



**SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET**

En introduktion till biogeofysik

Henrik Eckersten
Per-Erik Jansson
Stig Karlsson
Bertil Persson
Kurth Perttu
Jennie Andersson

**Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Avdelningsmeddelande 95:6
Communications**

Uppsala 1995

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM- -95/6- -SE

Denna serie meddelanden utges av Avdelningen för lantbrukets hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Serien innehåller sådana forsknings- och försöksredogörelser samt andra uppsatser som bedöms vara av i första hand internt intresse. Uppsatser lämpade för en mer allmän spridning publiceras bl a i avdelningens rapportserie. Tidigare nummer i meddelandeserien kan i mån av tillgång levereras från avdelningen.

This series of Communications is produced by the Division of Agricultural Hydrotechnics, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala. The series consists of reports on research and field trials and of other articles considered to be of interest mainly within the department. Articles of more general interest are published in, for example, the department's Report series. Earlier issues in the Communications series can be obtained from the Division of Agricultural Hydrotechnics (subject to availability).

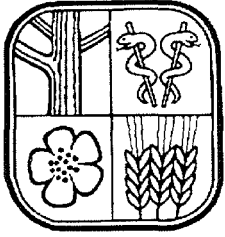
Distribution:

Sveriges Lantbruksuniversitet
Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik
Box 7014
750 07 UPPSALA

Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics
P.O. Box 7014
S-750 07 UPPSALA, SWEDEN

Tel. 018-67 11 85, 67 11 86

Tel. +46-(18) 67 11 85, +46-(18) 67 11 86



**SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET**

En introduktion till biogeofysik

Henrik Eckersten
Per-Erik Jansson
Stig Karlsson
Bertil Persson
Kurth Perttu
Jennie Andersson

**Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Avdelningsmeddelande 95:6
Communications**

Uppsala 1995

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM- -95/6- -SE

Innehållsförteckning

1 Förord 5

2 Vad är biogeofysik? 5

3 Klimat 6

3.1 Hela jordens energibalans 6

3.2 Energibalansen för olika områden på jorden 9

3.3 Jordens vattenbalans 11

3.4 Jordens klimatzoner 13

4 Vattentransport i mark-växt-atmosfär 16

4.1 Simuleringsmodeller allmänt 17

4.2 SPAC-modellen allmänt 19

4.3 Växtens och markens vattenbalans 20

4.4 Bladytornas energibalans 22

4.5 Vattenpotential 26

4.6 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär 29

4.7 Interception 32

5 Vatten i växten 34

5.1 Vattnets transport i växten 34

6 Strålning 37

6.1 Atmosfärens struktur och sammansättning 37

6.2 Elektromagnetisk strålning 39

6.3 Solstrålning vid jordytan 41

6.4 Strålningsbalansen vid jordytan 44

6.5 Strålningsförhållanden i växtbestånd 46

7 Temperaturförhållanden och värmeflöden i mark 49

7.1 Strålningsbalansen vid markytan 49

7.2 Energibalansen vid markytan 51

7.3 Markens förmåga att lagra värme 52

7.4 Markens förmåga att transportera värme 53

7.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken 56

7.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen 60

8 Tjäle 61

8.1 Inledning 61

8.2 Tre faser med is 62

8.3 Fryspunktsnedsättning 62

8.4 Tjälens struktur 63

8.5 Tjälskjutning 64

8.6 Tjäldjup 64

8.7 Snötäckets inverkan på tjäldjupet 65

9 Referenser 66

10 Symbollista 70

1 Förord

Denna rapport är avsedd som litteratur till en inledande kurs i biogeofysik för agronomstuderande med mark/växt-inriktning. Rapporten är en sammanslagning av föreläsningssanteckningar och rapporter som givits ut tidigare, vissa på engelska. Vissa avsnitt är nyskrivna. Innehållet har dock delvis till betydande del redigerats av redaktörerna (Henrik Eckersten och Jennie Andersson, Institutionen för markvetenskap, SLU) för att harmonisera de olika delarna och passa kursens mål. Kapitel 2 är skrivet av H Eckersten och i övrigt gäller:

Klimatavsnittet (kapitel 3) är skrivet av Kurth Perttu (Institutionen för ekologi och miljövärd, SLU) och basera sig på ett kompendium om jordens strålnings-, vatten- och energibalans och delar av ett kompendium i agrometeorologi: Definitioner, processer och tillämpningar.

Mark-växt-atmosfärsdelen (kapitel 4) är skriven av Henrik Eckersten och baserar sig på två tidigare rapporter om SPAC-GROWTH modellen (Eckersten, 1991a, b) och föreläsningssanteckningar.

Växtavsnittet (kapitel 5) är skrivet av Bertil Persson (Institutionen för växtekologi, SLU) och Henrik Eckersten och baserar sig på kursstenciler av Bertil Persson använda i tidigare kurser.

Strålningsavsnittet (kapitel 6) är skrivet av Stig Karlsson (Institutionen för växtodlingslära, SLU) och baserar sig på kursstenciler använda i tidigare kurser.

Markavsnitten (kapitel 7 och 8) är skrivna av Per-Erik Jansson (Institutionen för markvetenskap, SLU) och baserar sig på två kompendier, ett om Temperaturförhållanden och värmeflöden i mark och ett om Tjäle, använda i tidigare kurser i detta ämne.

Denna rapport koncentrerar sig på transport och lagring av vatten och energi i mark-växt-atmosfärssystemet. Biogeofysiken handlar också om andra ämnens transport. Hur t ex kolet och kvävet är kopplade till vatten och energi omsättningen finns dokumenterat i de flesta läroböcker i växtfysiologi (t ex Salisbury & Ross 1992) och att detta har implikationer på växtodling (t ex Torsell m fl 1989). En systemanalytisk bild av samspelet mellan vatten, värme, kol och kväve på beståndsnivå ges av simuleringsmodellerna SOIL och SOILN (Eckersten & Jansson 1991, Eckersten m fl 1994, Jansson 1991, Jansson & Halldin 1979, Johnsson m fl 1987).

2 Vad är biogeofysik?

Biogeofysik är läran om massan och energins flöden och tillstånd i mark-växt-atmosfärssystemet. Med massa menas t ex mängd vatten och kol och med energi avses olika former av energi; strålningsenergi, latent värme, mm. Ämnet utgår från de grundläggande fysikaliska lagar som styr processerna i systemet som t ex termodynamikens grundlagar för gasers beteende, massans och energins bevarande, mm. Systemet består av den mark- och atmosfärsvolym som har betydelse för växten samt växten själv. Ämnet fokuserar kopplingen mellan dessa delar i systemet, dvs hur mark, växt och atmosfär påverkar varandra. Ämnet

fokuserar också samverkan mellan de biologiska processerna i växt och mark och de rent fysikaliska processerna i omgivningen.

Ämnet har sitt ursprung i meteorologi, hydrologi, markfysik, markbiologi, växtfysiologi och ekologi. Ämnet har likheter med systemekologin där ekosystem studeras utgående från material- och energiflöden. Ett samlingsnamn för delar av biogeofysiken har tidigare varit omgivningens fysik (på engelska Environmental physics (se Monteith 1973, Monteith & Unsworth 1990) eller abiotik som det ofta kallats i ekologiska sammanhang. Biogeofysiken skiljer sig dock väsentligen från detta ämne i vad avser speciellt samspelet med de biologiska processerna och studier av mass- och energibalanser för både mark och biota. Biogeofysiken har ärvt de systemanalytiska arbetsmetoderna och i viss mån är det framstegen i denna arbetsmetod tillsammans med förbättrad mätteknik som möjliggjort studier av integrerade problemställningar i allt större skalor från enskilda porer i marken till regioner och landskapselement. För mer allmän information om ämnet biogeofysik hänvisas också till Halldin (1990).

3 Klimat

Definitionen på klimat innefattar egentligen tillägg av en tidsaspekt på definitionen för meteorologi. Klimatet är följden av att de meteorologiska elementen (variablerna) fått verka över en plats under en viss tid. Meteorologi definieras som läran om atmosfärens tillstånd och förändringar i ett visst ögonblick eller kortare uttryckt som atmosfärens fysik. Tillståndet kan beskrivas genom att mäta eller observera olika meteorologiska element, t ex strålning, lufttryck, lufttemperatur, luftfuktighet, vindhastighet, vindriktning, nederbörd, molnighet. För agro- och skogsproduktion kan vi konstatera att strålning, temperatur, fuktighet, vind och nederbörd är de fem viktigaste elementen. Naturligtvis är andra element viktiga i ett visst sammanhang, t ex snödjup i samband med skogsavverkning.

3.1 Hela jordens energibalans

Alla kroppar med en temperatur över absoluta nollpunkten strålar ut värme. Strålningens våglängd beror av temperaturen, och sålunda är solstrålningens våglängd lägre än 4 000 nm eller 4 μm och kallas meteorologiskt för kortvågsstrålning. På motsvarande sätt utgår utstrålningen från jordytan som långvågsstrålning inom våglängdsintervallet 4 000 - 100 000 nm. Solstrålningen mot en yta just ovanför jordens atmosfär vinkelrätt mot strålarna beror endast av avståndet mellan solen och jorden. Värdet varierar dock bara ca $\pm 3\%$ från medelvärdet, och i praktiken kan detta värde anses vara konstant (och kallas för solarkonstant med värdet 1375 W m^{-2}). Strålningen som når markytan är dock beroende av flera olika faktorer. De viktigaste är reflektion, absorption och spridning. När solstrålningen tränger ned genom atmosfären kommer en del av den att reflekteras mot partiklar, moln mm och studsas tillbaka ut i rymden. En del kommer att absorberas av de olika gaserna och av partiklar, vattenånga och moln i atmosfären och omvandlas till värme. Dessa kommer sedan i sin tur att utsända strålning åt alla håll men som långvågsstrålning. En del kommer att spridas av

luftmolekyler, små partiklar mm och bli till diffus kortvågsstrålning som sprids åt olika håll. Den kortvågsstrålning som når jordytan består alltså av direkt strålning från solen samt av diffus strålning från atmosfären. Jordytan mottar också långvågsstrålning från atmosfären vilken härstammar från den ovannämnda absorptionen i gaser, partiklar, vattenånga och moln. När solens strålning träffar jordytan reflekteras en del tillbaka mot atmosfären och storleken på denna är beroende av ytans beskaffenhet. Skog reflekterar 5-15 %, åkermark 10-20, gammal snö 50-60 % och torr nysnö upp till 90 %. Resten av den inkommande solstrålningen absorberas i mark, växter mm och omvandlas till värme. När jordytan inklusive växter, vatten mm uppvärms, strålar den ut värme mot atmosfären som långvågsstrålning (terrester strålning). Med detta som grund kan man härleda en strålningsbalans ekvation (eller nettostrålnings ekvation) vid jordytan bestående av de inkommande komponenterna direkt och diffus kortvågsstrålning och atmosfärisk långvågsstrålning samt de utgående komponenterna reflekterad kortvågsstrålning och terrester strålning (se vidare kap 6).

För jorden som helhet är strålningsbalansen och energibalansen samma sak, dvs allt utbyte av energi med rymden sker genom strålning. Inne i jordens beståndsdelar (atmosfär, mark mm) är energibalansen och strålningsbalansen olika. Energibalans ekvationen för hela jordklotet sett från rymden består av den infallande solstrålningen (solarkonstanten R_{sc}) och från jordklotet utgående långvågsstrålning. Den senare kan anges som en funktion av temperaturen enligt Stefan Boltzmanns lag (se kap 6) och jordens temperatur (K) kan då skrivas som:

$$T_{bs} = [(1-\alpha) \cdot (R_{sc} / 4\sigma)]^{1/4} \quad 3.1$$

Låt oss sätta in riktiga värden på termerna i ekvation (1) för att få fram ett rimligt värde på T_{bs} . Enligt tidigare är $R_{sc} = 1375$ (genomsnitt per år), $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ och $\alpha = 0,3$ (Rosenberg m fl, 1983). Detta ger att:

$$T_{bs} = [0.7 \cdot 1375 / (2.268 \cdot 10^{-7})]^{1/4} \approx 255 \text{ K} \approx (255 - 273) = -18 \text{ }^\circ\text{C} \quad 3.2$$

Värdet stämmer ju inte särskilt bra när vi vet att jordens medeltemperatur i stället är ca +15 °C. Hur kan vi då förklara differensen på 33 °C? Jo, om vi ser på jordklotet från rymden så har den en temperatur på -18 °C, eftersom huvuddelen av den utgående långvågsstrålningen mot rymden kommer från atmosfärspartiklar och från moln (dvs små vattendroppar), vattenånga, koldioxid, metan, ozon m fl gaser i atmosfären som har denna låga temperatur. Dessa tillsammans med bidraget från jordytan strålar alltså ut med en genomsnittstemperatur som motsvarar ca -18 °C. Jordytan, som skickar ut värme i form av långvågsstrålning som till största delen absorberas av atmosfären ovanför, har däremot en temperatur av ca +15 °C. Det finns alltså en "naturlig" växthuseffekt som höjer vår temperatur vid jordytan med 33 °C.

Sammanfattning

$$R_{sc} = \text{solarkonstant} = 1375 \text{ W m}^{-2}$$

$$\text{Jordskivans yta} = \pi(\text{radie})^2$$

Solstrålningen mot "jordskivan" är:

$$R_{sc} \pi a^2 = 1375 \cdot 3.14 (6.37 \cdot 10^6)^2 = 1.75 \cdot 10^{17} [\text{Ws s}^{-1} \text{ eller } \text{J s}^{-1}]$$

där a är jordskivans (jordklotets) radie. På ett dygn får vi:

$$24 \cdot 60 \cdot 60 \cdot 1.75 \cdot 10^{17} = 1.51 \cdot 10^{22} \text{ J dygn}^{-1}$$

Denna strålning skall fördelas på hela klotets yta (som alltså är 4 ggr större än skivans yta)

$$\text{Jordklotets yta} = 4 \pi(\text{radie})^2$$

$$1.51 \cdot 10^{22} / 4 = 3.8 \cdot 10^{21} \text{ J dygn}^{-1}$$

eller i genomsnitt per kvadratmeter och dygn:

$$29.7 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-2} \text{ dygn}^{-1}$$

eller i genomsnitt per kvadratmeter och år:

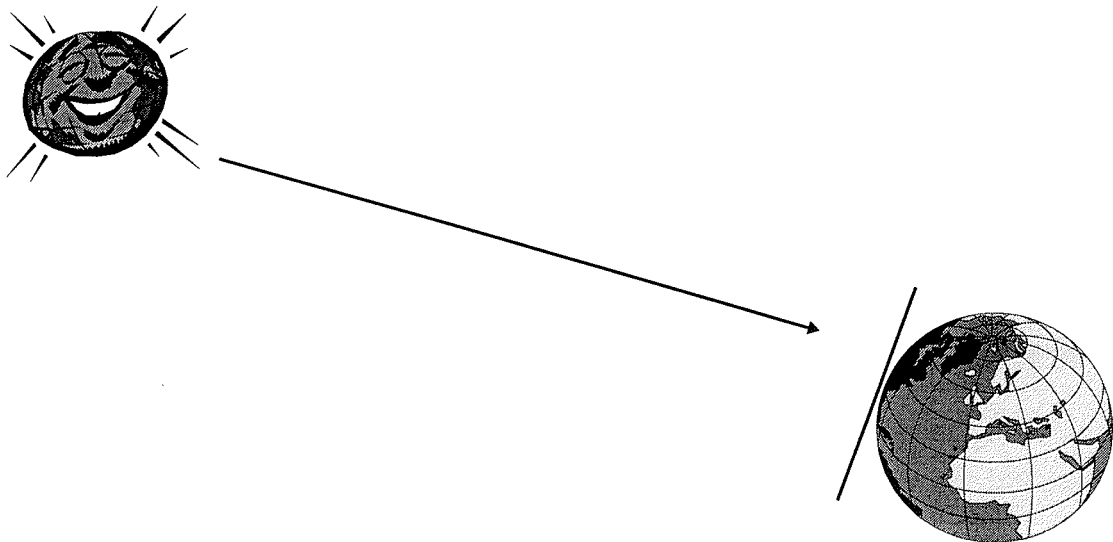
$$10.8 \cdot 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ år}^{-1}$$

Om solens energi på jordklotet motsvarar: 100 % så motsvarar:

Jordens inre energi: 1.8 %

Månens reflektion: 0.1 %

Stjärnornas strålning: 0.000001 %



Tabell 3.1: Strålningskomponenternas fördelning i systemet jord-atmosfär beräknade med utgångspunkt från den till atmosfärens yttersta gräns inkommande strålningen, här satt till 100% (modifierat efter data ur Sellers, 1965)

Strålningskomponent	Procentenhet
Inkommande solstrålning till atmosfären	100,0
Reflektion från moln	23,9
Reflektion från luften (molekyler, partiklar, vattenånga)	5,7
Reflektion från jordytan	6,1
Totalreflektion från systemet jord-atmosfär	35,7
Absorption i moln	2,7
Absorption i luften (molekyler, partiklar, vattenånga)	14,5
Absorption av jorden	47,1
Totalabsorption av systemet jord-atmosfär	64,3

3.2 Energibalansen för olika områden på jorden

Hur ser förhållandena ut på jorden när vi tittar på ett tvärsnitt från pol till pol? Låt oss börja med att se hur fördelningen av land och hav ser ut. Detta har nämligen en avgörande betydelse för luftens cirkulation och dess transport av vattenånga och värme. Haven täcker 81 % av södra halvklotet och 61 % av norra halvklotet. För jordytan som helhet är alltså 71 % hav och 29 % land.

De 29 % som i medeltal utgör land har i sig också stor betydelse för den allmänna cirkulationen. Medelhöjden inom varje latitudband har betydelse för cirkulationen, beroende på om både hav och land ingår eller om enbart land tas med. I det senare fallet kan bergskedjor, högslätter, lågland etc ha en betydande inverkan. De nord-sydliga bergskedjorna (Anderna, Klippiga bergen, Uralbergen) påverkar i hög grad den dominerande västliga luftströmningen på mellanbredderna. De ost-västliga (t ex Alperna) påverkar i första hand den syd-nordliga strömningen. Vi vet också att de senare stoppar utbredningen av växtarter, medan de längsgående ej gör det lika mycket. Sålunda har Nordeuropa betydligt färre arter av träd än motsvarande klimatzoner i Nordamerika.

Strålningens fördelning i genomsnitt kan beskrivas som att vi har en positiv strålningsbalans mellan latituderna från ca 40 °S till ca 38 °N. Söder och norr om dessa gränser kommer det in mindre strålning från solen som värmer jorden än vad som går ut i rymden i form av värmestrålning. Detta betyder att de sydligaste och nordligaste delarna hela tiden bara skulle bli kallare, medan områdena kring ekvatorn och vändkretsarna skulle bli varmare (till en viss gräns förstås). Varför blir det inte så? Här kommer alltså betydelsen av den allmänna cirkulationen in i bilden, och då har också fördelningen av land och hav, bergskedjor, slätter, etc en starkt modifierande betydelse för fördelningen på respektive halvklot.

Den faktiska årsmedeltemperaturens fördelning i jordens yt nära skikt varierar med latituden. Norra halvklotet har genomsnittligt högre temperatur än södra halvklotet med undantag av latitudbanden 40-60. Antarktis, som är en mycket stor kontinent, har betydligt lägre temperaturer än vad Arktis har.

Molnigheten har inte enbart betydelse för nederbörden utan även för nettosolstrålningen och långvågsutstrålningen och därmed för strålningsbalansen. Om vi antar att 100 procentenheter

solstrålning kommer till atmosfärens övre gräns, så reflekterar molnen 24 enheter och luften (luftmolekyler, partiklar, vattenånga) knappt 6 enheter, dvs atmosfärens reflektion är ca 30 enheter. Jordytan reflekterar i genomsnitt 6 enheter, vilket gör att hela systemet jord-atmosfär totalt reflekterar ca 36 procent av den till systemet inkommande solstrålningen. Resten absorberas (och omvandlas till värme) av molnen (knappt 3 enheter), av luften (drygt 14 enheter) och av jordytan (47 enheter). Totalt absorberar alltså systemet ca 64 procent av den inkommande solstrålningen. I tabell 3.1 sammanfattas strålningskomponenternas fördelning i systemet jord-atmosfär.

Mängden "regnbar" vattenånga i atmosfären (här definierad som mängden vatten i en luftpelare med 1 dm² yta från marken hela vägen upp till atmosfärens översta gräns) beror till största delen på lufttemperaturen, därför att luften kan innehålla mer vattenånga ju högre temperatur den har. Nederbördens fördelning över jordklotet har stora likheter med molnighetens fördelning, som dock inte helt avspeglar nederbörden eftersom alla typer av moln inte ger regn ifrån sig. Avdunstningens fördelning däremot beror dels av temperaturen, dels av nederbörden (dvs tillgången på vatten). Trots att tillgången på avdunstningsbart vatten över havet inte är begränsande, blir det för jorden som helhet ett underskott (avdunstning större än nederbörd) i både södra och norra halvklotens subtropiska områden (latitudbanden 10-40).

För att orsaken till detta måste vi förstå cirkulationsmönstret kring ekvatorn. Här är solen i zenit två gånger per år, nämligen den 21 mars och den 21 september. Under dessa perioder inträffar vårdagjämning respektive höstdagjämning på respektive halvklot, då dag och natt är lika långa över hela jorden. Den 21 juni inträffar vårt sommarsolstånd, och då är solen i zenit över den norra vändkretsen (Kräftans vändkrets). På motsvarande sätt är solen i zenit över den södra vändkretsen (Stenbockens vändkrets) den 21 december. Eftersom huvuddelen av solenergin infaller över ekvatorsområdet, stiger (hävs) luften där p g a att varm luft är lättare än kall luft. Eftersom temperaturen i lufthavet sjunker med ca 7 °C per km i vertikal riktning sjunker också luftens förmåga att hålla vattenånga. Den uppåtstigande luften avkyls alltså och kan därmed behålla allt mindre mängder vattenånga. Till slut blir luften mättad och då kommer vattenångan att kondensera till vatten och regna ner. Detta kan ske regelbundet på eftermiddagarna när hävningsprocessen är som kraftigast. I marknära skikt ersätts den kring ekvatorn uppåtstigande luften av luft från sidorna, i detta fall från högre breddgrader, som därmed ingår i cirkulationen. Den luft som på hög höjd förs mot de högre breddgraderna är torr och kall och kommer att sjunka för att fullborda cirkulationen. Därmed kommer den att värmas upp och blir dessutom relativt sett ännu torrare med påföljd att områdena kring vändkretsarna blir mycket torra (subtropiska högtryckscellerna). Det är här vi har de stora ökenområdena runt hela jordklotet.

Regneffektiviteten, som är en funktion av både nederbörd och mängd "regnbar" vattenånga, är relativt väl korrelerad med molnigheten.

Jordytans energibalans kan härledas genom att betrakta en kolumn av mark eller vatten med nettotillförsel av energi med hastigheten (ΔS). Man kan då skriva:

$$\Delta S = R_n - H - LE + A_{Sin} - A_{Sut} \quad 3.3$$

där R_n är strålningsbalansen (se även kap 6), H är sensibelt värme flöde, LE är latent värme flöde och $A_{Sut} - A_{Sin} = \Delta A_S$ är horisontella nettoflödet av latent och sensibelt värme till kolumnen.

Latent värme innebär att värmen ligger "dolt" i luften och när denna förflyttar sig följer det latent värmet med. Bäst illustreras detta genom att beskriva avdunstnings- och kondensationsförloppen. Vid kondensation avges samma mängd värme som åtgår vid avdunstning. Det latent flödet visar på ett mycket effektivt sätt att transportera energi från en plats till en annan, t ex från Atlanten in över Skandinavien eller från en våt skog till gräsmatta. Transporten kan ske både vertikalt och horisontellt (jämför nedan) och i både stor, mellan och liten skala.

Sensibelt eller förnimbart värme flöde sker mellan två kroppar av olika temperatur. Om en trädkrona uppvärms av solstrålningen, som absorberas i barr, kvistar, grenar och stam, kommer trädkronan att avge värme till den luft som sveper förbi kronan. Värmen transporteras vidare vertikalt genom turbulens och horisontellt med "vinden".

