvisar heller ingen nämnvärd förändring dock är förklaringsgraden sämre men RMSE bättre i jämförelse med PM 1. Avdunstningen är här betydligt högre och ökar dessutom med ökad skrovlighetsparameter från 227 mm vid $z_o = 0.001$ m till 236 mm vid $z_o = 0.01$ m (se figur 10). Det sämre R^2 värdet ger en fingervisning om att simuleringen beträffande variationerna i markfuktigheten blir sämre än med PM 1 men de bättre RMSE värdena indikerar att simuleringen som helhet blir bättre, detta indikeras av att medelvärdet för simuleringen ligger närmare ibland till och med något under det uppmätta värdet. Detta

kan hänga ihop med den höga avdunstningen som tenderar att underskatta markfuktigheten under vissa delar av simuleringsperioden.

Flöde av vattenånga i simuleringarna har bl.a genom studier på en sandig ler jord av (Alvenäs *et al*, 1997) visats sig vara av stor betydelse. Vid simulering som utfördes utan vattenångflöde erhöles dock bara en försumbar ökning av den totala avdunstningen från 91.64 till 91.8 mm, en ökning med 0.2 %. En undersökning av Schelde *et al* (1998) uppvisar en ökning på 1.5 % vilket inte heller det anses som signifikant. Simuleringar i torra Medelhavsklimat samt arida och semiarida klimat visar att vattenångflöde dominerar i ett djup ned till 0.25 m och bör därför inkluderas i simuleringarna. Denna undersökning indikerar i enighet med Schelde *et al* (1998) att vattenångflöde i tempererade klimat endast har betydelse under mycket torra förhållanden. Det ska tilläggas att undersökningen av Alvenäs & Jansson (1997) utfördes under sommaren från slutet av juni till början av juli under en torr period och att undersökningen av Schelde *et al* (1998) genomfördes på hösten som i likhet med våren är betydligt fuktigare.

I figur 8 redovisas resultaten av simuleringarna med e-balansen för olika värden på ψ_g se ekv 13. Sämst resultat ges vid värdet 0, som ju indikerar jämvikt mellan vattenpotentialen i översta markskiktet och ytångtrycket, med ett värde på 0.65 för förklaringsgraden och 4.11 för RMSE. Den totala avdunstningen överskattas här vilket får som följd att den simulerade vattenhalten underskattas. Bättre överensstämmelse erhålls med ökad ψ_g för att kulminera vid ett värde på 1.5 där 0.80 och 3.71 är värden på R^2 resp RMSE. Dålig överensstämmelse uppnås återigen när ψ_g höjs ytterligare till 2 som innebär att vattentillgängligheten vid ytan minskar med upptill 3 magnituder under upptorkning. Detta leder till att ytångtrycket sänks för mycket med underskattning av avdunstningen och där igenom överskattning av markvattenhalten som följd vilket förklarar det höga RMSE värdet. Dessa simuleringar stämmer väl överens med resultaten från Alvenäs & Jansson (1997) och Schelde *et al* (1998) som fann att bäst överensstämmelse erhålls vid ett ψ_g värde på 1.2 resp 1.4.

5.1.2 Marktemperaturen

På grund av större säkerhet vid mätningarna av temperaturerna och det faktum att denna variabel inte är lika spatiellt känslig som vattenhalten samt att den uppmättes på fältet gör att förändringar i dessa resultat kan i större utsträckning hänföras till modellens utförande än andra felkällor.

Gemensamt för samtliga simuleringar är tämligen väl överensstämmelse med avseende på fluktuationer mellan simulerad och uppmätt data vilket indikeras av höga värden på förklaringsgraden. Dock sker en överskattning av den simulerade marktemperaturen på samtliga nivåer vilket förklarar de höga RMSE värdena. Denna skillnad mellan simulerad och uppmätt temperatur är ungefär lika stor oavsett vilken metod som använts för att beräkna avdunstningen med standardvärden. Vilket är en skillnad jämfört med vattenhalten där överskattningen av simuleringen blev betydligt mindre när K-funktion eller e-balansen användes istället för någon av ekvationerna som baseras på Penman-Monteith. Dessutom är amplituden för den uppmätta temperaturen större än den simulerade på samtliga nivåer.