Den horisontella transporten av latent och sensibelt värme brukar kallas för advektion. Som redan nämnts har den alltså mycket stor betydelse i stor skala, men även i mindre skala spelar den en roll. Vi har redan nämnt de västliga vindarna över Skandinavien när det gäller horisontella, latent värme flöden. Exempel på horisontella, sensibla värme flöden är t ex Mistralen (den nordliga kalla vinden i Rhône dalen förstärkt av gravitationen) och Sirocco (den varma vinden från Sahara mot Medelhavet). I mindre skala har vi land- och sjöbris längs kusterna (storleksordning km) och flöden till åkermark från närliggande skog och vice versa (storleksordning 100 m).

Över land är advektionen (ΔA_S) mycket liten och kan försummas. På årsbasis är den totala energiförändringen (ΔS) försumbar, och således över hav är $R_n = H + LE + \Delta A_S$ och över land är $R_n = H + LE$. Under året är $\Delta A_S = 0$ på grund av att havsströmmarna tar ut varandra globalt. För hela jorden kan man således skriva:

$$R_n = H + LE \quad 3.4$$

Man kan alltså säga att på årsbasis och för jordklotet som helhet innehåller energibalans ekvationen termen nettostrålning som styr termerna sensibelt (förnimbart) värme flöde och latent ("närvarande men ännu ej aktivt") värme flöde. Här ser vi åter solens betydelse för förhållandena på jorden.

3.3 Jordens vattenbalans

Jordytans vattenbalans ekvation kan enligt Sellers (1965) enklast beskrivas som ett matematiskt uttryck av den del av den hydrologiska cykeln som direkt kan hänföras till gränsskiktet mellan atmosfär och markyta eller mellan atmosfär och vattenyta. Låt oss därför betrakta en kolumn av marken från ytan ned till ett djup där det vertikala utbytet av markvatten, dvs perkolationen är lika med noll. Netto hastigheten (Δm_g) med vilken vattnet i

kolumnen ändras är lika med summan av de hastigheter med vilken vatten tillförs eller bortförs från kolumnen enligt:

$$\Delta m_g = P + \Delta q - E \quad 3.5$$

P är vatten tillförd via nederbörd, Δq är nettot av horisontella vattenflöden in i eller ut ur kolumnen och E är avdunstningen. E kan vara negativt och är då är vatten tillförd genom kondensation (dvs bildning av dagg, rimfrost, etc.). Man kan alltså säga att nederbörden (P) antingen avdunstar (E), lagras i marken (Δm_g) eller rinner bort i vattendrag (Δq). På årsbasis är lagringen ganska oförändrad ($\Delta m_g = 0$), så att nederbörden fördelas på avdunstning respektive avrinning:

$$P = E + \Delta q \quad 3.6$$

På årsbasis anger Sellers (1965) följande siffror för P och E för hela jorden:

Alla hav	$P = 1\,120 \text{ mm år}^{-1}$	$E = 1\,250 \text{ mm år}^{-1}$
Alla kontinenter	$P = 720 \text{ mm år}^{-1}$	$E = 410 \text{ mm år}^{-1}$

För hela globen är naturligtvis avrinningen noll ($\Delta q = 0$) (vattnet kan ju inte bara försvinna), och all nederbörd balanseras av en lika stor avdunstning:

$$P = E \quad 3.7$$

Ekvation (3.7) kan också utnyttjas för att regionvis klassificera olika klimatområden vad gäller vattenfaktorn. Om $P > E$ ($\Delta q > 0$) dvs så är området i klimathänseende fuktigt (t ex områden med tropisk regnskog eller i stort sett hela Sverige). Här finns alltså ett överskott av vatten som lagras som grund- och ytvatten eller som rinner iväg i vattendrag. När $P \cong E$ talar vi om semiarida områden (stäpp, savann). Här balanserar alltså avdunstningen nederbörden och tålig vegetation kan överleva. I ökenområden är $P < E$ och all nederbörd avdunstar vilket gör att växtligheten är minimal.

På motsvarande sätt kan man härleda vattenbalansen i atmosfären. Betrakta en luftpelare från markytan upp till en höjd där atmosfären är slut. Det övre randvillkoret för marken blir nu det undre randvillkoret för luften. Nettohastigheten (Δm_a) med vilken fuktighet förs till eller från pelaren kan skrivas:

$$\Delta m_a = E + A_{W_{in}} + A_{W_{out}} - P \quad 3.8$$

E är avdunstningen (evaporationen, jfr ovan), dvs vatten tillförs pelaren, $A_{W_{in}}$ och $A_{W_{out}}$ är horisontella (advektiva) flöden in i och ut ur luftpelaren och P är nederbörd som lämnar pelaren. $A_{W_{in}}$ och $A_{W_{out}}$ är alltså det sk advektiva tillskottet till atmosfären. Den har mycket stor betydelse i större skala men brukar "glömmas bort" i småskaliga system, även om den här har en icke-försumbar betydelse (se "oasis effect", Rosenberg m fl, 1983). På sydsvenska höglandet kommer den mesta fukten från västerhavet. Motsvarande sker över de svenska

fjällen. När luften tvingas stiga uppåt, avkyls den varvid vattenånga kondenserar till nederbörd vilken faller ner över Småland respektive fjällen. Samma sker vid nordlig vind över norra Uppland, men i mindre skala.

Eftersom termen (Δm_{wa}) egentligen är lagringen av fuktighet i atmosfären är den mycket mindre än de andra termerna (P) respektive (E), och den kan vid översiktsberäkningar försummas på årsbasis. Då gäller att nettoadvektionen av vatten till kolumnen blir:

$$\Delta A_w = E - P \quad 3.9$$

På motsvarande sätt som för en markkolumn (ekv 14), där avrinningen är skillnaden mellan nederbörd och avdunstning, gäller att advektionen är skillnaden mellan avdunstning och nederbörd. Alltså blir tillskottet genom advektion densamma som förlusten genom avrinning (dvs $-\Delta q = E - P$). För en kolumn innehållande både mark och luft gäller således:

$$\Delta A_w = -\Delta q \quad 3.10$$

På årsbasis balanseras alltså avrinningen i en viss region (t ex de svenska fjällen) av ett advektivt flöde av vattenånga till luften i regionen vilken kondenserar och regnar ner. Mycket stora mängder vatten transporteras på detta sätt.

3.4 Jordens klimatzoner

Det finns ett antal klimatklassifikationer, många av dem gjorda för ett visst ändamål och utan större generell betydelse. Enligt Griffiths (1985) är det dock möjligt att bestämma några viktiga karakteristika som måste tas med i en bra klassificering, för att det skall vara möjligt att koordinera med en nödvändig mängd klimatdata och därmed få en hanterlig och förståelig uppställning, som är praktiskt användbar. Sådana karakteristika skall vara inriktade mot ett begränsat och väldefinierat mål och framförallt baserade på meteorologiska principer. I början av 1900-talet presenterades den första riktigt systematiska klimatklassifikationen, den s k Köppen-klassifikationen, av den tyske biologen Köppen. Han kopplade ihop växters utbredning med de vanligaste klimatementen och kunde på detta sätt utforma olika typer av klimatzoner (tab 3.3). För att lättare komma ihåg de bokstäver som Köppens har använt sig av finns nedan en lista med beteckningarnas betydelse på tyska, svenska och engelska:

Tabell 3.2: Köppens beteckningar

Använd bokstav	Exempel	Tyska	Svenska	Engelska
W	BW	Wüste	öken	desert
S	BS	Steppe	stäpp	steppe
f	Af	feuchtig	fuktig	humid/moist
h	BWh	heiss	het	hot
k	BSk	kalt	kallt	cool
m		Monsun	monsun	monsoon
n	BSn	Nebel	dimma	fog
s		Sommer	sommar	summer
w		Winter	vinter	winter

Enligt Köppen är det nödvändigt att känna till följande variabler för att utnyttja hans klassificeringsschema:

- Medeltemperaturen för varje månad under året, med vilken man sedan kan beräkna temperaturen för den varmaste respektive kallaste månaden samt årets medeltemperatur.
- Nederbördssumman för varje månad under året, med vilken man sedan kan beräkna hela årets nederbördssumma samt fördelningen under året (t ex torr- respektive regntid).

Tabell 3.3: Huvudklimattyper enligt Köppens klassifering (modifierat efter Liljequist, 1970)

	Huvudtyp (Underklass)	Kriterier
A	Regnrika, tropiska klimat	Alla månader varmare än 18 °C (se vidare i tab 3.4)
B	Arida klimat BW BS	Inga temperaturkriterier: ökenklimat (extremt arida klimat) stäppklimat (semiarida klimat)
C	Varmtempererade fuktiga klimat	Kallaste månaden varmare än -3 °C men kallare än +18 °C, samt varmaste månaden varmare än +10 °C
D	Kalltempererade fuktiga klimat	Kallaste månaden kallare än -3 °C, och varmaste månaden varmare än +10 °C
E	Polarklimat ET Tundraklimat EF Glacialklimat	Alla månader kallare än +10 °C Varmaste månaden: 0 °C till +10 °C Varmaste månaden kallare än 0 °C
H	Mountain climate	Temperaturen modifieras kraftigt med höjden över havet. Vanligtvis anger man att temperaturen sjunker med 0.7 °C per 100 m ökad höjd över havet

Observera att A, C och D är klimat där skog kan växa, och därför brukar man kalla dessa typer för "trädklimat".

Tabell 3.4: Detaljindelning av det tropiska klimatet. Observera att bokstäverna A respektive h hänför sig till tropiska klimat där månadsmedeltemperaturen måste överskrida +18 °C

Beskrivning	Klass	Kriterier
Regnrika tropiska klimat	Af	Fuktigt året om, ingen månad med lägre nederbörd än 60 mm
Tropiska klimat med regn- och torrtid	Am	Monsun klimat med kraftig årlig nederbörd och med en kort torrperiod. Oftast tillräckligt med regn för tropisk regnskog
Tropiska sub-humida klimat med torra "vintrar"	Aw	Klimat med torrperiod under den tid som solen är som lägst. Minst en månad med mindre nederbörd än 60 mm
Tropiska savann- eller stäppklimat	BSh	Halvökenklimat (stäpp) vanligen med vegetation av gräs
Tropiska ökenklimat	BWh	Ökenklimat utan nämnvärd vegetation

Två gränsskikt måste definieras, nämligen:

- mellan ökenklimat (BW) och savannklimat (BS) samt
- mellan savannklimat (BS) och de fuktiga klimatena A, C, D

Köppen använde årsmedeltemperaturen (T) och nederbörden (P) för att bestämma dessa gränsskikt, och därvid delade han upp klimatområdena med avseende på nederbördens fördelning enligt Tab 3.5.

Tabell 3.5: Klimatområden klassificerade enligt årsmedeltemperatur och nederbörd

Klimatområde	Nederbörd varje månad	Sommarnederbörd	Vinternederbörd
Ökenklimat BW	$P < T_a + 7$	$P < T_a + 14$	$P < T_a$
Stäppklimat BS	$T_a + 7 < P < 2(T_a + 7)$	$T_a + 14 < P < 2(T_a + 14)$	$T < P < 2T_a$
Klimat*) A, C, D	$P > 2(T_a + 7)$	$P > 2(T_a + 14)$	$P > 2T_a$

*) Typ beroende på temperaturkriteriet i tab 3.3.

Den ovan presenterade klassificeringen är relativt grov men kan förfinas genom tillägg av ytterligare bokstäver. Dessa kan naturligtvis inte kombineras godtyckligt, utan hänger ihop med huvudklassificeringen. På nästa sida listas dessa tillägg, av vilka a, b, c och d betecknar temperaturkaraktistika medan f, s och w ger information om nederbördens årsvariation. Bokstaven n ger dessutom viss väderinformation. Några av bokstäverna har redan använts ovan.

Tabell 3.6: Förfinad klassificering av klimatområden enligt temperatur och nederbörd

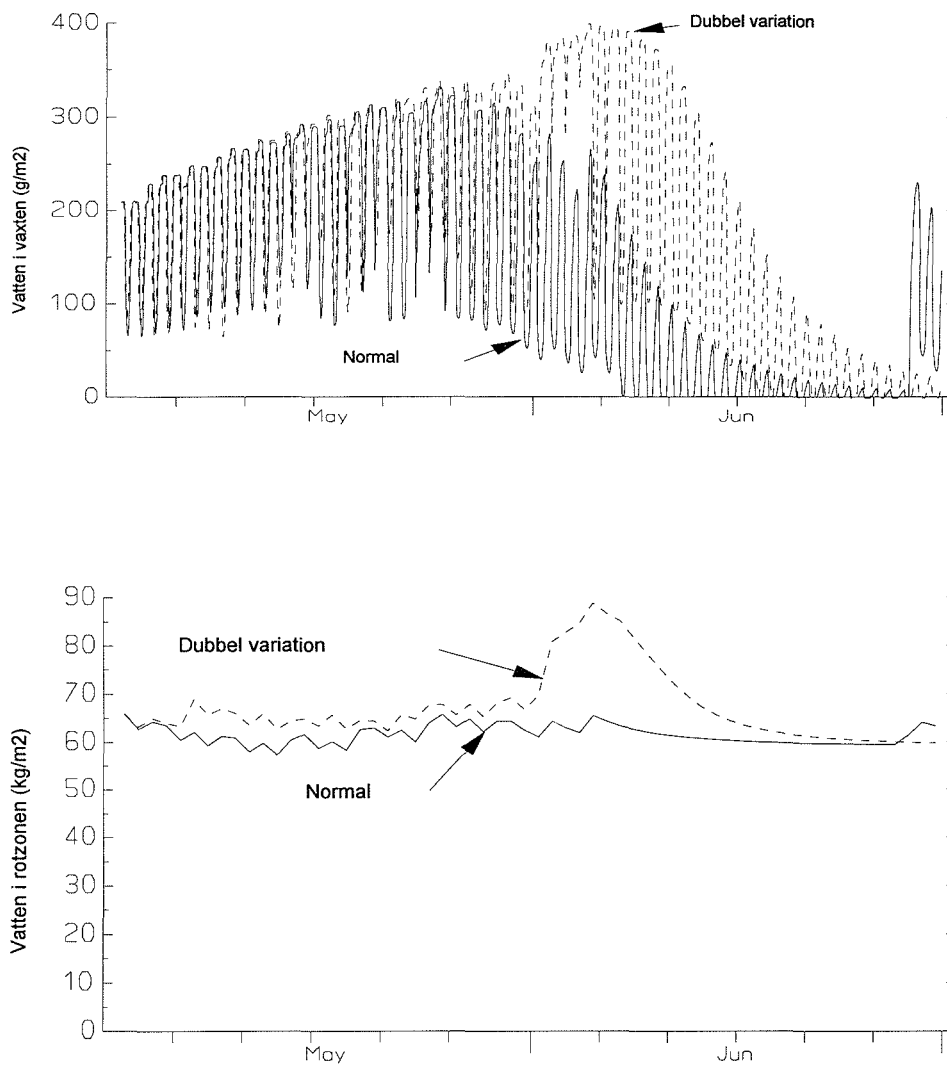
Bokstav	Förfinad beskrivning
a	Varmaste månadens medeltemperatur $> +22\text{ °C}$
b	Varmaste månadens medeltemperatur $< +22\text{ °C}$ och med minst 4 månader $> +10\text{ °C}$
c	Mindre än 4 månader har en medeltemperatur $> 10\text{ °C}$ och den kallaste månaden måste vara $> -38\text{ °C}$
d	Samma som c ovan, men med den kallaste månaden $< -38\text{ °C}$
f	Fuktigt klimat hela året där ingen månad har lägre nederbörd än 60 mm
h	Hett, torrt klimat med årlig medeltemperatur $> +18\text{ °C}$
k	Kallt torrt klimat med årsmedeltemperatur $< +18\text{ °C}$ och där varmaste månaden måste vara $> +18\text{ °C}$
k'	Samma som k ovan, men med den varmaste månaden $< 18\text{ °C}$
m	Monsunklimat med stor årsnederbörd men med en kortare torrperiod som dock tillåter att regnskog växer där
n	Torrt klimat men med hög frekvens av dimma
s	Torrperiod på sommaren dvs under den period då solen står som högst
w	Torrperiod på vintern dvs under den period då solen står som lägst

4 Vattentransport i mark-växt-atmosfär

Vatten från atmosfären når marken genom regn. Gravitationskraftens inverkan på vattendropparna orsakar detta. Transporten av vatten från marken till atmosfären sker pga av helt andra krafter. Vattnet kan ta vägen genom växten eller transporteras direkt från marken till atmosfären. Det är skillnaden i vattnets energitillstånd mellan mark och avdunstningsytorna som är den drivande kraften. Vattnet når atmosfären som ånga. I växten ligger avdunstningsytorna uppe i bladen och det krävs en kraft som verkar mot gravitationskraften och som kan lyfta vattnet till denna nivå. I höga träd kan det ju bli frågan om 100 - 150 m höjd. För detta krävs ett mycket stort arbete. Som jämförelse kan nämnas att en kraft motsvarande den som en luftpelare från atmosfärens topp orsakar på markytan "endast" skulle kunna lyfta vatten till 10 meters höjd ($1 \text{ atm} = 10 \text{ m H}_2\text{O} = 1000 \text{ mbar} = 1 \text{ bar} = 0.1 \text{ MPa}$). Krafter på i storleksordning 1 MPa kan alltså krävas. Den faktor som orsakar denna stora kraft uppstår då avdunstningen ger ett lägre energitillstånd hos vattnet i cellerna närmast avdunstningsytorna jämfört med vatten i andra delar av växten och marken. Denna kraft härstammar alltså från att energi i samband med avdunstningen omsätts till en skillnad i vattnets energitillstånd (se vidare om energibalansen).

En förutsättning för att drivkraften som föreligger mellan bladet och den torra luften ska kunna kännas av även nere i marken där det stora vattenmagasinet finns, är att vattenpelaren är obruten hela vägen genom växten. Tack vare de starka kohesionskrafterna mellan vattenmolekylerna, adhesionskrafter till cellväggarna och cellernas struktur är detta möjligt. En förutsättning för upptransporten är alltså att vattenpelaren ej bryts och eftersom kohesionskrafterna här spelar en central roll kallas ibland denna teori för transpirationskohesione-teorin och började utvecklas i början av 1900-talet.

För att numeriskt åskådliggöra konsekvenserna av denna teori för växtens vattendynamik vid varierande väderlek och/eller egenskaper hos växten har simuleringsmodellen SPAC konstruerats (SPAC står för Soil-Plant-Atmosphere-Continuum). Den här typen av modeller började utvecklas på 70-talet och den modell som används i denna kurs utvecklades först för sojaböner i Australien av Kowalik & Turner (1983). Sedan har den vidareutvecklats för energiskog (Salix) av Kowalik & Eckersten (1984). Den har används på raps (brassica) (Mohammad 1992) och nu senast på gran (Cienciala m fl. 1994). Den här typen av modeller används också för att bedöma effekter av framtida klimatförändringar på avdunstning från bevuxen mark. Ett sätt att representera en möjlig klimatförändring är att använda en s.k. vädergenerator och ändra koefficienterna i den. På detta sätt kan man t.ex. studera effekten av en ökad förekomst av torrperioder utan att mängden nederbörd ändras. I fig. 4.1 har vatteninnehållet i en raps gröda simulerats för en sådan här beräknad variation i klimatet i England (väderdata är beräknade av E Barrow, M Hulme och M Semenov UK, 1994).



Figurer 4.1a, b: Simulerat lättillgängligt vatten (a) i en raps gröda och vatten i rotzonen (b) för normalt klimat i Rothamstedt (heldragen linje) och en dubbling av variationen i nederbörd (streckad linje). Väderdata har beräknats mha en vädergenerator. Värdena representerar en vår slumpvis utvald ur en 30-års period. Simuleringen är gjord med SPAC-modellen och parameteriseringen av grödan och marken är preliminär

4.1 Simuleringsmodeller allmänt

Innan vi går in på en beskrivning av SPAC modellen ska vi kortfattat gå in på vad en simuleringsmodell är och samtidigt definierar de mest centrala begreppen man kommer i kontakt med när man använder en sådan modell.

Vårt grundläggande problem som vi vill hitta en lösning på är att kunna beskriva hur en förändring i vädret påverkar växtens vattenhushållning. För att besvara denna fråga måste vi bilda oss en uppfattning om hur växten fungerar i samspelet med väder.

Växten och dess nära omgivning är i detta fall vårt system. Vårt system upptar alltså inte allt här i världen utan är begränsad i sin utsträckning; systemet har en rand. Randvillkoren är här förhållandena i luften, dvs vädret.

Uppfattningen (idén) om hur väder och mark påverkar växten är en konceptuell modell. Denna modell är ofta klar i sina strukturer och teorier men är för det mesta inte möjlig att utvärdera konsekvenserna av i precisa termer, eller att jämföra med mätningar och därmed testa om teorierna är riktiga.

Den konceptuella modellen ligger till grund för att kunna göra en formaliserad modell. Teorierna bakom den konceptuella modellen ska formuleras i termer som kan utvärderas kvantitativt, dvs ekvationer. Teorin uttryckt med ord, t ex "när den omgivande luften är torr är möjligheten till avdunstning från de våta bladen stor", ska uttryckas i precisa formler. Dessa ska beskriva hur den torra luften definieras, hur de våta bladen definieras och hur vattenånga transporteras från den våta ytan till den torra luften, allt uttryckt i kvantitativa termer. Denna formaliserade modell kallar vi matematisk modell eller i detta sammanhang kort och gott modell. Modellen representerar ett system med ett flertal processer som försiggår samtidigt. Processerna representeras av ekvationer, t ex att bladens klyvöppningar öppnas när det kommer ljus på bladen. Detta beror på att ljuset sätter fart på vissa kemiska reaktioner som orsakar att klyvöppningarna öppnas. Detta är en allmängiltig regel för växter och kan representeras med en och samma ekvation. Men hur mycket som öppnas för en given mängd ljus skiljer sig åt för olika växter. I modellen representeras denna ljuskänslighet av parametrar. Parametrarna representerar alltså växttypen, dvs systemets specifika egenskaper och är normalt sätt oberoende av tiden. Om en parameter varierar med tiden är det en indikation på att åtminstone någon process i modellen ej är allmängiltig.

Det resultat som modellen räknar fram gäller för en tidpunkt. Om tidssteget är en minut, som det är i SPAC-modellen, så avser t.ex. avdunstningsberäkningen, det vatten som avdunstat till atmosfären under en minut. Detsamma gäller för det vatten som tagits upp av rötterna. Båda dessa flöden påverkar hur mycket vatten som finns kvar i växten. Mängden vatten kallas här för ett tillstånd och ligger till grund för beräkningarna under nästa minut. Modellen beräknar flöden till och från ett tillstånd, som därmed förändras minut för minut. Vi kan säga att modellen härmar växtens utveckling. Denna typ av modell kallas för en simuleringsmodell. Tillståndet är alltså hur mycket av en viss enhet som finns vid ett givet tillfälle. Enheten är t ex $\text{g H}_2\text{O}/\text{m}^2$, dvs massan av vatten i växten per kvadratmeter markyta. Flödet är orsaken till att tillståndet förändras med tiden och uttrycks alltså per tidsenhet, t ex $\text{g H}_2\text{O}/\text{m}^2/\text{s}$.

När ett flöde påverkas av det tillstånd det ändrar, så har vi en återkoppling i systemet. Om ett förhöjt tillstånd ger ökat inflöde (mycket ska ha mer) så har vi en s k positiv återkoppling och ett instabilt förhållande mellan flöde och tillstånd. I det motsatta fallet pratar vi om negativ återkoppling (självreglerande) och stabilitet.

Alla dessa beräkningar kan i teorin utföras för hand. Men eftersom det rör sig om ett mycket stort antal beräkningar är det av praktiska skäl nödvändigt att använda en datamaskin.

Sammanfattningsvis kan vi säga:

- Systemet representeras av modellen.
- Modellen har en yttre rand, randvillkor. Dessa ändras med tiden och är indata till modellen, s.k. drivvariabler.
- Modellens struktur är uppbyggd av tillstånd och flöden.
- Flödena ändrar dessa tillstånd.
- Flödena bestäms av de processer som är verksamma i systemet. Dessa processer är systemets egenskaper och representeras av ekvationer och parametrar.

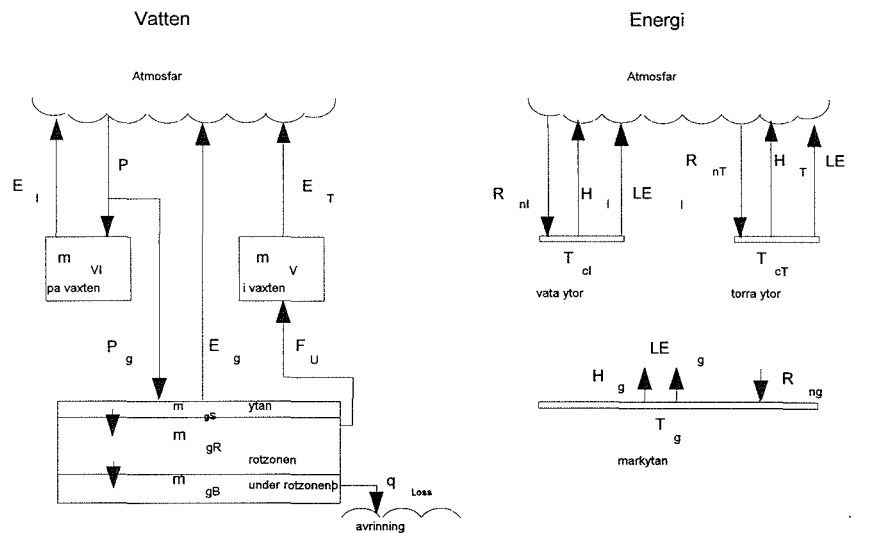
Syftet med att använda en simuleringsmodell varierar:

- Som forskningsredskap används den för att utvärdera allmängiltigheten hos teorier om samspel i naturen, och för att sätta upp nya hypoteser. Den används också för att bestämma en dynamisk rand till andra system som man vill studera.
- Som undervisningsredskap används den för att åskådliggöra förlopp i naturen, både redan kända och tänkbara, som annars ej låter sig göras av praktiska skäl (resurserna räcker inte till). Också kopplingen mellan teorier och verklighet (mätningar) åskådliggörs.
- Som prognosinstrument används den för att bedöma vad vissa kända eller möjliga förändringar i systemet, eller i dess rand, kan ge för resultat, t.ex. klimatförändringarnas effekt på transpirationen.

4.2 SPAC-modellen allmänt

Modellen (fig 4.2) består av fem pooler för vatten i systemet mark-växt-atmosfär: vatten i marken (en pool för markavdunstning, en för rotupptag och en för avrinning), vatten i växten som är tillgängligt för avdunstning och vatten på vegetationsytorna (intercepterat regn). Flödena till och från dessa pooler simuleras för varje minut. Tillförsel av vatten till systemet sker till vegetationsytorna genom att regn fastnar på blad och grenar och till marken genom det regn som faller mellan vegetationsytorna. Regnet är en drivvariabel (ett randvillkor). Bortförseln av vatten från poolerna sker genom avdunstning vilket kräver energi. För att veta förutsättningarna för avdunstning krävs värden för varje minut på globalstrålning, nettostrålning, lufttemperatur, luftfuktighet och vindhastighet, vilka alltså är de övriga drivvariablerna. Energibalanserna (temperaturen) simuleras för de respektive avdunstningsytorna.

Simulerade värden (t ex vattenflöden) uttrycks per markyteenhet (m^2) och symboliserar summan av alla värden för denna yta. Växtens och markens egenskaper och drivvariablerna uttrycks alltså med värden som representerar hela markyteenheten. Detta innebär t.ex. att även om olika blad har olika egenskaper för stomatamotståndet så uttrycks dessa med bara ett integrerat "genomsnittsvärde" och den simulerade transpirationen avser hela beståndet. En utförlig beskrivning av modellen återfinns i Eckersten (1995).



Figur 4.2: Schematisk beskrivning av SPAC modellen. Heldragna linjer är flöden av vatten och energi. För förklaring av symboler, se symbollista (Efter Eckersten 1995)

4.3 Växtens och markens vattenbalans

Växten innehåller mycket vatten. Mer än hälften av dess vikt är vatten. Det allra mesta av detta vatten är relativt hårt bundet i växten, dvs dess potential är låg och mycket arbete krävs för att få loss det i fri form. En mindre del, i storleksordningen 20% är dock relativt löst bundet och därmed tillgängligt för avdunstning i stomata, dvs. transpiration. Vi betraktar denna mängd vatten som växtens vattenstatus och den uttrycks per ytenhet mark (m_v ; gH_2O/m^2). Detta är den samlade mängden lättillgängligt vatten i växten över denna yta och finns lokaliserat relativt nära avdunstningsytorna i bladens celler. Mängden antas vara proportionell mot baldytans storlek.

$$m_{vMax} = m_{v0}LAI \quad 4.1$$

Växtens vatteninnehåll förändras snabbt under dagtid och bestäms av skillnaden mellan hur mycket som tas upp via rötterna och hur mycket som förloras pga avdunstning genom bladens klyvöppningar (transpiration). Under en minut förlorar den lättillgängliga poolen den beräknade transpirationen per sekund (E_T) multiplicerat med 60 sekunder (δt).

$$\delta m_v = - E_T \delta t \quad 4.4a$$

Från tiden t_1 , t ex 10^{05} till tiden t_2 en minut senare (10^{06}) minskar den lättillgängliga poolen så att vid tiden t_2 gäller:

$$m_v(t_2) = m_v(t_1) + \delta m_v \quad 4.2$$

Den minskade mängden vatten i bladen orsakar att vattenpotentialen i bladen sjunker. Det skapas en skillnad i vattenpotential mellan marken och bladen och en kraft uppstår som vill dra upp vatten från marken. Upptaget av vatten under nästa minut (10^{06} till 10^{07}) är då upptaget per sekund (F_U) multiplicerat med 60 sekunder och vid tiden t_3 har växtens vattenpool ökat igen:

$$\delta m_V = + F_U \cdot \delta t \quad 4.4b$$

och

$$m_V(t_3) = m_V(t_2) + \delta m_V \quad 4.3$$

I verkligheten, så väl som i modellen, sker inte transpirationen och upptaget vid olika tidsteg utan samtidigt under en och samma minut. Detta innebär att ändringen i vatteninnehållet (δm_V) är skillnaden mellan upptag och transpiration. Korrekt uttrycker vi ändringen som en integral över det givna tidssteget vilken dock inte går att lösa analytiskt. Med hjälp av numeriska metoder (och datorn) kan dock integralen approximativt bestämmas genom att transpiration och upptag beräknas för de förhållanden som gäller i början av minuten. Sedan antas dessa flöden vara konstanta under hela minuten.

$$\delta m_V = (F_U - E_T) \cdot \delta t \quad 4.4$$

I marken är vattnet som finns inom rotzonen tillgängligt för växten. Detta förråd fylls på vid regn upp till en viss gräns över vilken det inte ryms mer vatten (i vår förenklade markmodell försummar vi kapillärlös upptransport från underliggande lager). I denna situation är markens relativa vattenhalt som störst (θ_s , fältkapaciteten är nådd). Den totala mängden växttillgängligt vatten per markyteenhet (m_{gMax}) bestäms av den aktuella jordvolymen som är proportionell mot rotdjupet (z_r , m), det relativa vatteninnehållet (m^3/m^3) och hur mycket en volymsenhet vatten väger (ρ_w , g/m³).

$$m_{gMax} = \rho_w \cdot \theta_s \cdot z_r \quad 4.5$$

Vatten tillförs alltså marken genom det regn som når markytan (P_g), dvs regn som ej intercepteras av ovanjordiska växtdelar. Marken som helhet förlorar vatten genom växtens vattenupptagning, avdunstning från markytan (E_g) samt genom förluster (q_{Loss} , avrinning till bredvidliggande mark och perkolation till djupare marklager). Ändringen i markvattenmagasinet under ett tidsteg blir då:

$$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \cdot \delta t \quad 4.6$$

Vad som bestämmer hur mycket regn som når markytan ska behandlas senare liksom växternas upptag och transpiration. Markyteavdunstningen beräknas utifrån energibalansen för markytan mha Penman-Monteiths formel där vi dock försummar lagringen av värme i marken

(se vidare kapitel 7). Det aerodynamiska motståndet ökar linjärt med bladytan. Stor bladyta "isolerar" markytan från atmosfären och sänker markyteavdunstningen. Ytmotståndet ökar omvänt proportionellt mot det relativa vatteninnehållet (jämför Jansson, 1991). Avrinningen plus perkulationen antar vi är den mängd vatten som överstiger lagringskapaciteten.

I modellen delas marken (representerad av m_g ovan) upp i tre olika skikt så att avdunstning, rotupptag och avrinning ej sker från samma pool (se vidare Eckersten 1995). Ett mer noggrant beräkningssätt för markyteavdunstningen och avrinningen liksom flöden och lagring i markens inre behandlas i en annan modell, SOIL-modellen (Jansson 1991; se också MACRO-modellen, Jarvis 1991).

4.4 Bladytornas energibalans

Det är skillnader i vattenpotential som är den drivande kraften för vattentransport. Transporten sker från det våtare tillståndet till det torrare utan att vi behöver tillföra någon energi. Energin har redan tillförts då gradienterna i vattenpotential byggdes upp. Denna energi kommer ytterst från solen. Vi kan formulera det så att energin används för att bygga upp strukturer och sedan tenderar alla transporter att utjämna dessa strukturer. Den s k entropin ökar. Trots dessa destruktiva transporter som sker hela tiden kan strukturerna bli kvar för solen fortsätter att förse oss med energi.

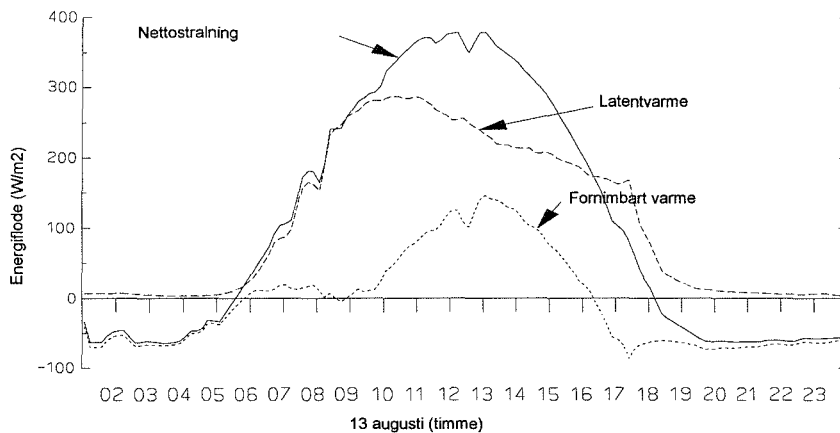
Vi börjar därför med att studera hur energin från solen, i form av strålningsenergi, absorberas av bladen och där omsätts i andra energiformer som verkar drivande för vattentransport. Ytans (gränsskiktet mellan luft och blad) temperatur återspeglar förhållandet mellan de olika energiformerna. Ytan har ingen volym och ingen massa. Det innebär att ytan själv inte tillför eller tar någon energi i energibalansen. Den beror enbart på förhållandena i omgivande luft och blad. Vi utgår från en mycket viktig princip, termodynamikens först huvudsats (se t ex Chang 1994), som säger att energi kan bara omvandlas ej skapas eller förgöras. Konsekvensen av denna är att summan av alla våra energiflöden till och från bladytan måste bli noll. Dvs bladens nettostrålningsenergi (R_{nc}) ska fördelas på förnimbart värmefflöde (H_T), latent värmefflöde (LE_T) och ledning ned i bladen. Bladen är dock ofta så tunna att de kan betraktas som en yta och deras värmelagringsförmåga försummas. Likaledes kan omsättningen av energi i kemiska reaktioner försummas i bladens energibalans som nu blir:

$$R_{nc} - H_T - LE_T = 0 \quad 4.7$$

Det är viktigt hur vi definierar riktningarna på flödena. Strålningen har här definierats som positiv mot ytan och de andra flödena som positiva när de går från ytan. Detta för att strålningsenergin är den huvudsakliga tillförseln av energi och transpiration sker alltid från växten och att det är praktiskt att arbeta med positiva termer.

Energin mäts i enheten Joule [J] och den mängd som faller in mot jorden per tidsenhet har då sorten [J/s] eller som det också kallas, effekt [W]. Mängden energi brukar alltid relateras till en begränsad yta och uttrycks för en kvadratmeter [W/m^2]. För modellens del avser denna

kvadratmeter en horisontell markyta, dvs alla blad som ryms ovanför denna yta inbegrips i balansen.



Figur 4.3: De olika komponenterna i bladens energibalans en solig sommardag (samma gröda som i fig 4.5)

Nettostrålning

Den strålningsenergi som bladen absorberar härrör inte enbart från solen. Alla kroppar varmare än absoluta nollpunkten utsänder energi. Nettostrålningen är nettot av alla flöden till ytan. Normalt känner vi bara till nettoflödet för hela växtplatsen dvs det är mätt ovanför lövverket. Nettostrålningen gäller då både växten och marken. För att kunna särskilja den del som tillfaller enbart växten utgår vi från hur solinstrålningen absorberas av lövverket.

Solstrålningen träffar först de översta bladen. En del av strålningen absorberas av bladen, en annan del träffar bladen men reflekteras ut i luften igen varav en viss del nedåt i lövverket, en del tar sig rätt igenom bladen och ändrar då sin karaktär, och en del har helt enkelt missat bladen och tagit sig rakt igenom och ned till nästa lager blad. Det ljus som når nästa lager försvagas i sin tur på liknande sätt som det ljus som nådde de översta bladen. När försvagningen sker så att samma andel försvagas i varje skikt, då avtar strålningen ned genom beståndet enligt Beer's lag med försvagningskoefficienten κ . Strålningen avtar exponentiellt med ökad genomträngd bladyta. Då hela bladverket penetrerats, bladytan = bladyteindex (LAI), är strålningen som når markytan:

$$R_{ng} = R_n \cdot e^{(-\kappa \cdot LAI)} \quad 4.8$$

I absoluta termer innebär detta att mest energi absorberas i de övre skikten av lövverket. Denna modell för strålningsabsorption har främst giltighet för den kortvägiga solstrålningen men har också visat sig användbar för nettostrålningen. Skillnaden mellan den strålning som når marken (R_{ng}) och den som ursprungligen nådde lövverkets topp (R_n) är den mängd som absorberats och som kan användas för omformning till andra energiformer i lövverket (Se vidare kapitel 6).

$$R_{ng} = R_n (1 - e^{(-\kappa LAI)})$$

4.9

Transpiration

När solen lyser på bladen så absorberar vattnet i bladen solenergi och avdunstar. Vattenmolekylerna får sådan fart av den energi som tillförts dem att bindningarna mellan molekylerna inte längre håller. Molekylerna går i sär och bildar gas. Och som gas molekyler kan de lämna bladet genom små öppningar i ytan, de sk. klyvöppningarna. Den mängd vattenånga som på detta sätt lämnar växten kallas transpiration och är ett flöde av en viss mängd H₂O molekyler (g H₂O/m²/s). Energin som åtgår för att avdunsta 1 kg vatten är i stort sett konstant 2.45 MJ/kg (vid 20°C). Denna energi ger ingen ökning i temperatur. Istället blir den lagrad i molekylernas frihet från varandra, dvs i fasomvandlingen från vatten till vattenånga. Den här energin återfås från vattenångan då den kondenserar, dvs då den blir vatten igen. Värmet är latent. Produkten av det latent värmen och transpirationen blir det latent värmefflödet (LE_T [(J/g)(g/s/m²)]).

Det latent värmefflödet bestäms av tillgången på hur mycket vatten som kan avdunsta, förutsättningar för vattenångetransport och tillgänglig energi. Flödet sker från det energirika tillståndet till det energifattiga. Detta motsvaras av att transporten sker från den plats där det är högt ångtryck till den plats där det är lågt och är proportionell mot skillnaden mellan ångtrycket vid bladytan och ångtrycket i den omgivande luften (e_{cs} - e_a). Luften närmast avdunstningsytorna antas vara mättad och ångtrycket är mycket känsligt för temperaturen. Vattenångefflödet uttrycks i enheten massa. Tryckskillanden måste alltså konverteras till denna enhet. Detta sker med koefficienter som är relativt konstanta. I korthet sker konverteringen som följer: Psykrometerkonstanten konverterar trycket till en temperatur (1/γ) [K/Pa]; specifika värmnet, temperatur till en energimängd per viktsenhet (C_p) [J/g/K]; densiteten, en viktsenhet till volymenhet (ρ_a) [g/m³] och latent värmet konverterar energi till en vikt (1/L) [g/J].

Drivkraften för vattenångefflöde är alltså en skillnad i ångtryck. Mot denna kraft verkar ett motstånd som gör att skillnaden inte omedelbart utjämnas. Utjämnningen sker med ett flöde som inkluderar dimensionen tid. Transpirationen blir:

$$E_T = \frac{\rho_a C_p}{\gamma L} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{(r_c + r_a)} \quad 4.10$$

Två mekanismer påverkar transpirationsmotståndet; stomatas öppningsgrad som kontrolleras av växtens fysiologiska egenskaper och omrörningen i luften som påverkas av lövverkets aerodynamiska egenskaper. Vattenångemolekylerna påverkas först av stomatamotståndet (r_c) och först därefter av det aerodynamiska motståndet (r_a). Motstånden är kopplade i serie och adderas.

Det aerodynamiska motståndet är ett uttryck för svårigheten för överföringen i luften. Denna överföring är påtvingad av vindens horisontella rörelser (U) och är därför relaterad till hur

rörelseenergi hos hela luftpaket överförs från vinden till lövverket. Vid neutralt skiktad atmosfär gäller den logaritmiska vindlagen för hur vinden avtar ned mot vegetationsytan. Med hjälp av denna kan man härleda ett uttryck för hur det aerodynamiska motståndet avtar vid ökad vindhastighet:

$$r_a = \frac{\ln^2((z_U - z_d) / z_0)}{k^2 U} \quad 4.11$$

där z_U är höjden över markytan där vinden är mätt, z_d nollplansförskjutningen och z_0 skrovlighetslängden. Vinden antas mätt ovanför beståndet och nollplansförskjutningen och skrovligheten är lägre än beståndets höjd. Ekvationen visar att desto högre nollplansförskjutningen och skrovlighetslängden är desto lägre är motståndet.

Förnimbart värme flöde

När bladen absorberar solstrålning så ökar deras temperatur. Luftmolekylerna allra närmast ytan blir i lika varma som bladet. Temperaturen är en avspeglning av molekylernas rörelseenergi. Värme transporteras från det energirika tillståndet till det energifattiga dvs. från den varma bladytan mot den kallare luften bredvid. Detta flöde av energi kan vi känna med vår hud, det känns varmt och kallas förnimbart (eng. sensible) värme flöde. Flödet är alltså proportionellt mot skillnaden i temperatur ($T_c - T_a$). Storheten som transporteras är dock en energimängd. Temperaturen översätts till detta genom att multipliceras med det specifika värmeförloppet för luften och luftens densitet. Luftmolekylernas, precis som vattenångemolekylernas, transport och därmed tendens att utjämna skillnader beror på det aerodynamiska motståndet. Dock verkar inget stomatamotstånd på dessa molekyler eftersom de uppvärms vid bladytan utanför stomata.

$$H_T = \frac{\rho_a \cdot C_p (T_c - T_a)}{r_a} \quad 4.12$$

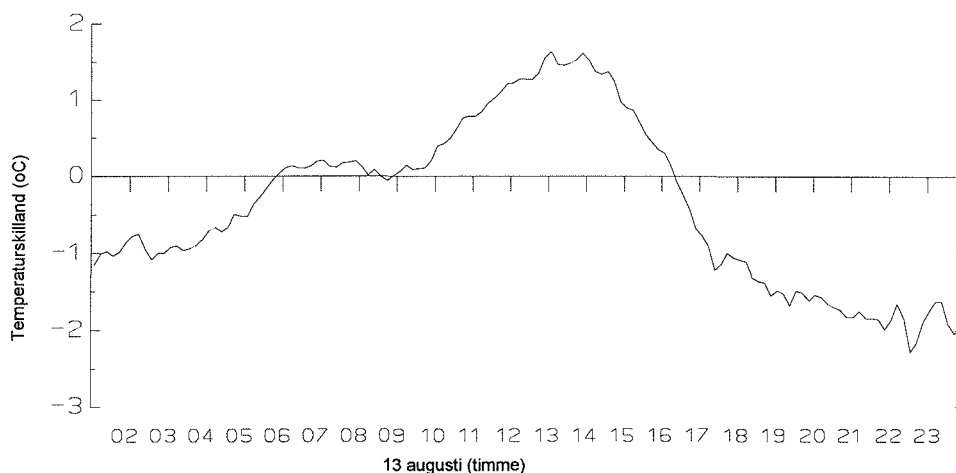
Bladytetemperaturen

Det är bladytans temperatur som är den okända faktor som vi löser med hjälp av energibalansen. Både det latent och det sensibla värme flödet är funktioner av ytttemperaturen. Även nettostrålningen är det men normalt sett är den känd genom någon form av mätning.

$$R_{nc} - H_T(T_c) - LE_T(T_c) = 0 \quad 4.13$$

Energibalansen ger här en entydig lösning för temperaturen men eftersom mätnadsångtrycket, som bestämmer transpirationen, ökar icke-linjärt med temperaturen kan inte balansen lösas analytiskt. I modellen löser vi dock detta numeriskt med antagandet att balansen behöver bara lösas till en viss given noggrannhet (dvs ej exakt, i realiteten är dock noggrannheten fullt tillräcklig). Balansen löses genom att prova olika temperaturer tills dess man finner en

temperatur som uppfyller villkoret. En annan metod är att anta att mätnadsångtrycket ökar linjärt kring den temperatur som luften har. Då kan en exakt analytisk lösning på energibalansen erhållas. Detta antaganden ligger till grund för Penmans klassiska formel för avdunstning (se t ex Rosenberg m fl 1983).



Figur 4.4: Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en solig sommardag (samma växt som i fig 4.5)

Givet en viss strålningsbalans är det alltså förutsättningarna för avdunstning som bestämmer yttemperaturen. Detta kan illustreras av det fall då nettostrålningen är noll nära gryning och skymning. Då ska det latent värmeflödet från ytan och det sensibla värmeflödet mot ytan balansera varandra. Är förutsättningarna goda för avdunstning måste mer energi tas från det förnimbara värmeflödet som då blir negativt dvs. värme transporteras från luften mot ytan.

4.5 Vattenpotential

Innan vi betraktar hur vattenpotentialen styr processerna i modellen så låt oss göra en översiktlig beskrivning av begreppet vattenpotential och fokusera de väsentligaste skillnaderna mellan mark, växt och atmosfär. Det är skillnader i energitillstånd hos vattnet på olika platser som är den drivande kraften för dess transport. Det är solen som ytterst levererar den energi som behövs för att bygga upp dessa skillnader. Transporterna sker sedan från det höga till det låga energitillståndet så att skillnaderna tenderar att försvinna. Så länge solen fortsätter att lysa kommer skillnaderna kunna upprätthållas. Vattnets energitillstånd är kopplat till de krafter som verkar på vattenmolekylerna på den plats de befinner sig. Vattenpotentialen uttrycker hur energitillståndet hos vattnet på den aktuella platsen förhåller sig till motsvarande tillstånd hos vattenmolekyler i en referens situation dvs (fritt och rent vatten vid jordytan som är utsatt för normalt lufttryck). Detta referensvattens tillstånd definieras som vattenpotentialen = 0. Vattenpotentialen beskriver t ex hur hårt bundet vattnet är till partiklarna i det medium i vilket vattnet befinner sig. Hårt bundet vatten har lågt energitillstånd jämfört med fritt vatten. För det hårt bundna vattnet krävs en kraft för att frigöra vattnet. Vattenpotentialen för vattnet inne i en svamp t ex beror på den kraft som måste tillföras, genom att krama svampen, för att

få vattnet att lämna svampen. Notera dock att definitionsmässigt är vattenpotentialen det arbete som krävs för att föra vattnet från det fria tillståndet till tillståndet i vilket det befinner sig. I fallet med svampen sög den upp vattnet. Det behövdes inte tillföras arbete utan ett arbete utfördes. Vattenpotentialen för vattnet i svampen är negativt. Överallt i marken och växten befinner sig vattnet normalt i ett lägre energitillstånd, dvs ett arbete behöver tillföras för att återge vattnet dess fria form. Vattenpotentialen i detta system är negativt. Med positivt tryck menas att kraften är riktad mot vattenpartiklarnas yta. Men när kraften är riktad från ytan verkar ett negativt tryck, ett sug på ytan. En mer fullständiga definition av begreppet vattenpotential kommer senare efter det att vi gått igenom de väsentligaste skillnaderna mellan mark, växt och atmosfär.