Undersökningen av Schelde *et al* (1998) gav bättre överensstämmelse totalt vilket indikeras av betydligt lägre RMSE värden. Dock var amplituden även här högre för den uppmätta temperaturen, speciellt för lager över 0.15 m. Där erhöles dock den bästa överensstämmelsen med ett skrovlighetsparametervärde på 0.001 för att därefter minska med ökat värde på densamma. Som figur 8 visar ger denna undersökning rakt motsatt resultat både beträffande simuleringar med PM1 eller e-balansen, vilket är en skillnad jämfört med vattenhalten där ingen signifikant skillnad förekom. Dessa skillnader kan delvis förklaras av det faktum att nettostrålningen inte mättes utan uppskattades med hjälp av bl.a ekv 28. Molnigheten togs inte med i beräkningarna vilket innebär att av långvågig strålning från molnen försumrades. Fel mellan uppskattad och uppmätt nettostrålning har visats vara särskilt påtagande under natten.

En koppling kan här göras till värmeflödet som uppmättes på två nivåer men har inte redovisats i resultatdelen p.g.a att resultaten är svåra att säga något om, då värmeflödet utgör en liten del av energibalansen samt är väldigt svår att mäta i fält. Men då värmeflödet är starkt förknippat med temperaturgradienten i marken (se ekv 19) och denna underskattas i modellen leder detta också till att det simulerade värmeflödet underskattas. När simulering utfördes med e-balansen utifrån ekv 8 och avdunstningen hålls konstant borde, då det sensibla värmeflödet minskas genom minskning av skrovlighetsparametern som reglerar den aerodynamiska resistiviteten, värmeflödet i marken öka. Detta sker också från ett medelvärde på $4.707 \cdot 10^5$ J/m²/dygn och $4.585 \cdot 10^5$ J/m²/dygn vid 0.05m och 0.15 m djup vid 0.001 m på skrovlighetsparametern till $2.123 \cdot 10^5$ J/m²/dygn resp $2.025 \cdot 10^5$ J/m²/dygn vid 0.01 m. Men som tidigare nämnts försämras överensstämmelsen med uppmätt data med minskad skrovlighetsparameter. Skrovlighetsparametern i modellen gör ingen skillnad på momentumflöde och flödet av sensibelt och latent värme. Skrovlighetsparametern för momentum har visats sig vara betydligt större än för flöde av värme och ånga (Jansson *et al*, 1997). Detta innebär att en ökning eller en sänkning av skrovlighetsparametern endast förändrar skillnaden mellan z_0 för momentum och värme flöde och inte representationen av markens yttre form (Schelde *et al*, 1998).

Figur 8 visar resultaten av simulering med PM1 och K-funktionen där lufttemperaturen sätts som lika med markyttemperaturen istället för ekv 7. Resultaten visar betydligt bättre överensstämmelse på de två översta nivåerna både för PM1 och K-funktionen när denna metod används. Dock är förklaringsgraden sämre medans RMSE värdet är bättre vid 0.2 meters nivån. Här till skillnad från de övriga simuleringarna underskattas dock marktemperaturen en aning. Dessutom ökar medelvärdet nedåt i profilen från 8.49 vid 0.05m till 8.51 °C vid 0.15 m jämfört med det uppmätta på 9.65 vid 0.05 m och 7.59 °C vid 0.2m. Resultatet är dock som helhet betydligt bättre än ekv 7 där nettostrålningen tas med i beräkningarna vilket stödjer ovannämnda teori att nettostrålningen inte är helt korrekt angiven. En tidigare undersökning av Thunholm (1990) över en gräsmatta resulterade i en överskattning av marktemperaturerna i början på sommaren och en underskattning i början på hösten när lufttemperaturen användes. Där erhöles dock bättre överensstämmelse när ett 4 cm tjockt humuslager introducerades i syfte att minska felen i uppskattningen av markyttemperaturen genom minskning av den termala konduktiviteten och värme flödet genom humuslagret. Likaså erhålls bättre resultat när utsläkningskoefficienten i ekv 1 höjs (Thunholm, 1990).