Låt oss börja med att repetera hur begreppen kraft, tryck och energi förhåller sig till varandra. Kraften orsakas av att något som har en tyngd (massa) accelererar, dvs ändrar sin hastighet. T ex vattenmolekylerna i en behållare med vatten bromsas upp mot en sida av behållaren. Vattenmolekylerna orsakar en kraft på väggen. Kraft uttrycks i $\text{kg m/s}^2 = \text{N}$. Betraktar vi de krafter som verkar på en ytenhet (m^2) av väggen så är det trycket och uttrycks i $\text{N/m}^2 = \text{Pa}$. Tryck är den enhet som vattenpotentialen mäts i. Ofta används multiplar av Pascal. För växten används t ex miljontals Pascal som enhet (MPa). Trycket, kraften per ytenhet, förhåller sig till energin hos de partiklar som utövar trycket genom att multiplicera trycket mot väggen med volymen för mediet. Trycket motsvarar alltså energin per volymenhet och kan uttryckas som $\text{J/m}^3 = \text{Pa}$.

För en viss nivå i den omättade zonen av marken består vattenpotentialen först och främst av två komponenter, dvs det finns två principiellt olika mekanismer som orsakar att det krävs energi för att återge vattnet dess fria form. Den första komponenten beror på att vattenmolekyler attraheras starkt till jordpartiklarna och att mark innehåller luft vilket ger upphov till ytspänningsfenomen. Krafter orsakade av attraktion mellan molekyler av olika sort (adhesion) samt attraktion mellan vattenmolekylerna (kohesion) ger upphov till matrixpotentialen. Dessa krafter samverkar på ett komplicerat sätt i närvaron av luft och bildar den så kallade kapillärkraften. Nästa komponent av betydelse i markvattenpotentialen beror på osmos. Vattnet i marken innehåller lösta ämnen. Det krävs arbete för att återge vattnet dess fria form dvs. att separera vattenmolekyler från de lösta ämnena.

När marken torkar ut så ökar kappillärkrafterna dramatiskt beroende på vilken typ av jord det är. Små partiklar ger mycket partikelyta per jordvolym och effekten blir större. Betraktar vi olika nivåer i marken tillkommer skillnader i lägespotential (beroende på gravitationskraften). När marken är mättad blir denna faktor av betydelse för vattenpotentialen.

$$\Psi_g = \Psi_{\text{Matrix}} + \Psi_{\text{Osmos}} + \Psi_{\text{Grav}} \quad 4.14$$

För växten gäller samma principer för vattenpotentialen som för marken. Men beroende på vilken plats i växten man betraktar så har komponenterna olika betydelse. Vid växtens avdunstningsytor i bladen är vattnet bundet till cellväggarna med adhesionskrafter och ytspänningsfenomen bildas vid närvaron av luft på liknande sätt som i markens omättade zon. Matrixpotentialen har betydelse här. Längre ned i växtens ledningsbanor förekommer dock inte luft i systemet och adhesionskrafterna får en underordnad roll. I levande celler i växten är

mängden lösta ämnen relativt stort och osmopotentialen låg. Osmosen är en förhållandevis viktig del av vattenpotentialen i växter. När osmosen orsakar att vatten förs in i cellen uppstår en tryckkraft på vattnet från cellväggen. Denna kraft finns i växten därför att den har celler med väggar. Cellväggen orsakar ett tryck på vattenmolekylerna och ger alltså vattnet en positiv potential (tryckpotential). Osmos och tryckpotentialen verkar mot varandra, men eftersom osmosen är den drivande kraften som sedan ger upphov till turgor, så är potentialen mindre än noll och på sin höjd kan de olika krafterna jämnas ut varandra. Precis som för marken så verkar gravitationskraften också på vattnet i växten.

$$\Psi_c = \Psi_{\text{Matrix}} + \Psi_{\text{Osmos}} + \Psi_{\text{Turgor}} + \Psi_{\text{Grav}} \quad 4.15$$

I atmosfären uttrycks vattnets energitillstånd i termer av ångtryck, eller rättare sagt, vattenångemolekylernas rörelseenergi, vilket det observerade ångtrycket är ett mått på. Den torrare luften har färre ångmolekyler och ett lägre energitillstånd än den fuktigare luften. För att göra den torrare luften fuktigare måste alltså tillföras vattenångemolekyler med en viss rörelseenergi och därmed höjs vattenpotentialen. Potentialen kan uttryckas i termer av luftfuktighet.

Mättnadsångtrycket är det mått som definierar hur fuktigt ett luftpaket kan bli utan att nettokondensation sker. Lika många molekyler avdunstar från ytan som kondenserar mot densamma. Ångtrycket i den torra luften (e_a) är alltså alltid lägre än mättnadsångtrycket (e_s) och kvoten mellan de två (e_a/e_s) är mindre än 1 (alternativt 100%). Denna kvot kallas relativa fuktigheten (h_a). Vattenpotentialen är ett relativt mått och från gaslagen kan vi relatera denna till den relativa luftfuktigheten och luftens temperatur (T_a):

$$\Psi_{\text{Air}} = \text{konst} \cdot T_a \cdot \ln\left(\frac{h_a}{100}\right) \quad 4.16$$

Normalt används dock inte detta mått på luftens fuktighet utan i stället relativa fuktigheten. Vi har använt det här bara för att visa hur begreppet vattenpotential hänger ihop för mark, växt och atmosfär. Vattendroppar i atmosfären (moln och regndroppar) har en vattenpotential som beror mest på gravitationen som dock inte har nämnvärd inverkan på krafterna för vattentransporten från mark och växt till atmosfären.

Sätter vi in normala värden på luftfuktigheten ser vi att den största potentialskillnaden finns i luften. Typiska värden för marken är 0 till -1.5 MPa, för växten 0 till -2.5 MPa och för luften 0 till -150 MPa. I luften sjunker vattenpotentialen mycket snabbt med minskad luftfuktighet. Redan när fuktigheten är 98%, dvs i realiteten dis/dimma, är potentialen i samma storleksordning som vissningsgränsen i bladen. Vi är nu mogna att sätta upp en lite mer strikt definition på vattenpotential (förkortad från Marshall and Holmes 1988).

Vattenpotential = det arbete som krävs per volymsenhet vatten för att överföra rent vatten i en viss position där normalt atmosfärstryck råder till vatten i lösning och/eller i en annan position. Processen ska vara isotermisk och reversibel och massan hos vattnet antas försumbar.

Detta är en fysikalisk definition som utgår från begreppet kraft. Det finns också en kemisk definition som inte är motstridig den här men utgår från andra grundbegrepp t ex fri energi (Salisbury & Ross, 1992).

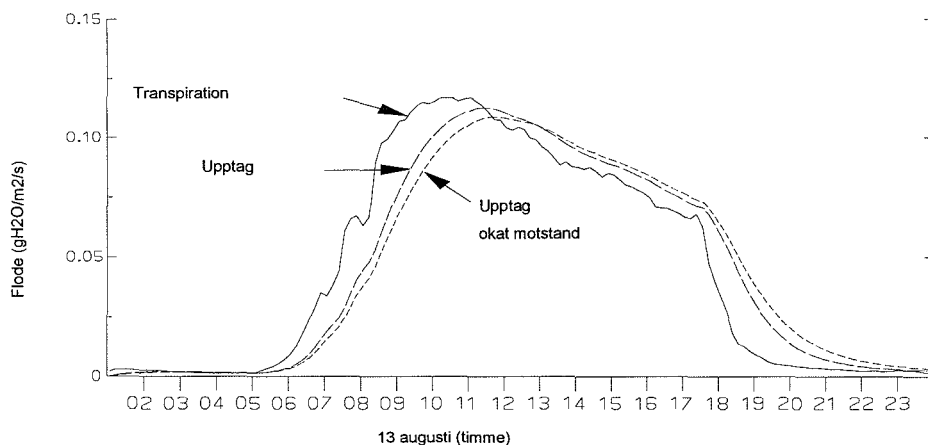
4.6 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär

Vattenflödet från växten till atmosfären ombesörjs av transpirationen. Genom transpirationen förlorar bladen vatten. Vattenpotentialen sjunker beroende på att det resterande vattnet är närmare cellväggarna och starka adhesionskrafter verkar på vattnet och vattnet får en högre koncentration av lösta ämnen. Samtidigt minskar turgor trycket från cellväggarna. Alla förändringarna verkar alltså i samma riktning, mot en lägre potential. Skillnaden i vattenpotential mellan bladen och ledningsbanorna längre ned i växten blir nu större och ger upphov till en kraft som orsakar ett upptag av vatten från marken proportionellt mot skillnaden i vattenpotential mellan mark och växt ($\psi_g - \psi_c$).

På sin väg genom marken fram till rotytan utsätts vattentransporten för ett motstånd som beror på markegenskaper och rotutbredning och brukar benämnas mark-rotmotståndet (r_g). När vattnet tagit sig fram till rotytan möter det på en helt ny typ av motstånd som beror på biologiska processer och strukturer i växten. Detta motstånd kallas växtmotståndet (r_p) och inkluderar alla motstånd på vägen upp till den lättillgängliga poolen i bladen. Vattnet som passerade genom marken måste passera också växtmotståndet. Alltså är mark-rotmotståndet och växtmotståndet kopplat i serie och upptaget blir:

$$F_U = \frac{\psi_g - \psi_c}{r_g + r_p} \quad 4.17$$

Motståndet för upptaget orsakar att upptaget sker senare än transpirationen som är orsaken till upptaget. Desto större detta motståndet är desto större blir tidsförskjutningen (fig 4.5).

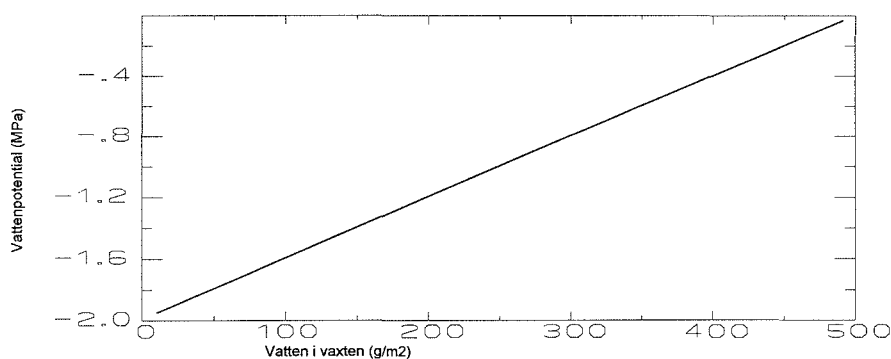


Figur 4.5: Simulerad transpiration och upptag. Dels för ett standard fall (samma växt som i fig 4.1 men med LAI = 5 och en mark med hög vattenpotential), dels för ett fall då växtmotståndet ökats med knappt 40 %

Vattenpotentialen i bladen beror alltså på hur mycket vatten som finns i bladen. Det är bara vattenpotentialen för det lättillgängliga vattnet (m_v) som är av intresse för de omfattande vattentransporterna i växten. När det är maximalt med vatten ($m_v = m_{vMax}$) så är vattenpotentialen som störst (ψ_{cMax}) dvs. nära noll. När det lättillgängliga vattnet är slut ($m_v = 0$) då är potentialen som lägst (ψ_{cMin}) och växten vissnar. Däremellan ändras potentialen linjärt med mängden vatten.

$$\psi_c = \psi_{cMax} - (\psi_{cMax} - \psi_{cMin}) \left(1 - \frac{m_v}{m_{vMax}} \right) \quad 4.18$$

Huruvida relation mellan vattenmängd och vattenpotential för blad alltid är linjär är ej helt fastlagt. Antagandet innebär att vid en uttorkning så är summan av förändringarna i de olika vattenpotentialkomponenterna (osmopotentialen minskar, turgorpotentialen minskar, mm) proportionellt mot mängden förlorat vatten. Avvikelse från detta har noterats, men i stort beskriver funktionen verkligheten.



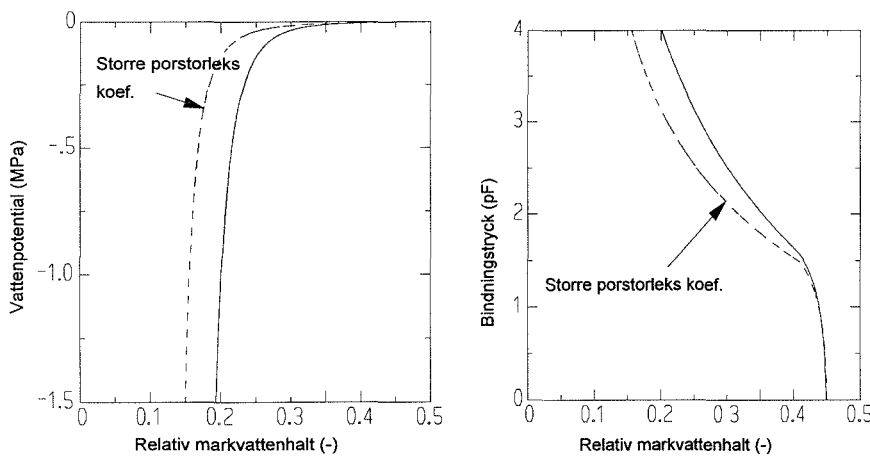
Figur 4.6: Bladens vattenpotential som funktion av växtens innehåll av lättillgängligt vatten

För markens del har däremot fastställts åtminstone två principiellt olika utseenden på förhållandet mellan tillgängligt vatten och vattenpotential. I området nära vattenmättnad minskar vattenpotentialen, precis som i fallet med växten, linjärt med förändringar i vattenhalten. När det lättillgängliga vattnet har försvunnit är det resterande vattnet relativt hårt bundet till marken. En ytterligare uttorkning innebär nu en gradvis större sänkning av vattenpotentialen. Här verkar kapillära krafter på vattnet och vattenpotentialen beror på vattenhalten enligt Brooks & Coreys formel. Allteftersom vattnet försvinner (först töms de stora porerna) är det resterande vattnet (i små porer) allt hårdare bundet till marken och vattenpotentialen sjunker kraftigt med minskad vattenhalt. Till slut nås den så kallade vissningsgränsen, dvs den gräns där vattnet är så hårt bundet att växterna inte förmår ta upp det (se vidare SOIL-modellen, Jansson 1991).

Linjärt $\psi_g = f(\theta)$ nära mättnad 4.19

Brooks & Corey $\psi_g^{-c_{BC}} = f(\theta)$ i övrigt 4.20

Förhållandena mellan vattenpotential och vattenhalt beror på marktyp och det är de kapillära egenskaperna som är viktiga för växtens vattenupptagning i torrsituationer. När det avser avrinning och tillhörande utlakning är egenskaperna nära mättnad av stor vikt. För beskrivning av funktionerna se fig 4.7a. Den här beskrivna jorden är en relativt finkornig jord och, jämfört med en grovkornig jord (större porstorlekskoefficient), minskar vattenpotentialen kraftigare med minskad vattenhalt. Ett traditionellt sätt att representera vattenpotentialen i marken är att beräkna logaritmen för vattenpotentialen. Ritar man detta värde (pF) på y-axeln istället för vattenpotentialen får man den så kallade pF-kurvan (fig 4.7b).



Figurer 4.7a, b: Markvattenpotentialen som en funktion av markens relativa vattenhalt. a) markvattenpotentialen uttryckt enligt definitionen för vattenpotential, b) markvattenpotentialen uttryckt i enheten pF (den sk pF-kurvan; $pF = \log(-\psi_s/10000)$). Porstorlekskoefficient = c_{BC} i Brooks & Coreys ekvation (se text)

Motståndet för vattentransport i marken ökar desto torrare det blir i marken. Olika marktyper ger olika förhållande mellan minskad vattenpotential och ökat motstånd. En grovkornig jord, typ sand (c_g är lågt), ger en större ökning än en finkornig jord. Motståndet beror också på rötternas utbredning och på hur effektivt de förmår ta upp vattnet inom en viss markvolym. Ett effektivt rotsystem ger ett lågt värde på b_g .

$$r_g = \frac{b_g}{a_g |\psi_g|^{-c_g}} \tag{4.21}$$

4.7 Interception

När det regnar blir bladen våta. Det lägger sig ett lager med vatten över bladytan och det blir väldigt fuktigt vid stomataöppningen. Luften närmast bladytan blir mättad och gradienten i ångtryck över stomata passagen försvinner ($e_{cs} - e_a = 0$).

Transpirationen upphör alltså och avdunstning sker istället från vattnet på de blöta bladen. Detta kallas för interceptionsavdunstning (E_I). Eftersom stomata motståndet ej verkar på denna avdunstning ($r_c = 0$) och transporten i luften ofta är mycket effektiv, dvs r_a är litet, så är interceptionsavdunstningen väldigt hög, trots att de drivande krafterna för avdunstning ofta är små, jämfört med en solig dag.

$$E_I = \frac{\rho_a C_p}{\gamma L} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{r_a} \quad 4.22$$

Av det regn som faller ned mot lövverket (P) fångas (intercepteras) en del upp av bladen och resten når markytan (P_g). För varje minut som går ger regnet på detta sätt ett tillskott av vatten på bladen (m_{VI}). Men samtidigt som regnet faller så avdunstar det vatten från bladytorna.

$$\delta m_{VI} = (P_I - P_{I_g} - E_I) \delta t \quad 4.23$$

Den mängd vatten som intercepteras beror på bladens orientering och struktur som ger växten en specifik förmåga ($[K_p]$) att ta upp vatten per bladyteenhet (LAI). Den mängd som ej tas upp faller igenom och fyller på markvattenmagasinet.

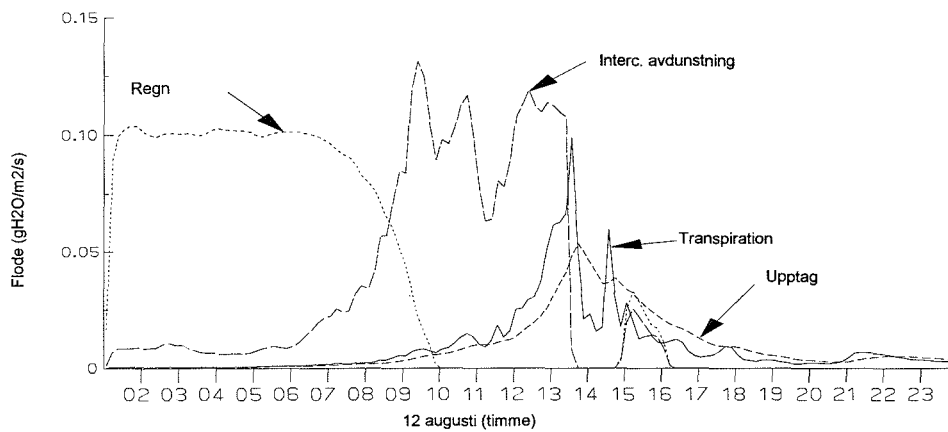
$$P_g = P e^{-K_p LAI} \quad 4.24$$

Interception av vatten når en övre gräns som beror på bladens förmåga att hålla vatten och är proportionellt mot mängden bladyta ($m_{VI_{Max}} = m_{VI0} LAI$). När alla blad är våta verkar endast det aerodynamiska motståndet på avdunstningen. Innan alla blad blivit blöta sker fortfarande transpiration från de torra ytorna. Där verkar stomatamotståndet mot avdunstningen. Vi får i detta fall två typer av ytor med helt skilda förutsättningar för avdunstning och därmed olika energibalanser. De våta ytorna får temperaturen T_{cl} och de torra T_{cT} .

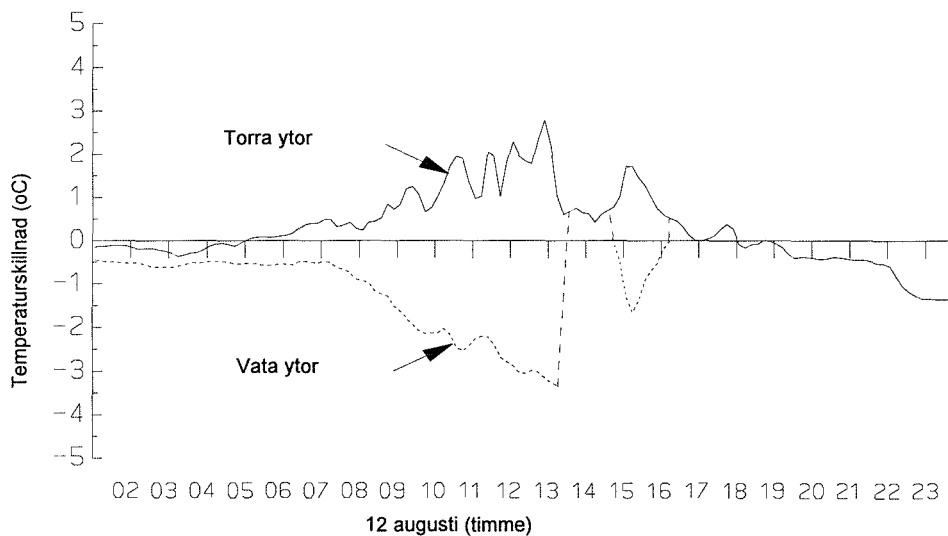
$$R_{nl} - H_I(T_{cl}) - LE_I(T_{cl}) = 0 \quad \text{våta ytor} \quad 4.25$$

$$R_{nT} - H_T(T_{cT}) - LE_T(T_{cT}) = 0 \quad \text{torra ytor} \quad 4.26$$

Strålningenergin tillgänglig för transpirationen är proportionell mot mängden torra ytor jämfört med våta. Efter denna förenklade princip delas lövverkets totala nettostrålning upp i en del för de torra ytorna och en för de våta ($R_{nc} = R_{nl} + R_{nT}$). Exempel på hur avdunstning av interceperat vatten, transpiration och rotupptag kan ske samtidigt framgår av fig 4.8. För de torra ytorna minskar antalet transpirerande stomata, per markyteenhet, och stomata motståndet ökar jämfört med då hela lövverket är torrt. Ökningen antas, förenklat, ske i proportion till andelen våt yta. Hur de två ytornas energibalanser skiljer sig åt framgår av att de våta ytorna får betydligt lägre temperatur (fig 4.9).



Figur 4.8: Simulerad interceptionsavdunstning, transpiration och upptag för en delvis regnig sommardag (samma växt som i fig 4.5)



Figur 4.9: Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en regnig sommardag, dels för de transpirerande ytorna dels för de våta ytorna med interceperat vatten (samma växt som i fig 4.5)

5 Vatten i växten

Växter består till största delen av vatten. Örter innehåller upp till 85% vatten medan träd innehåller väsentligt mindre beroende på andelen förvedade delar. Förbrukningen av vatten är mycket stor och en vanlig solig sommardag kan växterna transpirera i storleksordningen 5 mm dvs. 5 kg vatten per m² markyta. Motsvarande tillväxt kan vara ungefär 20 g torr vikt. Mängden vatten som passerar växten är alltså i storleksordningen 500 ggr större än mängden assimilerat som bildas via fotosyntesen. Observerade värden för enskilda plantor är 200 - 600 ggr. Varför sker denna omfattande vattentransport?

Tabell 5.1: Vattenförlust genom transpiration i en planta under en tillväxt säsong. Efter Ferry 1959

Växt	Transpiration (liter)
Cowpea (<i>Vigna sinensis</i>)	49
Potatis (<i>Solanum tuberosum</i>)	95
Vete (<i>Triticum aestivum</i>)	95
Tomat (<i>Lycopersicon esculentum</i>)	125
Majs (<i>Zea mays</i>)	206

Transporten måste ske av fem skäl. De två kvantitativt viktigaste är (i) att vatten går ohjälpligt förlorat när växten öppnar sina stomata för att kunna assimilera luftens koldioxid och (ii) att förhindra att bladen blir för varma genom att transpirationen är en energikrävande process som tar värme från omgivningen. De tre andra skälen kräver inga stora mängder vatten men är ändå nog så viktiga. Dessa tre är att (iii) saftspänningen (turgorn) måste upprätthållas eftersom ej förvedade växtdelar saknar "skelett", (iv) alla livsprocesser i växten behöver vatten och (v) vattenflödet används som transportmedel av olika ämnen mellan olika delar av växten.

5.1 Vattnets transport i växten

I det stora hela betraktas vattentransporten genom växten som en passiv process, dvs transporten kostar inte växten någon kemisk energi. I den passiva upptagningen härrör den drivande kraften från den stora potentialskillnaden mellan atmosfären och växten. Emellertid förekommer också en vattenupptagning där rötterna spelar en aktiv roll. Potentialskillnaden mellan vattnet omedelbart utanför rotytan och vattnet i rotcellerna upprätthålls genom energikrävande kemiska processer i cellerna. Cellerna driver och kontrollerar sin jonupptagning genom att bygga upp elektrokemiska potentialgradienter över cell- och vakuolmembraner samt genom speciella proteinsystem (carriers). Rotcellernas respiration av fotosyntesprodukter från bladen ger energin till detta i form av ATP.

Figur 5.1: Se fig 28-13 i Ferry 1959. Beskrivning av vattnets olika transportvägar från rotytan till xylemet

Alla joner och allt vatten tvingas genom endodermisceller innan de kan nå kärlsystemet och senare kronan. Växten har alltså en betydande (dock inte total) kontroll över vilka joner som kan komma in i växten. Vattentransporten kontrolleras indirekt genom de uppkomna potentialskillnaderna. Osmos orsakar en transport genom membranen och i riktning mot fallande potential. Förutsättningarna för att den aktiva jonupptagningen ska fungera är att roten har socker tillgängligt för ATP-bildningen, syre (O_2) för rotandningen (respirationen) och att temperaturen inte är för låg.

Rötternas aktiva jonupptagning kan indirekt observeras på natten när vattenpotentialen i bladen ökar på grund av att transpirationen avtar eller upphör. Då kan rötterna upprätthålla en vattenpotentialgradient gentemot omgivningen och vatten fortsatt tas upp. Det hydrostatiska trycket stiger i roten (vattenpotentialen stiger) och xylemvätskan pressas upp genom stammen och ut genom speciella ventiler i bladkanterna (hydatoder). Vid fuktiga väderförhållanden kan det bildas små droppar i kanterna av bladen - växten gutterar.

Växtens kärlsystem består av döda rör- eller spolförmiga ihåliga celler i vilken transporten sker på grund av potentialskillnader som skapats mellan avdunsningsytorna och roten. Ledningsbanornas celler har ofta en komplicerad struktur för att möjliggöra transport till höga höjder, vilket det kan bli fråga om i träd. Uppe i bladen är ledningsbanorna finfördelade så att vattnet passivt kan nå alla bladceller.

Bladens inre består främst av klorofyllrika celler som bildar pallissadparenkym och svampparenkym. Mellan cellerna finns luftfyllda intercellularer. Därmed blir cellernas yta mot luft 40-100 ggr större än bladets yttre yta. Den yttre ytan består av tätt packade epidermisceller som är täckta av en kutikula som består av vattenavstötande ämnen (kutin och vaxer). På detta sätt fungerar bladets yttre yta som ett hinder mot uttorkning. Men för fotosyntesen (och därmed tillväxt) krävs att koldioxid från luften tas in genom denna yta. Detta sker genom små klyvöppningar (stomata) som stängs eller öppnas i enlighet med vad förutsättningarna kräver. Den huvudsakliga transpirationen sker genom klyvöppningarna där hastigheten kan regleras genom ändring av öppningsvidden. En mindre del (i storleksordningen 5-15%) går också igenom kutikula skiktet eftersom det inte är helt vattenimpermeabelt. Klyvöppningarna stänger helt tidvis, t.ex. när det är mörkt på natten, medan den kutikulära transpirationen kan fortsätta under förutsättning att förhållandena i den omgivande luften medger avdunstning.

Figur 5.2: Se fig 4.9, sid 96, i Jones 1992. Schematisk beskrivning av motstånd i växten

Motståndet för vattenflöde inne i växten orsakas till stor del av att vattnet redan strax efter det passerat rotytan tvingas genom endodermiscellerna därför att Caspary's band förhindrar all transport i intercellularerna. Helt allmänt sker vattentransporter den lättaste vägen vilket för övriga delar av växten innebär transport i cellväggar och döda celler. När vattnet når avdunsningsytorna i bladen har den allra största delen bara passerat genom en cells protoplasma (endodermis). Ett visst motstånd föreligger också i själva ledningsbanorna (xylemet) och ökar med strömningshastigheten även om det ofta är ganska litet.

Stomatamotståndet är mycket variabelt och under ett dygn har det vanligen nått både sitt lägsta och högsta värde. Stomata behöver 0.5 - 2 timmar för att öppna helt. Stomatas öppning

respektive stängning styrs av de två läppceller med tänjbara ytterväggar som omgärdar själva öppningen. Cellernas storlek styrs av transporter av protoner och joner (K^+ , Cl^-) och hormonellt via abskissinsyra (ABA) från olika delar av växten.

Det finns flera faktorer som styr dessa transporter. Ljus är den allra viktigaste. Redan när 0.1 - 3% av fullt dagsljus uppnått börjar stomata öppna (när det är mörkt är de helt stängda). Ljusets våglängd spelar roll så till vida att blått ljus effektivare än andra våglängder öppnar stomata. Bladen absorberar företrädesvis blått och rött ljus varför ljus längre ner i lövverket har en större andel grönt ljus. Koldioxidhalten inne i själva stomata och mesofyllet styr också öppningsgraden. Är halten hög stänger stomata, vilket den blir om stomata är öppna men upptagningen av koldioxid i fotosyntesprocessen är lågt av något skäl. Vissa arter är känsliga för luftfuktigheten och tenderar att stänga stomata om luften är torr. Om temperaturen är mycket hög (30 - 35 °C) stänger stomata varvid kylningseffekten från transpirationen avtar och bladen blir ännu varmare än förut. Stomata kan också reagera på vattenförhållandena i marken. Vid minskande vattenhalt i marken ger rötterna en signal (ABA) till stomata om stängning.

Stomatas öppningsgrad kan alltså variera med ljus, luftfuktighet, temperatur och markfuktighet vilka alla är omgivningsvariabler. Öppningsgraden varierar dock också med inre variabler, dvs. med förhållanden i växten. Om vattenpotentialen i bladen sjunker under en viss gräns så stänger stomata och bladen ges möjlighet att öka sin vattenpotential igen. Det bör dock påpekas att ej full klarhet råder om dessa mekanismers funktion och respektive betydelse.

Figur 5.3: Se fig 4-11, sid 81, i Salisbury & Ross 1992. Beskrivning av H_2O och CO_2 transport genom stoma

Följden av denna variabilitet i stomatas öppningsvidd blir för en normal solig svensk sommardag att motståndet minskar snabbt när det börjar bli ljust på morgonen. Sedan kan det öka mitt på dagen på grund av att det blir torrt i luften, alternativt pga att bladen får låg vattenpotential eller det blir för varmt. Mot solnedgången när ljuset avtar stänger stomata igen och motståndet ökar.

Antalet klyvöppningar är mycket stort, 100-1000 st per mm^2 , men täcker ändå bara ca 1% av bladets yta. De flesta arter har huvudelen av sina stomata på bladens undersidor. En vattenångemolekyl som lämnar växten behöver bara passera en stomaöppning innan den når den omgivande luften. Det betyder att när stomatamotståndet ska uttryckas för en markytenhet och avse det sammanlagda motståndet för alla blad över denna markytenhet, då är de enskilda stomata kopplade parallellt. Dvs. motståndet per markytenhet är summan av inversen av motstånden från de enskilda stomata. Om vi antar att alla stomata har samma motstånd i hela lövverket så blir hela lövverkets stomatamotstånd lika med stomatamotståndet för en m^2 bladyta (r_s) dividerat med bladyteindexet (LAI).

$$r_c = \frac{r_s}{LAI}$$

5.1

Detta innebär att ju fler blad desto mindre motstånd mot transpiration. Antagandet om att alla motstånd är desamma för alla stomata innebär troligen en underskattning av lövverkets motstånd vad avser ljusets effekt på stomatas öppningsgrad men beträffande luftfuktighetens effekt gäller troligen det motsatta. I modellen görs antagandet att alla enskilda stomata har samma motstånd vid ett och samma tillfälle. Variabler som påverkar motståndet är globalstrålningen, luftfuktigheten och bladens vattenpotential. Det finns olika alternativ för hur effekten av dessa motstånd ska kombineras. En möjlighet är att anta att de olika faktorerna verkar oberoende av varandra och därmed är den faktor som ger den största stängningen den som bestämmer motståndet. En annan möjlighet bygger på en kombinationseffekt av strålning och luftfuktighet framtagen för barrskog (Lohammar ekvationen, Lindroth 1985). Den används också för grödor. Olika växter har olika egenskaper och därmed egna specifika värden på parametrarna i dessa funktioner. Normalt har t ex barr väsentligt högre motstånd än blad, per bladytenhet.

6 Strålning

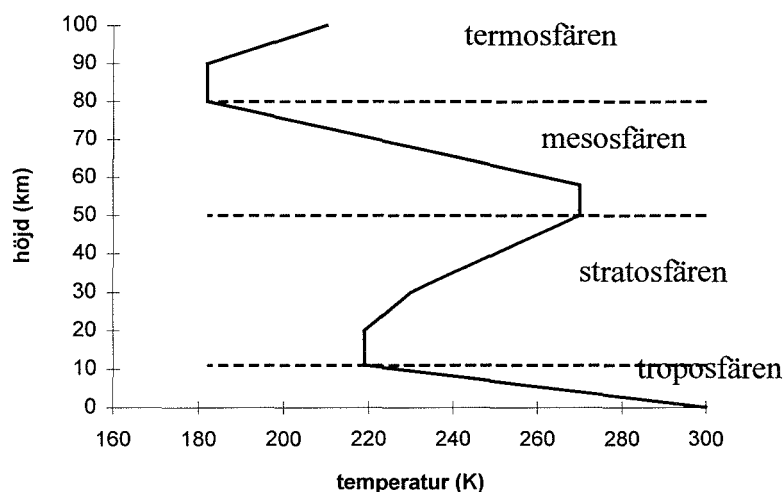
6.1 Atmosfärens struktur och sammansättning

Jordens diameter är ca 12 500 km. I förhållande till denna är atmosfären, med en tjocklek på ca 200 km, ett ganska tunt skikt. (Att ange någon bestämd övre gräns för atmosfären är ganska svårt, eftersom densiteten och trycket i luften avtar gradvis ut mot rymden, och redan på t ex 50 km höjd är trycket omkring 1 hPa, dvs ungefär en tusendel av trycket vid marknivån, och på höjden 100 km är luftens densitet ca en hundratusendel av densiteten nära jordytan, där den är ca $1,3 \text{ kg m}^{-3}$).

Man kan dela in atmosfären i olika skikt efter hur temperaturen varierar på ett karakteristiskt sätt med höjden (se fig 6.1). Det lägsta skiktet sträcker sig till 10-12 km höjd, och kallas *troposfären*. Inom detta skikt avtar temperaturen i genomsnitt med ca 0,6-0,7 °C per 100 m, och det är i detta lägsta skikt som praktiskt taget allt som vi upplever som olika yttringar av väder (moln, dimma, fronter, nederbörd etc) utspelar sig. Troposfären brukar i sin tur delas in i flera delskikt. Sålunda kan man särskilja det planetära gränsskiktet (eller friktionsskiktet) som de lägsta 1-2 km av troposfären. Inom detta skikt, som fö kan variera kraftigt i tjocklek från dag till natt, sker ett någorlunda snabbt och effektivt utbyte av t ex värme, vattenånga och impuls i vertikalled, och inom detta skikt gör sig också vindens friktion mot jordytan gällande. Allra närmast jordytan urskiljer man det sk turbulenta ytskiktet, som omfattar allt från några meters tjocklek nattetid, till några 10-tal meter under dagen. Det är i första hand inom detta skikt som de ur agrometeorologisk synpunkt viktiga energi- och andra utbytesprocesser sker.

Skiktet närmast ovanför troposfären kallas *stratosfären* och sträcker sig till 50 km höjd. Inom detta skikt finns huvuddelen av atmosfärens ozon, som spelar en mycket viktig roll i strålningssammanhang. Därefter följer med tilltagande höjd först *mesosfären* och sedan

termosfären. Inom det senare skiktet, som börjar vid 80 km höjd, ökar temperaturen kontinuerligt med höjden till mycket höga värden.



Figur 6.1: Atmosfärens vertikala indelning baserad på temperaturens variation med höjden

Atmosfären utgörs som bekant av en blandning av ett stort antal olika gaser och dessutom av stoft- och saltpartiklar av mycket varierande slag och ursprung. De inbördes proportionerna mellan många av dessa gaser är i stort sett konstanta över jorden, och upp till nästan 100 km höjd. När man anger halterna av dessa gaser, eller vid olika typer av beräkningar, är det ofta praktiskt att behandla torr luft och fuktig luft (=torr luft+ vattenånga) var för sig. Tabell 6.1 visar de ungefärliga halterna av de viktigare gaserna i torr luft. Därutöver innehåller den fuktiga luften alltså vattenånga i en mycket varierande grad mellan 0 och ca 4 vol%.

Som framgår av tabell 6.1 utgör gaserna kväve (N_2), syre (O_2), argon (Ar) och koldioxid (CO_2) ca 99,99 vol% av den torra luften. Detta betyder dock inte att de övriga saknar betydelse eller är ointressanta. Tvärtom, många andra gaser, med mycket låga koncentrationer i atmosfären, kan i ett eller annat avseende spela en mycket viktig roll. Detta gäller t ex ozon (O_3), med en största halt i nedre stratosfären på ≤ 10 ppm(v), svaveldioxid (SO_2) och kvävedioxid (NO_2) med mycket varierande halter runt ~ 1 ppb(v), och freoner med halter av storleksordningen 0,1-0,4 ppb(v). Ozon har ju t ex en fundamental roll när det gäller absorption av ultraviolett strålning. Freoner innehåller reaktionsvilliga kloratomer och anses ha en avgörande roll för ozonets kemi och halter i stratosfären, och antas dessutom bidra signifikant till växthuseffekten. Och när det gäller svavel och kväveoxiderna så kan dessa sägas vara de primära "bovarna" i det allvarliga atmosfärkemiska miljöproblem som resulterar i försurning av nederbörd, mark, sjöar och vattendrag. Vissa former eller reaktionsprodukter av dessa oxider kan dessutom bidra till växthuseffekten i den ena eller andra riktningen.

Tabell 6.1: Atmosfärens sammansättning.

Gas	Kemisk formel	Förekomst (vol%)
Kväve	N ₂	78,08
Syre	O ₂	20,95
Argon	Ar	0,93
Vattenånga	H ₂ O	varierande
Koldioxid	CO ₂	350 ppmv
Neon	Ne	18 ppmv
Helium	He	5 ppmv
Krypton	Kr	1 ppmv
Xenon	Xe	0,08 ppmv
Metan	CH ₄	2 ppmv
Väte	H ₂	0,5 ppmv
Dikväveoxid	N ₂ O	0,3 ppmv
Koloxid	CO	0,05-0,2 ppmv
Ozon	O ₃	0,02-10 ppmv
Ammoniak	NH ₃	4 ppbv
Kvävedioxid	NO ₂	1 ppbv
Svaveldioxid	SO ₂	1 ppbv
Svavelväte	H ₂ S	0,05 ppbv

6.2 Elektromagnetisk strålning

Den elektromagnetiska strålning som solen (liksom jorden och dess atmosfär) sänder ut kallas också ibland för *temperaturstrålning* (för att den är beroende av den strålade kroppens temperatur), eller *värmestrålning* (för att den kan upplevas eller registreras som värme, speciellt i de fall den inte är synlig). Den utsända (emitterade) strålningen fördelar sig över olika våglängdsområden, ett s k *energispektrum*, - ett för varje temperatur hos den emitterande kroppen. Ett spektra för fasta och flytande kroppar är kontinuerligt, dvs omfattar alla våglängder inom ett visst intervall (fast med varierande styrka). För gaser utgår spektra endast för vissa diskreta våglängder eller våglängdsband, s k band- eller linjespektra.

För den här typen av strålning gäller (mer eller mindre exakt) ett antal strålningslagar, vilka vi här inte behöver fördjupa oss alltför grundligt i, utom att nämna vad de i huvudsak innebär:

Plancks lag beskriver hur mycket energi (R_E) en kropp med en viss temperatur (T) sänder ut inom olika våglängder (λ):

$$R_E(\lambda) = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad 6.1$$

Wiens förskjutningslag anger vid vilken våglängd (λ_{\max}) som den mesta av energin utgår vid en given temperatur (angivet i absoluta temperaturer):

$$\lambda_{\max} = \frac{2897,8}{T} \quad 6.2$$

Som framgår av lagen, förskjuts läget för den maximala energin mot allt längre våglängder när temperaturen avtar. Den innebär t ex för solstrålningens del, där den effektiva temperaturen kan anges till ca 6 000 K, att solspektrat har sitt maximum vid $\lambda_{\max} \approx 0,48 \mu\text{m}$.

Stefan-Boltzmanns lag ger den totala utstrålade energin per areaenhet, vid absoluta temperaturen T (K) hos den emitterande kroppens yta:

$$R_E = \sigma T^4 \quad 6.3$$

Som framgår, är den totalt utstrålade energin från en kropp mycket kraftigt temperaturberoende. Om vi antar att solen har den effektiva temperaturen 6 000 K, och jordytan 290 K (17 °C), sänder således jorden ut ca 400 W m⁻² medan solen emitterar drygt 73·10⁶ W m⁻². σ är Stefan-Boltzmanns konstant.

Kirchhoffs lag säger att en kropps emissionsförmåga för varje våglängd, ϵ_λ (emissivitet), är lika stor som dess absorptionsförmåga, α_λ , vid denna våglängd:

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad 6.4$$

För de svarta kroppar (ett tänkt "gränsfall" för vilket de nu nämnda strålningslagarna gäller exakt) är $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda = 1$. I praktiken för verkliga ämnen och kroppar är ϵ_λ (och α_λ) < 1. Men man kan för många naturliga ytor som barmark, vatten, olika vegetationsytor etc, använda värden ganska nära 1 (säg mellan 0,90 och 0,98) inom de våglängdsintervall som är intressanta ur meteorologisk synpunkt. Notera att Kirchhoffs lag gäller för en specificerad våglängd. Lagen innebär alltså att om en kropp utsänder andelen ϵ_λ av den energi som en absolut svart kropp gör vid våglängd λ , då kommer den även att kunna absorbera andelen $\epsilon_\lambda (= \alpha_\lambda)$ när den träffas av strålning av denna våglängd.

Att emissiviteten ϵ_λ i praktiken är < 1 innebär vidare att t ex den totala utsända energin enl Stefan-Boltzmanns lag egentligen ska beräknas som

$$R_E = \epsilon \sigma T^4 \quad 6.5$$

Som framgår av tabell 6.2 är dock värdet på ϵ för aktuell yta ofta så nära 1 för naturliga ytor att man kan försumma denna korrektion i ekv 6.5.

Tabell 6.2: Olika ytors emissionsförmåga för långvågig strålning i procent av utstrålningen från en svart kropp. (Efter Sellers, 1965)

	(%)
Vatten- och jordtytor	
Vatten	92-96
Nyfallen snö	82-99,5
Gammal snö	89
Is	96
Fuktig bar jord	95-98
Våt sand	95
Frusen jord	93-94
Torr plöjd jord	90
Torr sand	84-90
Grovt grus	91-92
Ljus kalksten	91-92
Torr betong	71-88
Naturliga marktytor	
Öken	90-91
Vegetationstäckt mark	90
Löv och plantor	
Våglängd 0,8 μ	5-53
Våglängd 1,0 μ	5-60
Våglängd 2,4 μ	70-97
Våglängd 10,0 μ	97-98
Diverse	
Vitt papper	89-95
Glasrutor	87-94
Rött tegel	92
Vit puts	91

6.3 Solstrålning vid jordytan

Den elektromagnetiska strålning, eller värmestrålning, som är av betydelse ur meteorologisk synpunkt kan lämpligen delas i två våglängdsintervall: dels *kortvågig strålning* från solen, som omfattar strålning med $\lambda < 4\ 000\ \text{nm}$ ($= 4\ \mu\text{m}$), dels *långvågig strålning* från jorden, som omfattar terrestrisk strålning, med våglängder från ca $4\ \mu\text{m}$ upp till ca $100\ \mu\text{m}$. Solstrålningens spektrum brukar i sin tur delas in i tre spektralintervall: *ultraviolett strålning* (UV) med $\lambda < 400\ \text{nm}$, *synligt ljus*, vilket i huvudsak sammanfaller med den fotosyntetiskt aktiva strålningen (PAR), med $400\ \text{nm} < \lambda < 750\ \text{nm}$, och *infraröd strålning* (NIR= Near Infrared Radiation) med $\lambda > 750\ \text{nm}$.

Solstrålningens intensitet vid atmosfärens yttre gräns varierar något litet under året (ca $\pm 3\%$) på grund av att jordens bana runt solen inte är helt cirkulär utan något elliptisk, men det genomsnittliga värdet på detta flöde mot en yta vinkelrät mot solstrålningen är ca $1375\ \text{W m}^{-2}$, och detta värde kallas solarkonstanten.

Definitioner:

Flödestäthet: Storleken av ett (energi)flöde mot en yta, oavsett ytans orientering i rummet. Anges vanligtvis i $W m^{-2}$.

Strålningsintensitet: Flödestäthet mot en yta orienterad vinkelrätt mot den infallande strålningen ($W m^{-2}$).

Solarkonstanten: Solstrålningens medelintensitet vid atmosfärens ”yttre” gräns, ca $1375 W m^{-2}$.

All denna strålningsenergi som strömmar in mot jordytan kommer dock inte jorden tillgodo. På vägen genom atmosfären sker nämligen en försvagning av strålningen genom olika sk extinktionsprocesser, vilka innefattar dels spridnings- och reflektionsprocesser, och dels absorption i olika gaser. Spridningen innebär att en del strålning, när den kolliderar mot luftens molekyler och andra partiklar på sin väg genom atmosfären omfördelas på olika riktningar i rymden. Följden blir att det ursprungliga strålningsflödet mot jordytan försvagas. En del av den spridda strålningen blir dock också riktad ner mot jorden och bidrar därmed till strålningsbugeten vid ytan i form av sk *diffus himmelsstrålning*. Omfattningen och arten av dessa spridningsprocesser är dels beroende av de spridande partiklarnas storlek, och dels av den infallande strålningens våglängd. Sålunda är spridningen som orsakas av luftens molekyler kraftigt våglängdsberoende (och den i stoftpartiklar i något mindre grad) så att korta våglängder, i UV och den blå delen av spektrum, sprids betydligt mer än längre våglängder. Detta är också orsaken till att en molnfri himmel lyser blå. Spridningen kan också ske i förhållandevis stora partiklar som molndroppar och iskristaller. Denna spridning brukar kallas diffus reflektion, och den är inte våglängdsberoende. Sammanfattningsvis gäller:

Spridning orsakad av luftens molekyler, sk *Rayleigh-spridning*, är proportionell mot λ^{-4} .

Spridning orsakad av (små) stoftpartiklar i atmosfären, sk *Mie-spridning*, är proportionell mot λ^{-n} där $0 < n < 4$.

Spridning i stora partiklar/ droppar, sk *diffus reflektion*, är oberoende av λ , dvs alla våglängder sprids i samma grad.

Strålningens försvagning genom spridning är också beroende av den vägsträcka som ljusstrålarna passerar innan de når jordytan. Ju lägre solhöjd, dvs ju lägre solen står över horisonten, desto längre väg genom atmosfären tillryggalägger strålarna, och ju mer av den kortvågiga delen av strålningen försvagas. Resultatet blir att den direkta (ej spridda) ljuset anrikas på längre våglängder (åt det röda), och därför ter sig den upp- eller nedåtgående solen oftast röd eller rödorange.

Även den andra typen av försvagning av strålning i atmosfären -absorption i gaser- är på motsvarande sätt våglängdsberoende (och våglängdsberoende!). När det gäller absorption av solstrålning är det här framför allt ozon (O_3) och vattenånga som är verksamma. Ozonet har kraftiga absorptionsband inom det ultravioletta området, framförallt inom det sk UV-B-området. Detta får bl a till följd att ingen solstrålning med kortare våglängder än 290 nm når ner till jordytan. (Riktigt korta våglängder, $\lambda < 200$ nm, absorberas fö av syre (O_2) och kväve).