Då marken var bar kan således inte ett humuslager tas med i beräkningarna, dessutom finns ingen funktion att ändra utsläckningskoefficienten utan den är satt till ett standardvärde på 0.5. Parametrarna som reglerar den termala konduktiviteten i ekv 20 kan heller inte ändras, utan dessa bestäms utifrån kornstorleksfördelningen som i sin tur endast baseras på värdet för porstorleksfördelningsindexet och vissningsgränsen. Funktioner får att reglera dessa parametrar samt utsläckningskoefficienten skulle vara önskvärt för att eventuellt erhålla bättre resultat vid simulering av marktemperaturen.

5.2 Simulering med vegetation

Olika mekanismer styr avdunstningen för mark med vegetation jämfört med den tidigare barmarken. Avdunstningen från vegetationstäckt mark styrs av faktorer såsom vattenupptagning av rötter, transpiration och avdunstning från interceperat vatten till skillnad från fallet med bar mark där avdunstningen uteslutande styrs av markhydrauliska egenskaper (Ward, 1975).

Den totala evapotranspirationen per dag för studieperioden för den vegetationsbeklädda marken är lägre än den är för barmark. Detta kan bero på att när marken är fuktig är albedot lägre för barmark vilket leder till större absorption av strålning som i sin tur leder till ökad avdunstning. Dock skapar vegetationen större yta från vilket interceperat vatten kan avdunsta samt ökar vegetationstäcket turbulensen i luftskiktet ovanför vilket underlättar transport av vattenånga. Under perioder när markens ytskikt är torrt förhindras avdunstning från barmark medans vegetationens rotsystem möjliggör transport av vatten underifrån (Lewan, 1996).

Då vegetationen fortfarande befann sig i initialfasen vid mätperioden har därför modellens känslighet beträffande markfuktigheten vid ändrat LAI värde undersökts. Som framgår i figur 11 sker avvikelser mellan simuleringarna först en bit in i juni. Dessa skillnader ligger dock bara på drygt 2 % mellan höjda respektive sänkta LAI värden. Sänkta LAI värden ger något högre markfuktighet medans höjda ger något lägre i jämförelse med standardsimuleringen. Detta kan bero på att transport av vattenånga gynnas med ökad turbulent aktivitet i luftskiktet beroende på det större vegetationstäcket och att vattenupptagningen av markvatten ökar som en följd av det mer utvecklade rotsystemet. Det faktum att skillnaden inte är stor mellan simuleringarna kan förklaras av att LAI värdena från början är för låga, från 0 till 1.2 vid simuleringens slut, att en ökning respektive minskning med 50% inte ger tillräckligt stora skillnader för att påverka markfuktigheten i någon större omfattning. Överensstämmelsen med uppmätt data vid simuleringarna visar inte heller någon större förändring. I tabell 4 redovisas resultatet från standardsimuleringen.

Det är svårt att erhålla en bild av modellens tillämpbarhet på blastvegetation, i detta fall potatis dels p.g.a av den korta utvecklingen av vegetationen samt avsaknaden av litteratur från liknande undersökningar på blastvegetation. Litteraturen som studerats här, av bl.a Hjärpe & Jansson (1986), Johnsson & Jansson (1991), Persson (1995) och Lewan (1996), är alla utförda på sädesslag. För att få en bättre uppfattning om modellens användbarhet på detta område efterlyses fler och längre undersökningar på blastvegetation.

6. SLUTSATS

Simuleringarna gav överlag tämligen bra resultat såväl beträffande markfuktigheten som marktemperaturerna. Dock tenderar ekvationerna baserade på Penman-Monteith att

underskatta avdunstningen från markytan vilket resulterar i att ett lågt parametervärde på $r\psi$ måste användas för att bäst resultat beträffande markfuktigheten skall uppnås. Vidare visar studien att en betydande korrektionsfaktor som kompenserar för ett icke jämviktsförhållande mellan ytångtrycket och vattenpotentialen i mitten av det översta markskiktet måste inkluderas för att få bäst resultat när energibalans metoden används.

Marktemperaturerna tenderar i regel att överskattas förutom när lufttemperaturen används som markyttemperatur istället för att den beräknas med ekv 7. Överskattningarna kan vara ett resultat av det faktum att nettostrålningen inte uppmätts utan endast uppskattas utifrån andra parametrar.