Inom den synliga, och framförallt inom den infraröda delen av solens spektrum sker en betydande absorption i vattenånga, - kraftigare ju högre halt av ånga som finns i luften. Den samlade effekten av dessa olika försvagningsprocesser under strålningens passage genom atmosfären (z) kan uttryckas med Beer-Bouguers lag (oftast kallad bara Beers lag):

$$R_s = R_{sc} e^{-\kappa_a z} \quad 6.6$$

Den s k extinktionskoefficienten, κ_a , kan i sin tur delas upp i flera delar enligt:

$$\kappa_a = a_g + f_s a_s + f_v a_v \quad 6.7$$

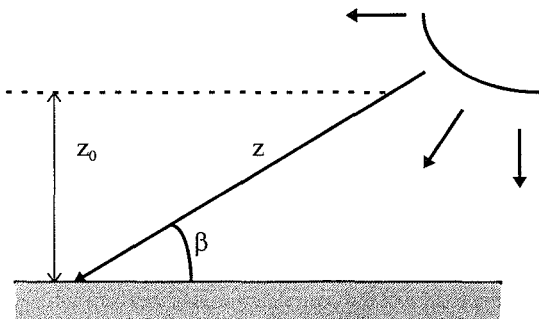
Koefficienterna a_g , a_s och a_v beskriver spridning i luftens molekyler, spridning i stoftpartiklar, respektive absorption i vattenånga, och f_s och f_v står för halterna av stoft och vattenånga i luften. Den mycket betydelsefulla, men relativt konstanta absorptionen av UV-ljus i ozon (som inte har någon term i ekv 6,7) kan inkluderas i någon av de övriga termerna, t ex i termen a_g som beror av spridningen i luftens molekyler (också den är relativt konstant för en given sträcka z genom atmosfären). Beers lag innebär alltså att ju större stofthalt och ju mer vattenånga det finns i luften, och ju längre väg strålarna tillryggalägger i atmosfären, desto mer har strålningen försvagats när den når jordytan. Storleken på koefficienten κ_a kan i regel variera från ca $0,01 \text{ km}^{-1}$ i mycket ren och torr luft, till $0,03-0,05 \text{ km}^{-1}$ i stoftrik och fuktig luft. Egentligen är koefficienterna a_g , a_s och a_v , och därmed också κ_a , våglängdsberoende, så att man får ett uttryck för Beers lag för varje våglängd λ :

$$R_s(\lambda) = R_{sc}(\lambda) e^{-\kappa_a(\lambda)z} \quad 6.8$$

Den form av lagen som använts i ekv 6.6, och de storleksvärden på κ_a som nämndes, får då ses som det samlade (integrerade) resultatet, när man inkluderar alla våglängder i solstrålningens spektrum.

Sträckan z uttrycks ofta som en funktion av solens vinkelhöjd (β) över horisonten i förhållande till den vertikala tjockleken av atmosfären (z_0):

$$z = \frac{z_0}{\sin \beta} \quad 6.9$$



Figur 6.2: Solstrålningens sträckning (z) genom atmosfären som funktion av solens vinkelhöjd (β)

Med vissa modifieringar kan Beers lag också användas för att beskriva solstrålningens successiva försvagning vid nedträngandet i ett växtbestånd. Till detta återkommer vi i avsnitt 6.5.

6.4 Strålningsbalansen vid jordytan

När solstrålningen träffar jordytan kommer den att undergå ytterligare en reducering genom att viss andel reflekteras tillbaka mot atmosfären. Hur stor andel av strålningen som reflekteras beror på ytans *albedo*, dvs dess reflektionsförmåga för kortvågig strålning. Albedot varierar kraftigt med den reflekterande ytans karaktär och tillstånd, alltifrån omkring 10 % eller mindre för en mörk, våt jord till uppåt 90 % för torr, nyfallen snö. Ytor såsom gräs eller vanliga odlade grödor har vanligen ett albedo på 18-25 %. För många ytor, som t ex vatten, men även för vegetationsklädda ytor, varierar albedot mer eller mindre med strålningens infallsvinkel, och därmed med tidpunkten på dagen. Vidare kan albedot variera beroende på om ytan är torr eller våt, t ex för barmarksytor - tänk på skillnaden i färg mellan torr och våt sand. Även reflektionsförmågan hos moln varierar i betydande grad även om den överlag är ganska hög. I tabell 6.3 ges exempel på albedovärden för ett antal vanliga ytor.

Tabell 6.3: Reflektionsförmåga (albedo) i procent för kortvågig strålning, våglängder < 4,0 μ m. (Förkortat efter Sellers, 1965)

Vattenytor	
60° lat, vinter	21
60° lat, sommar	7
Ej vegetationstäckta ytor	
Nyfallen snö	75-95
Gammal snö	40-70
Havsis	30-40
Torra sanddyner	35-45
Torr ljus sand	25-45
Våta sanddyner	20-30
Mörk jord	5-15
Grå fuktig jord	10-20
Torr eller grå lera	20-35
Torr betong	17-27
Svart vägbeläggning	5-10
Vegetationstäckta ytor	
Savann, torrtid	25-30
Savann, regntid	15-20
Buskskog	15-20
Ängar	10-20
Lövskog	10-20
Barrskog	5-15

Tabell 6.3 forts:

Tundra	15-20
Sädesfält	15-25
Molntäcke	
Cumuliforma moln	70-90
Stratus (låga moln)	59-84
Altostratus (medelhöga moln)	35-59
Cirrostratus (höga moln)	44-50
Jorden som helhet	34-42

Vi kan nu göra en summering av de olika komponenterna som solstrålningen delar upp sig på, på sin väg ner till jordytan - vi kan sätta upp en *strålningsbalans* för den *kortvågiga strålningen*:

$$R_{sc} = R_{rc} + R_{ra} + R_{absc} + R_{absa} + R_s \cdot \alpha + R_s(1 - \alpha) \quad 6.10$$

där

R_{sc} = infallande solstrålning utanför atmosfären

R_{rc} = strålning som sprids och reflekteras i moln

R_{ra} = strålning som sprids av luftens molekyler och stoftpartiklar

R_{absc} = strålning som absorberas i molnen

R_{absa} = strålning som absorberas av gaser i atmosfären (O_3 och H_2O)

$R_s \cdot \alpha$ = strålning som reflekteras vid jordytan

$R_s(1-\alpha)$ = strålning som absorberas vid jordytan

(I de två sistnämnda termerna kan R_s delas upp i dels direkt och dels diffus strålning som når jordytan).

Ekvationen ovan är alltså en beskrivning av den kortvågiga strålningsbalansen vid jordytan, men för att få ett uttryck för jordytans totala strålningsbalans måste vi inkludera ytterligare ett par termer som gäller den långvågiga, terrestriska strålningen.

Förutom inkomsten av solstrålning (R_s) med våglängder mellan 0,29 och ca 4 μm , kommer också ett flöde av strålning med våglängder större än ca 4 μm in mot jordytan från atmosfären, den s k atmosfäriska långvågsstrålningen (R_{twa}). Jordytan förlorar strålning genom värmestrålning som följer Stefan-Boltzmanns lag, dvs den är större ju varmare ytan är. En relativt stor andel av den långvågsstrålning som utgår från jordytan kommer sedan att absorberas av just de gaser och moln etc, som emitterar den nyss nämnda atmosfäriska strålningen, och innebär därför ingen energiförlust för planeten som helhet. Den *långvågiga strålningsbalansen* kan skrivas som:

$$R_{twb} = R_{twa} - R_{tws} \quad 6.11$$

Balansen för långvågig strålning är oftast negativ, dvs det utgående flödet (R_{tws}) är i regel något större än det inkommande (R_{twa}) från atmosfären, även om motsatsen kan förekomma.

Jordytans *totala strålningsbalans* kan nu summeras till följande uttryck:

$$R_n = R_s - R_s \cdot \alpha + R_{\text{iwa}} - R_{\text{iws}} \quad 6.12$$

Om vi betraktar en i stort sett horisontell markyta när vi beräknar R_n , motsvarar termen R_s det strålningsflöde som också kallas globalstrålning, dvs den samlade (direkta + diffusa) inkommande strålningen från solen mot en horisontell yta.

Strålningsbalansen antar i regel positiva värden (dvs ger en energiinkomst netto) under dagen, och kan då uppgå till ca 500-600 Wm^{-2} som mest en solig sommardag, men blir vanligen negativ eller nära noll under natten och kan under klara nätter vara av storleken -80 till -100 Wm^{-2} (dvs en nettoutstrålning av energi från jordytan) (jmf fig 4.3).

6.5 Strålningsförhållanden i växtbestånd

Nettostrålningen (=strålningsbalansen) på en given nivå inne i ett växtbestånd är mer komplex än den vi nyss har beskrivit för en obevuxen markyta. Den är dock i princip helt analog med denna såtillvida att den utgör nettot av alla inkommande och utgående, både kortvågiga och långvågiga, strålningsflöden till den givna nivån. Det som komplicerar situationen här, jämfört med den jämna barmarken, är ett antal *diffusa* strålningsflöden som uppstår genom reflektion av den direkta solstrålningen i de olika bladytorna, och det faktum att bladen har en icke obetydlig genomsläpplighet (*transmittans*) för strålning. Denna transmittans, liksom även bladens reflektans, varierar med strålningens våglängd, vilket visas i tabell 6.4.

Tabell 6.4: Genomsnittliga reflektions-, transmissions- och absorptionskoefficienter för gröna blad inom fyra olika våglängdsband. (Efter Oke, 1978)

	PAR (0,38-0,71 μm)	NIR (0,71-4,0 μm)	Kortvågig (0,35-3,0 μm)	Långvågig (3,0-100 μm)
Reflektion α	0,09	0,51	0,30	0,05
Transmission τ	0,06	0,34	0,20	0,00
Absorption a	0,85	0,15	0,50	0,95

Observera att för den långvågiga (terrestriska) strålningen med $\lambda > 3\mu\text{m}$ är genomsläppligheten praktiskt taget noll ($\tau=0$), och reflektionen mycket liten ($\alpha \approx 0,05$), varför dessa termer oftast kan försummas i den långvågiga delen av budgeten. Observera också, att $(1-\tau-\alpha)=$ absorptionsförmågan a (ty $a+\tau+\alpha=1$). Schematiskt kan därför den totala strålningsbalansen för ett enskilt blad i ett bestånd (eller för en horisontell areaenhet på en given nivå inne i ett bestånd) beskrivas med ett flertal olika strålningskomponenter. Att bestämma alla olika komponenter i strålningsbalansen för varje blad blir i praktiken något svårhanterligt. Vanligen används därför någon form av Beers lag (ekv 6.6) för att beskriva strålningens försvagning på vägen ner genom ett bestånd. För den nedåtriktade kortvågiga strålningen kan Beers lag skrivas:

$$R_s(L) = R_s \cdot e^{-\kappa L}$$

6.13

där

$R_s(L)$ = den genomsnittliga solstrålningen mot ett plan under ett ackumulerat bladyteindex L .

R_s = solstrålningsflödet på ovansidan av beståndet.

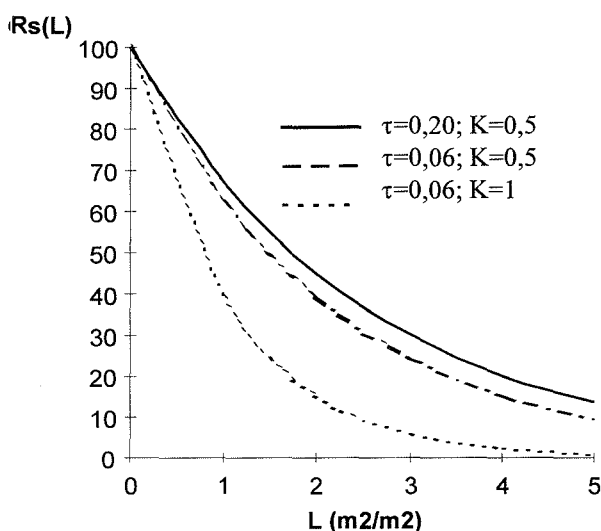
κ = en "försvagningskoefficient" (extinktionskoefficient).

Extinktionskoefficienten (κ) för gröna blad är nära 1 inom det synliga och fotosyntetiskt aktiva våglängdsområdet (0,4-0,7 μm) och ca 0,50 om man betraktar hela det kortvågiga området (0,35-3 μm), enligt mätningar. Om vi betraktar tabell 6.4 ser vi att detta motsvarar i viss mån absorptionsförmågan hos bladen inom respektive våglängdsområde. Extinktionskoefficienten kan också bestämmas från transmissiviteten, och en geometrisk faktor (K) som beror på bladens fördelning och orientering relativt solen. Tar man hänsyn till dessa båda faktorer (τ och K) vid bestämning av koefficienten κ , får bestånd med mer upprätta eller hopklumpade bladsamlingar ($K=0,3-0,5$) få lägre κ -värde (ca 0,3-0,5 inom det synliga området), medan bestånd med mer horisontella respektive mer jämt fördelade blad ($K=0,5-1$) får högre värden (ca 0,5-1 inom det synliga området). Till detta nedåtriktade flöde kommer emellertid också ett uppåtriktat diffust flöde p g a att den direkta strålningen till en del reflekteras och sprids i bladverket. Extinktionskoefficienten kan då, med hänsyn taget till detta, skrivas:

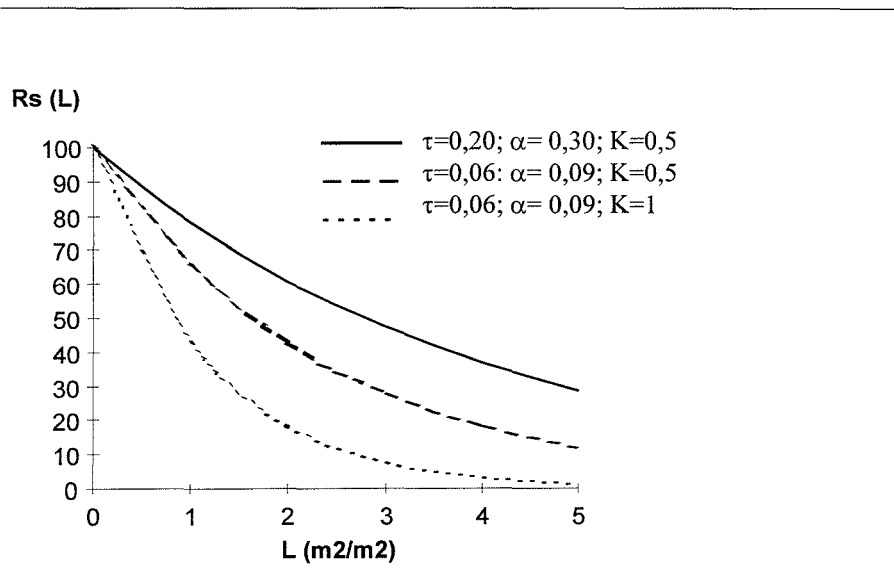
$$\kappa = K(1 - \alpha_1 - \tau)$$

6.14

Det är uppenbart att solstrålningens styrka avtar ganska snabbt i ett bestånd med ökande ackumulerad bladyta, särskilt om bladen till stor del är horisontellt orienterade (se fig 6.3).

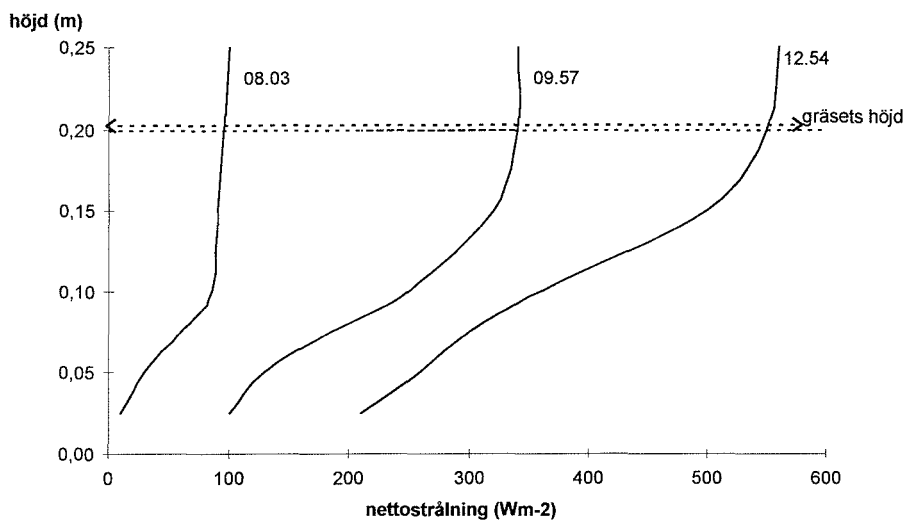


Figur 6.3: Det direkt nedåtriktade flödet av strålning i ett bestånd som funktion av ackumulerat bladyteindex (L), räknat från toppen beräknat med ekv. 6.13 och 6.14. (a) För större delen av det kortvågiga spektrat (0,35-3,0 μm) i ett bestånd med $K=0,5$ (dvs relativt stor andel vertikala blad); (b) För PAR (ca 0,4-0,7 μm), likaså i ett bestånd med $K=0,5$; (c) För PAR men $K=1$, dvs huvudsakligen horisontellt orienterade blad



Figur 6.4: Det totala (dvs direkta + diffusa) flödet av kortvågig strålning i ett bestånd som funktion av bladyteindex (L), beräknat enligt ekv 6.13 och 6.14. (a) Större delen av det kortvågiga spektrat ($0,35\text{-}3,0\ \mu\text{m}$), $K=0,5$; (b) PAR, $K=0,5$; (c) PAR, $K=1$

För att erhålla den totala nettostrålningen måste den långvågiga delen tas med i beräkningen. Denna strålning utgör nästan alltid en nettoförlust av energi för ett växtbestånd. I regel är denna förlust (dvs utstrålning av energi) störst vid beståndets översida och avtar sedan till en början nedåt för att sedan bli nära konstant (om inte den vertikala temperaturgradienten i beståndet är särskilt stor). Den resulterande totala nettostrålningen (strålningsbalansen) i beståndet kommer därför att få en form som liknar den för kortvågsstrålningen, men med effektvärdena mer eller mindre reducerade, vilket framgår av fig 6.7.



Figur 6.5: Nettostrålningen i ett 0,2 m högt gräsbestånd (28 juni 1972, Saskatchewan). (Efter Oke, 1978)

7 Temperaturförhållanden och värmeflöden i mark

Markens temperatur är en viktig reglerande faktor för alla biologiska markprocesser. Speciellt i ett klimat som vårt är temperaturen viktig eftersom den till stor del bestämmer utvecklingen av våra vanliga grödor i de tidiga stadierna. Då vegetationssäsongen är kort som i norra Sverige kan en gynnsam utveckling av markens temperatur under våren vara helt avgörande för om grödan överhuvudtaget skall hinna mogna.

De processer som bestämmer temperaturförhållandena i marken är mycket komplexa vilket ibland har begränsat våra kunskaper till en mycket grov klassifikation av olika jordars temperatur. Benämningar som varma/kalla jordar förekommer alltfjämt inom svenskt lantbruk utan någon närmare definition. En enskild jordbrukare har ofta en mycket klar bild av relativa skillnader i marktemperatur mellan olika fält på en gård. Denna typ av empirisk kunskap skall givetvis inte föringas eftersom den varit, och fortfarande är, av stor praktisk betydelse. För att bättre kunna förstå: 1) hur skillnaderna mellan olika fält uppkommer och 2) hur stora skillnaderna kan vara, måste vi betrakta grundläggande fysikaliska mekanismerna för värmetransport och värmelagring både i luft och mark. Under vinterhållanden måste vi dessutom beakta snöns inverkan och betydelsen av fasomvandlingen då marken tjälår (se avsnittet om tjäle).

I detta kapitel diskuteras:

- 1) Strålningsbalansen vid markytan
- 2) Fördelningen av tillgänglig energi mellan mark och atmosfär
- 3) Markens förmåga att lagra värme
- 4) Markens förmåga att transportera värme
- 5) Utbredningen av temperaturförändringar i marken
- 6) Hur vi kan förändra marktemperaturen genom att påverka förhållandena ovan eller i marken

7.1 Strålningsbalansen vid markytan

För att förstå bakgrunden till alla förändringar av temperaturförhållandena i mark måste vi först analysera markytans strålningsbalans. Som framgått tidigare (se avsnitt om energibalans) så kan energi överföras på tre olika sätt:

- i) genom strålning
- ii) genom ett massflöde, dvs konvektion
- iii) genom ledning, dvs överföring av de enskilda molekylernas egenrörelse

De tre mekanismerna spelar ofta mycket olika roller vid bestämningen av energibalansen för en given kropp.

Strålningen skiljer sig från konvektion och ledning främst genom att den är den enda mekanismen som ej förutsätter någon materia för spridning av energi. Alla kroppar avger hela tiden en viss mängd energi som beror av kroppens ytemperatur och denna energi sprids som strålning. Detta brukar kallas för svartkropps-strålning och det beskrivs matematiskt av Stefan Boltsmanns lag (se kap 6).

Emissiviteten, ϵ , används för att beskriva hur väl olika typer av material efterliknar en perfekt svart kropp. För de kroppar som i det här sammanhanget intresserar oss, jorden och solen, så är dock emissiviteten nära 1. Observera att emissiviteten inte har någonting med den färg som vi uppfattar med våra ögon att göra. Svart kropp gäller den strålning som kroppen avger. All den strålning som på detta sätt avges från jorden är ej synligt ljus eftersom jordytans temperatur är alldeles för låg. Frekvensen eller spektrat på den energi som bortgår som svartkropps-strålning bestäms nämligen också av den absoluta temperaturen enligt $\lambda=2700/T$ (se Wiens förskjutningslag, kap 6), där λ är den våglängd där intensiteten är maximal, uttryckt i m. Eftersom jordens yta är cirka 300 °K så erhåller vi en maximal utstrålning för jorden på cirka 9 μm . Hela spektrat, som brukar kallas för långvågig strålning, ligger i intervallet från 5 till 30 μm . Denna strålning ligger i ett helt annat spektra än det synliga ljuset som alstras av solen med en ytemperatur av cirka 6000 °K. Solens strålning kallar vi på motsvarande sätt för kortvågig strålning och den ligger i intervallet från 0,3 till 3 μm .

För jorden som helhet gäller i stort sett att den totala mängden inkommande kortvågiga strålning (som ej reflekteras) balanseras av en lika stor mängd utgående långvågig strålning. Under sådana betingelser förändras inte klimatet sett ur ett längre tidsperspektiv. Väljer vi att istället betrakta strålningsbalansen vid en enskild tidpunkt och för en enskild plats finner vi att växlingarna i strålningsbalansen är mycket stora även om medelvärdet är noll. Det är dessa växlingar i strålningsbalansen som ytterst bestämmer både de storskaliga meteorologiska skeendena och det lokala mikroklimatet för en yta.

Denna balansekvation för nettostrålning kan i den stora skalan påverkas genom att atmosfärens sammansättning förändras och det kan då leda till förödande konsekvenser för mänskligheten. Om stora mängder partiklar ansamlas i atmosfären efter vulkanutbrott eller efter stora skogsbränder kan atmosfärens albedo (α) öka och därigenom leda till ett kallare klimat. På motsvarande sätt kan också den ingående långvågsstrålningen öka om vi fortsätter att höja koldioxidhalten i atmosfären. Detta leder då till ett varmare klimat med stora översvämningar som följd.

Även i den lilla skalan kan strålningsbalansen förändras för marken. Vegetationen verkar här som ett filter som kan förhindra att solstrålningen når markytan. Dessutom bestäms albedot till stor del av vegetationens färg och struktur.

En annan viktig aspekt är vegetationens förmåga att orientera sina bladtytor mot solstrålningen och därigenom fånga en större andel ljus än vad som annars skulle ha träffat en horisontell yta. Vi kan också öka intensiteten hos instrålningen genom att orientera plogtillorna mot solstrålningen och därigenom få den direkta solstrålningen att träffa marken vinkelrätt.

7.2 Energibalansen vid markytan

Den genom strålningsbalansen uppkomna situationen resulterar antingen i ett överskott eller underskott på energi vid markytan. Oavsett tecknet på nettostrålningen så måste vi ha en balans med atmosfär och mark. Om vi utgår från bladytans energibalans där lagring av energi kunde försummas (se kap 4) så tillkommer för markytans energibalans en ledning av värme till marken (q_h), och energibalansen blir:

$$R_n = LE + H + q_h$$

där R_n är nettostrålning, LE latent energiflöde till atmosfären och H det förnimbara energiflödet till atmosfären. Alla termer uttrycks i $W m^{-2}$.

Den del av nettostrålningen som kan tillföras marken som ett värmefflöde kommer i hög grad vara ett komplicerat samspel mellan luftens och markens termiska egenskaper. Helt olika mekanismer gäller dessutom för transport av energi i den fria luften och i marken. I luften sker ett massflöde (konvektion) som främst bestäms av turbulens och vindförhållanden medan den betydelsefullaste transporten i marken sker genom ledning. Eftersom konvektionen normalt är en mycket effektiv transportprocess blir markens andel av total nettostrålning vanligtvis relativt liten. Under en vacker sommardag kan vi få:

R_n	LE	H	q_h	Vacker
600 =	275	+ 275	+ 50	sommardag

Det sensibla och latent energiflödet är här lika stora vilket innebär att tillgången av vatten är god. Vid extrema situationer som efter en regnskur kan ibland det latent energiflödet bli större än nettostrålningen, värme måste då tas från marken eller från luften.

R_n	LE	H	q_h	Efter en
200 =	250	-40	-10	regnskur

Tillgängligheten av vatten vid markytan har således en stor betydelse för hur stort värmefflödet till marken blir. Förutsatt att vi har en helt uttorkad markyta får vi det största värmefflödet till marken, exempelvis:

R_n	LE	H	q_h	Uttorkad markyta
600 =	0	+500	+100	

Exemplen ovan illustrerar tydligt hur förhållandena i atmosfären påverkar värmefflödet till marken och därmed markens temperatur. I många situationer är det också viktigt att se hur olika termiska egenskaper hos marken påverkar förhållandena i luften. Under en klar vörnatt kan vi ha en balans med:

R_n	LE	H	q_h	Klar vårnatt,
-150 =	-10	-70	-70	våt mark

I en jord med god värmeledande förmåga. Är markens ytskikt kraftigt uttorkat kommer värmeledningen i marken att försämrans och vi kan få:

R_n	LE	H	q_h	Klar vårnatt,
-150 =	-15	-105	-30	torr mark

Resultatet av den minskade värmeförseln från marken kan bli att luften istället avkyls så kraftigt att vi får en svår frost med förödande konsekvenser för frostkänsliga växter.

7.3 Markens förmåga att lagra värme

När en kropp får ett förändrat innehåll av energi, förändras normalt också dess temperatur. I vissa fall kan dock en ändring av energi istället motsvaras av en förändrad fas för något ämne som vid övergång från fast fas till vätska eller från vätska till gas. För lagring av energi i marken, skall vi i det här avsnittet, endast behandla den energilagring som ej är förknippad med någon fasomvandling. I kompendiet om tjäle diskuteras betydelsen av isens smältvärme för energilagring i mark och fasomvandlingen vätska - gas försummas eftersom den normalt är av mindre betydelse för energilagring i marker på våra breddgrader.

För att kvantitativt kunna diskutera olika markers förmåga att lagra energi definierar vi termen volymetrisk värmekapacitet (eng volumetric heat capacity) som: förändring av värme per volymenhet och per förändring av temperatur. Värmekapaciteten betecknas normalt med $^{\circ}\text{C}$ och den uttrycks i enheten $\text{J m}^{-3}\text{C}^{-1}$. I andra sammanhang kan vi benämna C som värmekapacitivitet och vi använder då enheten $\text{J kg}^{-1}\text{C}^{-1}$. Fördelen med att istället för massa använda volym som bas är att vi ofta känner till volymsandelar då vi betraktar beståndsdelarna av en jord.

För att kunna beräkna en jords totala värmekapacitet behöver vi känna till volymsandelarna av jordens sammansättning och deras respektive värmekapaciteter. Matematiskt uttrycks det:

$$C_s = f_m \cdot C_m + f_o \cdot C_o + f_w \cdot C_w + f_i \cdot C_i + f_a \cdot C_a \quad 7.1$$

där C är värmekapaciteten för en jord bestående av olika fraktioner f. Indexen betecknar m - mineral, o - organiskt material, w - vatten, i - is och a - luft. I tabellen nedan finns värmekapaciteten för dessa vanliga beståndsdelar angivna:

Ämne	Värmekapacitet (MJ m ⁻³ °C ⁻¹)
kvarts	2.0
andra mineral	2.0
organiskt material	2.5
vatten	4.2
is	1.9
luft	0.0013

Den i särklass högsta värmekapaciteten har vatten, vilket beror av vattnets speciella molekylstruktur och brukar benämnas som en av vattnets extraordinära egenskaper. Luftens värmekapacitet är mycket liten vilket gör, att den för alla praktiska sammanhang, kan försummas vid beräkningen av en jords värmekapacitet. Vattenhalten hos en jord blir således i regel helt avgörande för jordens värmekapacitet.

Övning: Beräkna värmekapaciteten för:

- En sandjord med 60 % mineral, 1 % org material och 10 % vatten
- En lerjord med 40 % mineral, 3 % org material och 40 % vatten
- En torvjord med 3 % mineral, 10 % org material och 70 % vatten

Värmekapaciteten har en mycket stor betydelse för temperaturförhållandena hos olika jordar. Jordar med hög värmekapacitet tenderar till att motstå temperaturförändringar mycket effektivare än motsvarande jordar med låg värmekapacitet. Vi skulle direkt kunna räkna ut skillnaderna i temperatur mellan olika jordar från deras respektive värmekapaciteter om vi visste att alla jordar tillfördes lika stora mängder energi till lika stora volymer mark.

Nu vet vi emellertid att olika stora energimängder kan förväntas lagras i marken beroende på energibalans ekvationen och beroende på markens termiska egenskaper. Värmekapaciteten utgör här endast en av de två termiska egenskaper som vi måste beakta för att förstå skillnader i olika markers temperaturförhållanden. Den andra termiska egenskapen är värmeledningsförmågan eller den termiska konduktiviteten.

7.4 Markens förmåga att transportera värme

Transport av värme i mark sker till största delen som ledning, dvs genom att de individuella molekylernas rörelse kan överföras från en punkt till en intilliggande punkt. Effektiviteten hos denna typ av värmeöverföring kan variera mycket mellan olika jordar och vi använder den termiska konduktiviteten (värmeledningsförmågan) för att beskriva dessa skillnader. Den termiska konduktiviteten, k_h , definieras av ekvationen:

$$q_h = -k_h \frac{dT_g}{dz} \quad 7.2$$

där q_h är värmeflödet genom en ytenhet vid djupet z , vid en temperaturgradient dT_g/dz . Benämningen värme flöde kan ses som missvisande med tanke på att denna form av värmeöverföring inte motsvaras av något massflöde. Trots detta används termen mycket flitigt. Enheten för den termiska konduktiviteten bestäms av de andra termerna i ekvationen, vilket vid användning av SI-enheter leder till $Wm^{-1}C^{-1}$ för k_h . Försäkra dig om att detta är riktigt genom att sätta in de andra termernas SI-enheter i ekvationen !

Uppskattning av en jords termiska konduktivitet är normalt ett mycket mer komplext problem än motsvarande uppskattning av dess värmekapacitet. Det beror av att vi här har att göra med en egenskap som har ett riktningsberoende. Den faktiska riktningen, eller vägen för värmeöverföringen beror inte enbart av mängden av de ingående beståndsdelarna utan också av hur de är lagrade i förhållande till varandra.

Som en första vägledning i vilka typiska värden vi kan förvänta oss för k_h i marken anges här nedan k_h för enskilda beståndsdelar av marken.

Ämne	k_h ($Wm^{-1}C^{-1}$)
kvarts	8.8
andra mineral	2.9
organiskt material	0.25
vatten	0.57
is	2.2
luft	0.025

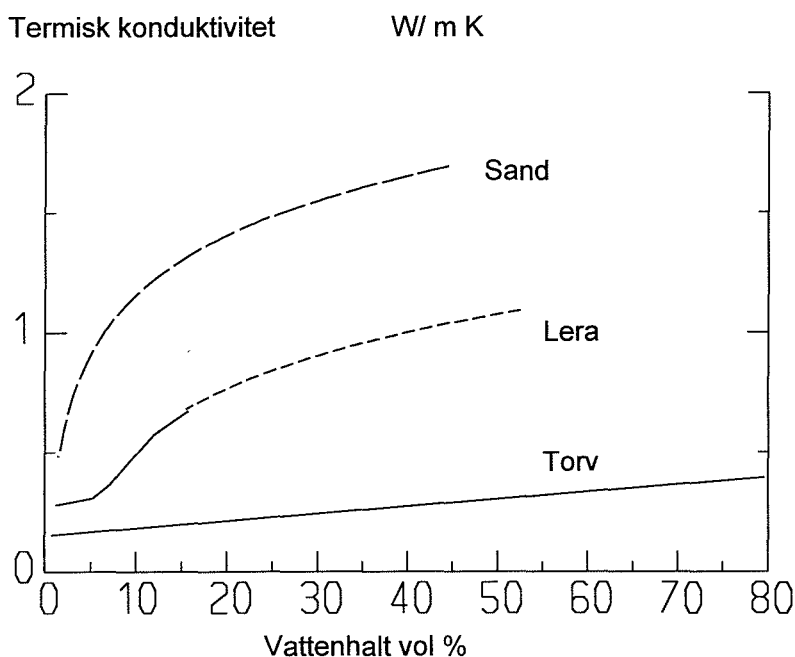
Jämfört med värmekapaciteten uppvisar den termiska konduktiviteten en mycket större variation mellan markens olika beståndsdelar. För markens fasta beståndsdelar erhålls nu stora skillnader vilka kan få en avgörande betydelse för uppskattningen av den termiska konduktiviteten.

Olika försök har gjorts att utveckla matematiska funktioner för att kunna skatta k_h utgående från volymsandelar av de olika beståndsdelarna och från partiklarnas struktur och orientering. En svårighet har därvid varit att veta vilket ämne som skall betraktas som kontinuerligt medium i marken. Med kontinuerligt medium menas här det material som kan sammanbinda markpartiklarna så att en värmeöverföring kan äga rum mellan intilliggande partiklar. Om partiklarna låg oerhört hårt packade skulle all värmeöverföring kunna äga rum i mineralkornen och vi skulle få en termisk konduktivitet som närmade sig värdet för rena mineral.

I det sistnämnda fallet kan markens fasta delar betraktas som kontinuerliga men i alla vanliga jordar står valet mellan luft eller vatten som kontinuerligt medium. Eftersom skillnaden i termisk konduktivitet är mycket stor mellan luft och vatten har valet en avgörande betydelse. I det fall då vi har en helt uttorkad kvartssand kommer värmeöverföringen att ske 220 ggr så effektivt i partiklarna som mellan partiklar, separerade av luft. Om istället kontaktytorna mellan partiklarna är utfyllda med vatten blir motsvarande siffra 16. Vi kan här förvänta oss en påtaglig ökning av den termiska konduktiviteten i ett skede då vattnet övertar luftens roll

som kontaktmedium och brygga mellan partiklarna. En fortsatt ökning av vattenhalten kommer vanligen att ha en betydligt mindre dramatisk effekt på den termiska konduktiviteten eftersom vattnet i sig ej kan betraktas som något effektivt medium för värmeöverföring.

Effekten av vattenhalten på den termiska konduktiviteten är vanligtvis mindre betydelsefull i lerjordar eftersom de 1) sällan torkar ut så starkt och 2) ej innehåller kvarts. Till skillnad från sandjorden finns i leran ingen, eller en mycket liten, direkt kontakt mellan mineralen. Alla mineral i ett aggregat kan dock betraktas som i det närmaste helt inneslutna i vatten. Vattnet blir därför så gott som alltid kontinuerligt medium i en lerjord. Vid stark upptorkning uppkommer sprickor mellan aggregaten men dessa sprickor får ibland en parallell orientering med värmeflödet. Dessutom kan kontakten mellan enskilda lerpartiklar förbättras i aggregaten eftersom de förs närmare varandra i samband med krympningen. Vi kan således förvänta oss betydligt mindre variationer i termisk konduktivitet för lerjordar och lägre maximala värden på grund av frånvaron av kvarts.



Figur 7.1: Värmeledningens förmåga (termisk konduktivitet) för sand, lera och torv

I en ren organogen jord kommer vattnet att få en högre termisk konduktivitet än det fasta materialet. Vattnet kan här i likhet med förhållandena i lerjorden betraktas som kontinuerligt medium, men eftersom inget annat material än vattnet självt kan förväntas att bidra till markens förmåga att leda värme kan vi här grovt ansätta:

$$k_h = f_w \cdot k_{hw} \tag{7.3}$$

där f_w är volymsandelen vatten och k_{hw} är vattnets termiska konduktivitet.

En inblandning av organiskt material i en mineraljord kan under vissa förhållanden få en stor inverkan på markens termiska konduktivitet. Som regel kan vi förvänta oss en kraftig sänkning av k_h eftersom markens porositet ökar och kontakten mellan mineralpartiklar försämras. I vissa fall, som i en sandjord, skulle dock en homogen inblandning av organiskt material i vissa fall öka den termiska konduktiviteten eftersom vattenhalten förväntas öka med det organiska materialet.

Av figur 7.1 framgår hur den termiska konduktiviteten beror av vattenhalt för en sand, en lera och en torvjord. Figuren grundar sig på ett stort material av olika jordar och de kurvor som här är återgivna kan betraktas som typiska. Den största variationen jämfört med dessa typjordar kan vi förvänta oss för sandjordar eftersom kvartsinnehållet där kan vara så olika.

7.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken

Om vi skall beskriva hur en temperaturförändring sker i marken behöver vi ta hänsyn både till markens förmåga att lagra värme och markens förmåga att överföra värme. De egenskaper som beskriver detta är, så som framgått av texten ovan, värmekapacitet och termisk konduktivitet. För att förstå hur dessa egenskaper verkar skall vi här diskutera bakgrunden till en allmängiltig ekvation för värmetransport och värmelagring i mark. Vi gör först några förenklande antaganden:

- 1) Alla värmeflöden sker vertikalt.
- 2) Ingen värme produceras eller konsumeras av marken i sig.

Dessa antaganden gäller för de allra flesta marker med god noggrannhet (tänk efter varför!). Vi betraktar sedan ett skikt av marken, på ett djup z , med en tjocklek Δz .

Flödet i den övre och undre gränssytan av skiktet ges av värmeledningsekvationen:

$$q_h(z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z)}{dz} \quad 7.4$$

$$q_h(z + \Delta z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z - \Delta z)}{dz} \quad 7.5$$

Om temperaturgradienten är lika på de två nivåerna z och $(z + \Delta z)$ kommer också värmeflödena att vara lika stora.

Det innebär att ingen upplagring av värme kommer att ske i skiktet. Om däremot det ena värmeflödet är större än det andra kommer skiktet antingen att tillföras värme eller så kommer skiktet att förlora värme. Vi kan tänka oss att skillnaden i värmeflöde mellan de två nivåerna i marken varar under en tidsrymd av Δt . Detta leder då till att skiktets temperatur kommer att förändras enligt ekvationen:

$$\Delta T_g \cdot C \cdot \Delta z = (q_h(z) - q_h(z + \Delta z)) \cdot \Delta t \quad 7.6$$

där ΔT_g är temperaturförändringen i skiktet och C är värmekapaciteten hos skiktet. Om vi nu dividerar bägge leden med skiktets mäktighet Δz och tidsintervallet Δt så erhålles ekvationen:

$$\frac{\Delta T_g \cdot C}{\Delta t} = \frac{q_h(z) - q_h(z + \Delta z)}{\Delta z} \quad 7.7$$

Vi låter sedan skiktets mäktighet minska till ett mycket litet värde (= oändligt litet) samtidigt som tidsperioden minskas lika mycket. Vi får då ekvationen

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} \quad 7.8$$

insättes sedan uttrycket för värmeflödet q_h erhålles:

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \cdot \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) \quad 7.9$$

Om vi därefter förutsätter att värmekapaciteten C och den termiska konduktiviteten k_h ej förändras med tiden kan vi placera dessa storheter utanför derivatorna:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{k_h \partial^2 T_g}{C \partial z^2} \quad 7.10$$

Ekvationen kallas för en partiell differentialekvation eftersom den innehåller derivator av både tid och av djup. I ord kan ekvationen uttryckas: förändringen av temperaturen på en nivå i marken är proportionell mot temperaturgradientens förändring med djupet. Som vi ser av ekvationen kan vi nu beskriva denna proportionalitet med kvoten mellan värmeledningsförmågan (k_h) och värmekapaciteten (C). Denna kvot, som är ett mått på hur snabbt en temperaturförändring utbreder sig i marken brukar kallas för termisk diffusivitet eller temperaturledningsförmåga (eng thermal diffusivity). Den betecknas med D och om k_h och C anges med SI-enheter kommer D att få enheten $m^2 s^{-1}$ (kolla detta!). Lägg dessutom märke till att enheten för den termiska diffusiviteten är densamma som för diffusionskoefficienten. Matematiskt kan även diffusionen beskrivas med samma ekvation där temperaturer då ersätts av en koncentration av ett ämne.

Den matematiska lösningen av en partiell differentialekvation kan vara mycket komplicerad och för flera faktiska situationer saknas matematiskt exakta lösningar. Detta är emellertid ett mindre problem idag, än för ett 10-tal år tillbaka, i tiden, eftersom vi kan använda datorer till att lösa ekvationerna med numeriska metoder. De numeriska metoderna bygger på principen att ekvationens derivator uppskattas genom att dela in både tiden och djupet i små diskreta

element. Om dessa element görs mycket små så efterliknas ekvationen mycket väl och lösningen blir noggrann. Då elementen växer minskas kravet på antal räkneoperationer i datorn men samtidigt avtar noggrannheten. Den mest välkända tillämpningen av denna typ av ekvationer med numeriska lösningar är dagens väderprognoser. Dessa bygger till stor del på numeriska lösningar av partiella differentialekvationer där speciellt snabba datorer (superdator) får behandla motsvarande atmosfäriska problem som vi här har diskuterat för värmetransport i mark.

Under vissa givna förutsättningar kan vi använda matematiskt exakta lösningar för hur temperaturen varierar i marken. Vi måste då göra vissa förenklande antaganden:

Temperaturen tillåts endast att variera enligt det mönster som ges av en sinusfunktion vid markytan.

Medeltemperaturen är densamma på alla nivåer i marken.

Markens termiska egenskaper k_h och C är lika på alla djup och de förändras inte med tiden.

Dessa antaganden gäller givetvis inte som exakta återgivningar av de förhållanden som råder i naturliga markprofiler. Den främsta avvikelserna gäller de korttidsvariationer som normalt äger rum, från timme till timme under ett dygn, eller från dag till dag under ett år. Grovt kan dock dessa antaganden gälla både för den typiska variationen inom ett dygn och under ett år. En viktig aspekt är den störning som uppkommer genom att marken tjälår under vintern i vårt klimat. (Tänk igenom vilket av de tre antagandena som främst blir ogiltigt genom detta!) Matematiskt kan vi uttrycka de två första antagandena som:

$$T_g(0, t) = T_{gm} + T_{ga} \sin(\omega t) \quad 7.11$$

$$T_g(\infty, t) = T_{gm} \quad 7.12$$

där T_{gm} är markens medeltemperatur, T_{ga} är temperaturamplituden vid markytan och ω är vinkelfrekvensen. Om tiden t anges i dygn antas således ω värdet 2ω för dygnet och $2\omega/365$ för året.

För varje djup i marken ges då temperaturen som:

$$T(z, t) = T_m + T_a \cdot e^{-z/d} \left(\sin \omega t - \frac{z}{d} \right) \quad 7.13$$

där d kallas för dämpningsdjup eller relaxationsdjup (eng. damping depth). Detta dämpningsdjup visar dels hur snabbt temperaturens amplitud minskar mot ökande djup dels hur mycket temperatursvängningen fasförskjuts mot ökande djup. Vi kan lägga märke till att vid ett djup där z är lika stort som dämpningsdjupet, d , kommer amplituden att vara e^{-1} , dvs ungefär 37 % av temperaturvariationen vid markytan. Vid ett djup $\pi \cdot d$ kommer temperaturvariationen att vara helt ur fas jämfört med ytan, dvs när maximum i temperaturen inträffar på det djupet kommer minimum i temperatur att råda vid markytan. Samtidigt som temperaturvariationen blivit helt fasförskjuten har dock amplituden minskat till enbart cirka 7 % (kolla detta!)

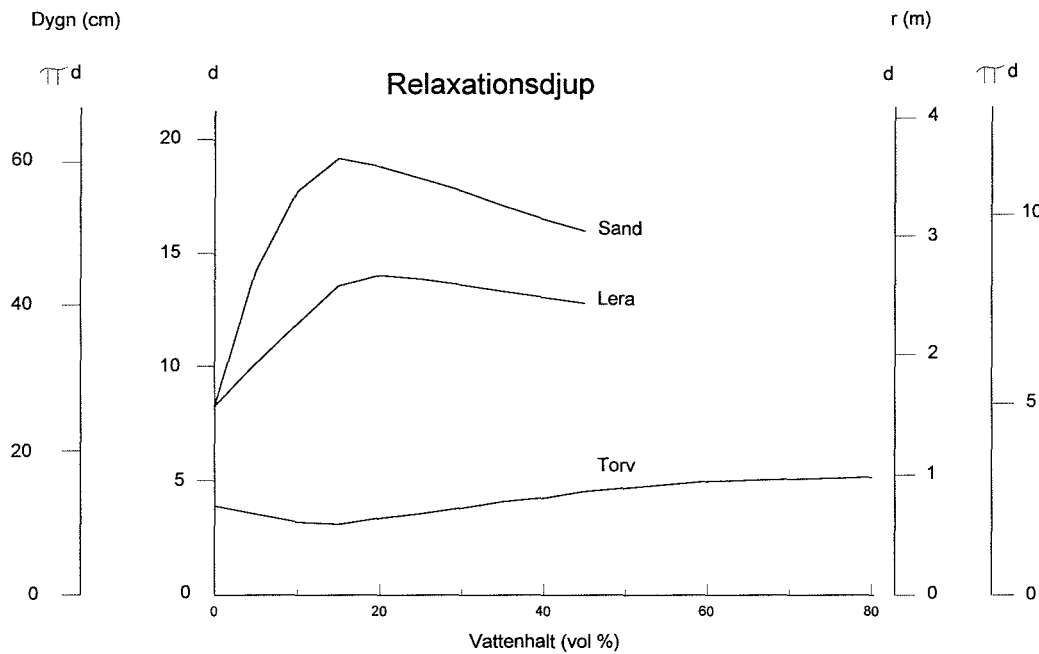
Användbarheten av denna matematiska lösning av den partiella differential-ekvationen är helt och hållet beroende av möjligheten att kunna skatta dämpningsdjupet utgående från markens termiska egenskaper. Lyckligtvis så representerar dämpningsdjupet ingen ny egenskap hos marken utan den kan entydigt beräknas från den termiska diffusiviteten, D , som:

$$d = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad 7.14$$

där ω är samma vinkelfrekvens som i ekvationen ovan.

Vi kan härigenom utläsa att om exempelvis den termiska diffusiviteten fördubblades så kommer dämpningsdjupet att öka med en faktor 1,4. Med andra ord: om vi dubblar en jords termiska konduktivitet så kommer inte en temperatursvängning att spridas till det dubbla djupet jämfört med tidigare utan endast 1,4 ggr djupare.

I figur 7.2 har dämpningsdjupet för tre olika jordar plottats mot vattenhalten. Till vänster har en skala för dygnet använts och till höger en för året. Jämfört med motsvarande figur för den termiska konduktiviteten. Tänk igenom varför dessa kurvor uppvisar ett optimum i dämpningsdjup vid vattenhalter där konduktiviteten ej är maximal !