Vegetationsutvecklingen var för kort under mätperiod 2 för att erhålla några nämnvärda resultat. Förändringen av LAI gav inte några större skillnader av markfuktigheten. Fler och längre undersökningar av modellens tillämpbarhet på blastvegetationen hade därför varit önskvärt.

Nästa steg i valideringen av modellen blir att testa den med oberoende mätdata. Detta kan göras genom att sortera ut hälften av den nu använda mätdata. Därefter används den ena halvan för att utföra den bästa parametreringen, varpå man kör modellen med den andra halvan av mätdata, med de tidigare bestämda parametervärdena, och analyserar dem erhållna resultaten.

7. REFERENSER

Achberger, C., Ekström, M. och Barring L., 2000, Estimation of local near-surface wind conditions related to erosivity in Scania, Southern Sweden, *Meteorological Applications*, (submitted)

Addiscott, T. M., 1993, Simulation modelling and soil behaviour, *Geoderma*, 60: 15-40

Alvenäs, G. och Jansson, P-E., 1997, Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil: calibration and sensitivity analysis, *Agricultural and Forest Meteorology*, 88: 47-56

Bisal, F., Hsieh, J., 1966, Influence of moisture on erodibility of soil by wind, *Soil Science*, 102: 143-146

Brooks, R. H. och Corey, A. T., 1964, *Hydraulic properties of porous media*, Hydrology Paper No. 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 27 pp

Barring, L., Jönsson, P., Achberger, C., Ekström, M. och Kjellander, C., 1999, WEELS intermediate project report for 1998 from partner 3, EC-report

Daniel, E., 1992, *Description of the quaternary maps of Tomelilla SV and Ystad NV*, Swedish geological survey, Uppsala, Serie Ae Nr 99-100, 149 pp

Grip, H. och Rodhe, A., 1988, *Vattnets väg från regn till bäck*, 2:a upplagan, Hallgren & Fallgren, Uppsala, 156 pp

- Jansson, P-E., 1998, *Simulating model for soil water and heat conditions - Description of the SOIL model*, Swedish University of Agricultural Sciences, Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 98:2, Uppsala, 81 pp
- Jansson, P-E. och Alvenäs, G., 1997, Energy balance at soil surface, ebal-example, online i SOIL modellen
- Jansson, P-E. och Thoms-Hjärpe, C., 1986, Simulated and measured soil water dynamics of unfertilized and fertilized barley, *Acta Agriculture Scandinavia*, 36: 162-172
- Johnsson, H. och Jansson, P-E., 1991, Water balance and soil moisture dynamics of field plots with barley and grass ley, *Journal of Hydrology*, 129: 149-173
- Jönsson, P., 1992, Wind erosion on sugar beet fields in Scania, southern Sweden, *Agricultural and Forest Meteorology*, 62: 141-156
- Kjellander, C., 1999, *Variations in the energy budget above growing wheat and barley, Ilstorp 1998 - a gradient-profile approach*, Lunds Universitets Naturgeografiska Institution, Seminarieuppsatser Nr 61, Lund, 55 pp
- Lewan, E., 1996, *Evaporation, discharge and nitrogen leaching from a sandy soil in Sweden - Simulations and measurements at different scales in time and space*, Swedish University of Agricultural Sciences, Department of Soil Sciences, Reports and Dissertations 27, Uppsala
- Lindroth, A., 1985, Canopy conductance of coniferous forests related to climate, *Water Resources Research*, 21: 297-304
- McGechan, M. B., Graham, R., Vinten, A. J. A., Douglas, J. T. och Hooda, P. S., 1997, Parameter selection and testing the soil water model SOIL, *Journal of Hydrology*, 195: 312-334
- Oke, T.R., 1987, *Boundary Layer Climates*, Second edition, Routledge, London, 435 pp
- Persson, G., 1995, *Water balance of willow stands in Sweden - Field studies and model applications*, Swedish University of Agricultural Sciences, Department of Soil Sciences, Reports and Dissertations 20, Uppsala
- Persson, P., 1994, Instrumentkännedom - NGE 102, Naturgeografiska institutionen, Lunds universitet, Lund, 32 pp
- Riley, H., 1989, Irrigation of cereals, potato, carrot and onion on a loam soil at various levels of moisture deficit, *Norwegian journal of agricultural sciences*, 3: 117-145
- Rosenberg, N. J., Blad, B. L. och Verma, S. B., 1983, *Microclimate-The biological environment*, Second edition, John Wiley & Sons, New York, 495 pp
- Sarre, R. D., 1987, Aeolian sand transport, *Progress in Physical Geography*, 11: 157-182

Schelde, K., Thomsen, A., Heidmann, T. och Schjønning, P., 1998, Diurnal fluctuations of water and heat flows in a bare soil, *Water Resources Research*, 34: 2919-2929

Thunholm, B., 1990, A comparison of measured and simulated soil temperature using air temperature and soil surface energy balance as boundary conditions, *Agricultural and Forest Meteorology*, 53: 59-72

Ward, R. C., 1975, *Principles of Hydrology*, Second edition, McGraw-Hill Book Company, London, 367 pp

WEELS., 1997, Wind Erosion on European Light Soils, A proposal to the EC Environment and Climate Programme, 1994-1998

Åhman, R., 1974, Vinderosion i Sydsåne, *Svensk Geografisk Årsbok*, 50: 232-240

Appendix A

:{CR10}

;

*Table 1 Program

01: 0.0000 Execution Interval (seconds)

1: Batt Voltage (P10)

1: 1 Loc [batteri]

2: Temp (107) (P11)

1: 1 Reps

2: 12 SE Channel

3: 3 Excite all reps w/Exchan 3

4: 2 Loc [reftemp]

5: 1.0 Mult

6: 0.0 Offset

3: Volt (Diff) (P2)

1: 1 Reps

2: 3 25 mV Slow Range

3: 2 DIFF Channel

4: 3 Loc [radiation]

5: 101.21 Mult

6: 0.0 Offset

4: Set Port(s) (P20)

1: 0000 C8,C7,C6,C5 Options

2: 0051 C4..C1 = low/low/100ms/high

5: Beginning of Loop (P87)

1: 0000 Delay

2: 8 Loop Count

6: Do (P86)

1: 72 Pulse Port 2

7: Thermocouple Temp (DIFF) (P14)

1: 1 Reps

2: 1 2.5 mV Slow Range

3: 1 DIFF Channel

4: 1 Type T (Copper-Constantan)

5: 2 Ref Temp Loc [reftemp]

6: 4 -- Loc [temp_1]

7: 1.0 Mult

8: 0.0 Offset

8: End (P95)

9: Beginning of Loop (P87)
 1: 0000 Delay
 2: 5 Loop Count

10: Do (P86)
 1: 72 Pulse Port 2

11: Volt (Diff) (P2)
 1: 1 Reps
 2: 1 2.5 mV Slow Range
 3: 1 DIFF Channel
 4: 12 -- Loc [termofl_1]
 5: 500 Mult
 6: 0.0 Offset

12: End (P95)

13: Set Port(s) (P20)
 1: 0000 C8,C7,C6,C5 Options
 2: 0090 C4..C1 = low/low/nc/low

14: If time is (P92)
 1: 0 Minutes (Seconds --) into a
 2: 10 Interval (same units as above)
 3: 10 Set Output Flag High

15: Real Time (P77)
 1: 110 Day,Hour/Minute (midnight = 0000)

16: Average (P71)
 1: 1 Reps
 2: 1 Loc [batteri]

17: Average (P71)
 1: 1 Reps
 2: 3 Loc [radiation]

18: Average (P71)
 1: 1 Reps
 2: 2 Loc [reftemp]

19: Average (P71)
 1: 13 Reps
 2: 4 Loc [temp_1]

20: Maximize (P73)
 1: 1 Reps
 2: 0 Value Only

3: 3 Loc [radiation]

21: Minimize (P74)

1: 1 Repts

2: 0 Value Only

3: 3 Loc [radiation]

22: Serial Out (P96)

1: 71 SM192/SM716/CSM1

*Table 2 Program

02: 0.0000 Execution Interval (seconds)

*Table 3 Subroutines

End Program