Figur 7.2: Relaxationsdjupet (dämpningsdjupet) som funktion av vattenhalt

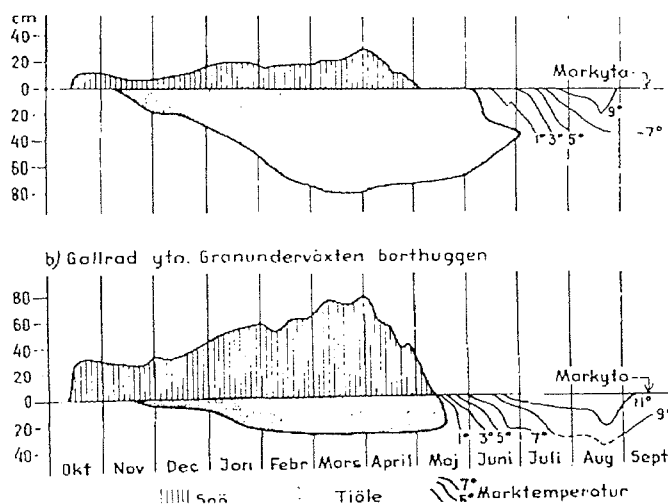
7.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen

Möjligheterna att förändra en marks temperatur är mycket stora främst genom att energibalansen vid markytan kan påverkas men också genom att markens egenskaper förändras. Nedan skall vi ge några exempel som illustrerar detta.

Skall vi erhålla en snabb uppvärmning av marken på våren måste markytan nås av solstrålningen. En tät skog eller en mark täckt av gräs, ris eller annat organiskt material kan i vissa fall effektivt utestänga kortvågsstrålningen från marken och därmed kraftigt försena uppvärmningen. Det skulle kunna tyckas att om vegetationstäcket förhindrade solstrålningen att tränga ned till marken så borde också den långvågiga utstrålningen att dämpas i motsvarande grad. Nettoeffekten skulle då vara mycket liten sett under ett helt år. Erfarenheter från täta skogsbestånd visar dock att även markens avkylning kan gå snabbare, med djupare tjäle som följd under. Detta hänger samman med att snötäcket blir tunnare i täta skogsbestånd, dessutom kan kallluft som bildas genom utstrålning från trädkronorna eller från intilliggande mark "sjunka" ned mot markytan. Bilden nedan visar tjälens upptining under vår - sommar i två olika täta granbestånd.

Tänk själv igenom några fler sätt att ändra markens temperatur genom att påverka strålningsbalansen vid markytan eller genom att påverka fördelningen av den där tillgängliga energin.

Utgående från den termiska diffusiviten kan vi direkt beräkna hur snabbt temperaturförändringar sprider sig i homogena markprofiler. I skiktade profiler blir situationen mer komplicerad.



Figur 7.3: Tjäle och temperaturförhållanden i en tät granskog i Ångermanland. Översta figuren visar ogallrad yta medan den undre visar förhållanden i motsvarande gallrad yta.

Om vi täcker marken (en mineraljord) med 5 cm av organiskt material kan vi under ett uppvärmningsförlopp få högre temperatur vid markytan och lägre temperatur på djupare nivåer. Det organiska materialet kan antas ha en låg termisk konduktivitet och en låg värmekapacitet (förutsatt låg vattenhalt). Tänk igenom varför effekten på temperaturen kan bli olika på olika nivåer!

Om vi istället skulle lägga ett skikt av isolerande organiskt material på ett djup 30-40 cm under markytan kommer detta att få en positiv effekt på temperaturen under en uppvärmningsfas medan effekten blir motsatt vid avkylning. En god förmåga att leda värme behöver alltså ej vara den viktigaste egenskapen för en hel markprofil eftersom detta också innebär att tillförda värmemängder överförs till djup där biologiska processer ej försiggår.

En god värmeledare som överlagras en sämre värmeledare vore för att få en snabb uppvärmning på våren en önskvärd egenskap. I naturmark är emellertid förhållandena ofta de motsatta med porösa ytskikt och kompaktare och fuktigare djupare delar. De djupare delarna har samtidigt en hög värmekapacitet och en hög termisk konduktivitet vilket innebär att de till stor del påverkar förhållandena också i ytligare skikt.

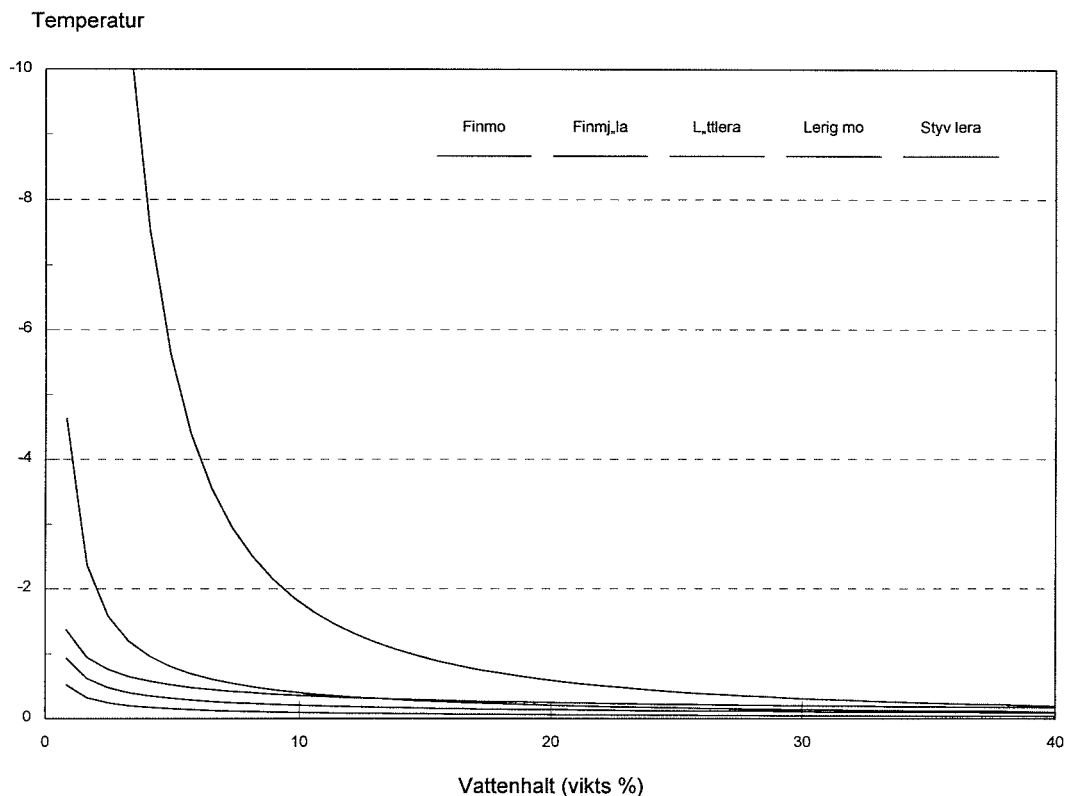
8 Tjäle

8.1 Inledning

En femtedel av kontinenternas totala yta är utsatta för permafrost, dvs förhållanden som medför att marken aldrig tinar under året. Den zon som alltid är frusen kan variera i mäktighet från någon meter upp till ca 100 meter. Denna permanent frusna zon kan överlagras av ett aktivt ytskikt som tinar under sommaren. Detta skikt med alternerande förhållanden kan vara upp till 4-5 meter i mäktighet beroende på klimat och jordartsförhållanden. I Sverige förekommer endast permafrost mycket lokalt, däremot fryser marken regelbundet under vintern i stort sett i hela landet. Kunskaper om mekanismerna rörande vattnets fasomvandling till is i jord och därtill hörande fenomen har till relativt sent datum, 1930-talet, varit mycket dunkla. Fortfarande finns också en viss osäkerhet om exempelvis vattnets rörelse i och i anslutning till islinser i marken. Studier om tjäle och tjälens natur har främst förekommit vid tekniska institut där byggnadstekniska aspekter har styr inriktningen. Som exempel kan nämnas vägbyggen där skadlig tjälhävning måste kunna begränsas eller för att ta ett sentida exempel uppförandet av "pipe-lines" för transport av naturgas i Alaska. Inom jordbruksforskning har intresset främst riktats mot skador på rotsystem genom tjälhävning, s k uppfrysning, och mot den förbättring av lerors struktur som blir resultatet av frysning.

8.2 Tre faser med is

I Hillels bok (1980) behandlas marken som ett system bestående av tre faser. En fast fas bestående av mineral och organiskt material och därefter av vattenfas och en luftfas. Alla tre förutsätts som samtidigt och komplementära delar i systemet, men det är endast vatten och luftandelarna som förändras med tiden (i det korta perspektivet). För att förstå tjälens fenomen i marken måste vi komplettera bilden med ytterligare en tidsvariabel andel av den fasta fasen, nämligen isen. Alla komponenter kan förekomma samtidigt och systemet blir därför i bland mycket komplicerat. Förskjutningar i andelarnas storlek styrs av värme- och vattentransport i marken. Samtidigt påverkas jordens termiska och hydrologiska egenskaper av respektive andelarnas storlek.



Figur 8.1: Frystemperatur som funktion av ofrusen vattenhalt för jordarter. Efter Beskow (1935)

8.3 Fryspunktsnedsättning

Vatten övergår normalt till is vid 0 °C om det är fritt (= vid atmosfärstryck) och ej innehåller någon högre grad av lösta salter. I ett poröst system som mark är vattnet alltid mer eller mindre hårt bundet (genom adsorption kring partiklar och genom ytspänning). Dessutom kan mängden av lösta salter vara hög, speciellt i det sk diffusa dubbeskiktet kring lermineralens kontaktytor. Detta medför att vattnet kommer att frysa i ett intervall från 0 °C till flera minusgrader. Experimentellt har fryspunktsnedsättningen bestämts för olika jordarter, och det

har konstaterats att kurvornas form till stora delar stämmer med motsvarande pF-kurvor (figur 8.1). Detta bekräftar vad som också har kunnat härledas från termodynamiken, nämligen att det är vattnets bindningspotential som i stort sett helt bestämmer fryspunkts-nedsättningen. Skillnaden i energi per massenhet hos vattnet i marken, ψ_g , jämfört med vatten vid atmosfärstryck kan uttryckas som:

$$\psi_g = L_I \frac{\Delta T_g}{T_g} \quad 8.1$$

där L_I är latent energi för fasomvandling från vätska till is (Jkg^{-1}), ΔT_g är temperaturskillnaden mellan frystemperatur vid atmosfärstrycket och vid aktuell vattenpotential i mark och T_g är temperaturen vid frysning vid atmosfärstryck (i °K). Det råder alltså ett linjärt samband mellan fryspunktens temperatur och vattnets bindningspotential i marken. Detta förklarar en del av de stora skillnader som vi kan iaktta mellan tjäle i sand, silt och lerjordar.

8.4 Tjälens struktur

I en grovkornig jordart som sand utbildas ingen egentlig struktur på tjälen, tjälen blir massiv, vilket innebär att zonen med både vätska, is och luft blir mycket begränsad. Nästan allt vatten fryser vid 0 °C, och någon nämnvärd omfördelning av vatten sker ej vid frysningen. Frysningen kan liknas vid en upptorkningsprocess genom att vätskefasen i jorden i bägge fallen minskas. Vid frysning ersätts vätskefasen med is och vid upptorkning genom exempelvis avdunstning ersätts vätskan av luft. I bägge fallen kommer ett tunt vätskeskikt att omgärda partiklarna, mängden motsvaras i stort sett att jordens hygroskopicitet. Eftersom vattnet i de tunna skikten runt partiklarna är mycket hårt bundet jämfört med vatten i ej frysta partier, utvecklas en kraftig vattenpotentialgradient. Denna potentialgradient motsvaras av vad som uppträder mellan ett uttorkat ytskikt och en underliggande fuktig jord vid otjälade förhållanden. I grovkorniga jordar är gränssytan mellan fuktiga och torra skikt mycket skarp, och vattentransporten är obetydlig. Detsamma gäller tjälfrontens utseende och vattentransporten från ofrysta till frysta delar.

I finkorniga jordarter som leror utbildas en israndig tjälstruktur. Tjälen blir ej massiv utan utbildas i stället i skikt av ren is som är omgärdad av jord som ej innehåller is. Tjälens iskristaller tillväxer intergranulära porer, medan vattnet i de intragranulära porerna förblir ofrusat på grund av den starka bindningen till lermineralens kontaktytor. En omfördelning av vattnet sker dock från de intragranulära porerna i aggregaten till de intergranulära porerna mellan aggregaten. Tillväxten av tjälkroppen sker här inte som i grovkorniga jordar genom att tjälen på bred front successivt tränger djupare ner. Tjälkroppens nedre begränsning vid tillväxt kommer i stället att vara mycket diffus, och nedträngandet blir diskontinuerligt genom att islinserna främst orienteras vinkelrätt mot värmeflödet. Något förenklat kan vi tänka oss tjältillväxten i en stegvis process med konstant värmetransport från jorden enligt nedan:

- När temperaturen i ytskiktet når 0 °C påbörjas isbildning i en intergranulär por där vattnet är löst bundet. En lins utvecklas.

- Istillväxten i den intergranulära poren fortsätter genom att vatten transporteras från de omgivande intragranulära porerna. Linsen tillväxer.
- När den omgivande jorden till linsen är uttorkad och vattentransporten avstannar kommer en snabb avkylning av de omgivande aggregaten att äga rum (värme tillförs ej längre lika snabbt genom fasomvandling vid islinsen). Marken blir underkyld.
- En ny islins kan börja att utvecklas vid noll grader isotermens position, men först då isotermen förflyttats förbi det hårt bundna vattnet i aggregaten och när lösare bundet vatten som inte är utsatt för samma fryspunktsnedsättning, osv. Hur den israndiga tjälen utvecklas i varje enskilt fall är ett komplicerat samspel mellan fryshastigheten och såväl termiska som hydrologiska egenskaper hos marken.

8.5 Tjälskjutning

Då tjäle utbildas i grovkorniga jordar sker som regel ingen volymsutvidgning av jorden som helhet. Vattnets utvidgning från vätska till is motsvarar ca 10 %, och en helt vattenfylld sand med en porositet av 50 volymprocent kan därför maximalt utvidgas med ca 5 %, förutsatt att inte vatten tillförs.

Den tjälskjutning som vi normalt observerar och som kan vålla svåra problem beror alltså inte på vattnets utvidgning vid frysning, utan den är i stället främst kopplad till omfördelning av vattnet i marken i samband med tjälens tillväxt. Tjälskjutningen är direkt kopplad till utvecklandet av islins.

Följande faktorer ger upphov till tjälskjutning:

- Goda förutsättningar för kapillär transport i jorden.
- Relativt långsam avkylning som innebär att vattnet hinner med att omfördelas.
- God tillgång på vatten. Vid ytligt och dessutom horisontellt rörligt grundvatten kan vattentillströmningen hela tiden underhålla en istillväxt hos en islins som motsvaras av värmeavgivningen från marken.

De tjälfarligaste jordarna är de som har intermediära egenskaper jämfört med vad som beskrivits under avsnittet tjälens struktur. I mjäla- och finmojordar utbildas linsor som kan få ansevärd dimensioner (1-2 dm) genom att porsystemet normalt vid tjälningens början är välfyllt med vatten, som till skillnad mot situationen för lerorna är lättörligt. Samtidigt är porerna så små att fryspunktsnedsättningen ej är helt försumbar som hos de grovkorniga jordarterna.

8.6 Tjäldjup

En vägledning för beräkning av tjäldjupet i olika marker vid olika temperatur-förhållanden kan fås genom en enkel betraktelse: Vi antar att temperaturen varierar linjärt från 0 °C vid det djup där tjälen tillväxer, x , till ytan där temperaturen är mindre än 0 °C, T . Vi kan då förutsätta att konserveringslagarna för energi gäller, vilket innebär att den energi som frigörs

när tjälen tillväxer med ett intervall, Δx , under ett tidsintervall, Δt , måste balanseras av den värmetransport som sker genom tjälen mot markytan. Värmetransporten från otjälad jord under tjälfronten kan försummas. För små Δx och Δt fås:

$$k_h \cdot \frac{T}{x} = L_I \cdot \frac{dx}{dt} \quad 8.2$$

där k_h är värmeledningsförmågan för tjälad jord, T_s är temperaturen vid markytan, x är tjäldjupet och L_I är latent värme hos porvattnet. Genom omarrangering av termerna och integrering med avseende på tid och djup fås:

$$\frac{k_h}{L_I} \int T_{gs} dt = \int x dx \quad 8.3$$

$$\frac{k_h}{L_I} \int T_{gs} dt = \frac{x^2}{2} \quad 8.4$$

$$x = \sqrt{\frac{2k_h \int T_{gs} dt}{L_I}} \quad 8.5$$

Tjäldjupet kan alltså erhållas som en konstant och roten av en tidsintegral av markens yttemperatur. Tidsintegralen kan exempelvis uttryckas i summan av alla dagars temperaturer under 0 °C. En experimentell analys av dylikt slag finns redovisad av S Andersson i skriften om tjälens struktur.

$$x = c \sqrt{\Sigma T_{gs}} \quad 8.6$$

Där har konstanten uppskattats för ett antal vanliga markprofiler. Denna konstant kan alltså också beräknas utgående från en jords termiska konduktivitet vid frusna förhållanden och mängd fruset vatten i tjälen. Den termiska konduktiviteten är i frusna mineraljordar lägre än i motsvarande ofrusna jordar om vattenhalten är låg. Detta förklaras av att kontaktytorna för värmetransport mellan mineralpartiklarna försämras genom att vattenmeniskerna i porerna blir mycket starkt krökta. I en fuktig eller våt jord kommer dock den termiska konduktiviteten att öka vid frysning genom att is har en konduktivitet av 2,2 Wm⁻¹°C⁻¹ medan vatten har en betydligt lägre konduktivitet (0,6 Wm⁻¹°C⁻¹).

8.7 Snötäckets inverkan på tjäldjupet

Om marken är täckt av snö försvåras värmetransporten från tjälfronten till atmosfären avsevärt. Effekten av snötäckets inverkan kan enklast åskådliggöras om vi betraktar värmeflödet från tjälfronten till atmosfären som stationärt, dvs utan någon variation i tiden.

Detta innebär att värmeflödet från tjälfronten till markytan måste vara lika stort som flödet från markytan till snöns gränsyta mot atmosfären. Detta kan uttryckas som:

$$q_h = -k_{hs} \frac{T_a - T_{gs}}{h} = -k_h \frac{T_{gs}}{x} \quad 8.7$$

där

q_h	= värmeflöde
k_{hs}	= termisk konduktivitet hos snö
T_a	= lufttemperatur vid gränsytan till snö
T_{gs}	= markytans temperatur
z_s	= snötäckets mäktighet
k_h	= termisk konduktivitet hos frusen mark
x	= tjälfrontens djup

Markytans temperatur är ej känd utan endast luftens och de bägge konduktiviteterna för snö och tjälad mark. Markytans temperatur, T_{gs} , kan dock erhållas genom att utveckla ekvationen enligt ovan. Då erhålles:

$$T_{gs} = \frac{T_a}{1 + \frac{k_h \cdot z_s}{k_{hs} \cdot x}} \quad 8.8$$

Då nyfallen snö med en densitet av 0,1 g/cm har en mycket låg konduktivitet av ca 0,1 Wm⁻¹ °C⁻¹ kommer det dominerade temperaturfallet från luft till tjälfront att ske i snön. Markens konduktivitet kan antas vara minst 10 ggr så stor. Vid en lufttemperatur av exempelvis -10 °C och en 2 dm tjock tjäle täckt med lika mycket lucker snö kommer yttemperaturen att vara kring -0,9 °C, vilket minskar värmeflödet med en faktor 11.

9 Referenser

Barrow E, Hulme M och Semenov M, 1994. Site specific scenarios. In: Harrison P A, Butterfield R E och Downing T E (eds). Climate change and agriculture in Europe: Assessment of impacts and adaptations. Annual report for Environment programme, Commission of European Union. Environmental Change Unit, University of Oxford. sid 15-24

- Beskow G, 1935. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads, Swedish Geol. Survey Yearbook 26(3) 1932, Ser. C, no 375, Translated by Österberg J O, Tech. Inst., Northwestern Univ., Evanston, 242 sidor.
- Burujeny M, 1992. Dygnsvariation i bladvattenpotential hos raps och senap. Mätningar och simuleringar. Examensarbete. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 92:3, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--92/3--SE. 27 pp.
- Chang R, 1994. Chemistry. 5th edition. McGraw-Hill, Inc., Hightstown, NJ 08520. 994 sidor.
- Cienciala E, Eckersten H, Lindroth A, Hällgren JE, 1994. Simulated and measured water uptake by *Picea abies* under non-limiting soil water conditions. Agric. and Forest Meteor. 71:147-164.
- Eckersten H och Jansson P-E, 1991. Modelling water flow, nitrogen uptake and production for wheat. Fert Res. 27:313-329.
- Eckersten H, 1995. Simulation of water in plant communities - SPAC model description, exercises and user's manual. SPAC version 5.0. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 95:7, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--95/7--SE. 47 sidor
- Eckersten H, Jansson P-E och Johnsson H, 1994. SOILN model (ver 8.0), User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 94:4, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--94/4--SE. 58 pp.
- Eckersten, H. 1991a. SPAC-GROWTH, model description. Division of Agricultural Hydrotechnics, Report 164, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-R--164--SE. 36 pp.
- Eckersten, H. 1991b. SPAC-GROWTH model, User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 91:4, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--91/4--SE. 31 pp.
- Ferry J F, 1959. Fundamentals of plant physiology. Macmillan Publishing Company, New York.
- Griffiths, J.F. 1985. Climatology. In: Houghton, D.D. (Ed.). Handbök of applied meteorology. John Wiley & Sons, New York, Chisester, Brisbane, Toronto, Singapore, pp. 62-132.
- Halldin S, 1990. Biogeofysik. I Nationalencyklopedin, andra bandet. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.
- Hillel D, 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.
- Jansson, P-E. 1991. Simulation model for soil water conditions, description of the SOIL model. Division of Agricultural Hydrotechnics, Report 165, Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-R--165--SE. 72 pp.
- Jansson P-E och Halldin S, 1979. Model for annual water and energy flow in layered soil. In: Halldin (ed.) Comparison of forest water and energy exchange models. Int. Soc. Ecol. Modelling (Copenhagen) pp.145-163

- Jarvis N, 1991. MACRO - A model of water movement and solute transport in macroporous soils. Department of Soil Sciences, Reports and dissertations 9, Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISBN 91-576-4484-5. 58 pp.
- Johnsson H, Bergström L, Jansson P-E. och Paustrian K, 1987. Simulation of nitrogen dynamics and losses in a layered agricultural soil. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 18:333-356.
- Jones H G, 1992. *Plants and microclimate: a quantitative approach to environmental plant physiology*, 2nd edition. Cambridge University Press, Britain.
- Kowalik, P.J. & Eckersten, H. 1984. Water transfer from soil through plants to the atmosphere in willow energy forest. *Ecological Modelling* 26:251-284.
- Kowalik, P.J. & Turner, N.C. 1983. Diurnal changes in the water relations and transpiration of a soybean crop simulated during the development of water deficits. *Irrig. Sci.*, 4:225-238.
- Liljequist, G.H. 1970. *Klimatologi*. Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm, 427 pp.
- Lindroth A, 1985. Canopy conductance of coniferous forests related to climate. *Water Resour. Research* 21(3):297-304.
- Marshall T J och Holmes J W, 1988. *Soil physics*, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge. 374 sidor.
- Monteith J L och Unsworth M H, 1990. *Principles of environmental physics*, 2nd edition. Edward Arnold, London. 291 sidor.
- Monteith J L, 1973. *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, London. 241 sidor.
- Oke T R, 1978. *Boundary layer climates*. Methuen & Co. Ltd, London
- Perttu K, 1995a. Jordens strålnings-, vatten- och energibalans. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövärd, SLU, Uppsala. Kurskompendium
- Perttu K, 1995b. Agrometeorologi: Definitioner, processer och tillämpningar. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövärd, SLU, Uppsala. Kurskompendium.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. & Verma, S.B. 1983. *Microclimate. The Biological Environment*, Second edition. John Wiley & Sons, New York, Chisester, Brisbane, Toronto, Singapore, 495 pp.
- Salisbury F B och Ross C W, 1992. *Plant physiology*, 4th edition. Wadsworth Publishing Company, Belmont, Carlifonia. 682 sidor
- Sellers, W.D. 1965. *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, Chicago & London, 272 pp.
- Thorthwaite, C.W. 1931. The climates of North America according to a new classification. *Geog. Rev.* 21:633-635.
- Thorthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Rev.* 38:55- 94.

10 Symbollista

Symbol	Beskrivning	Enhet
α	Andelen strålning som reflekteras	-
α_λ	Absorptionsförmågan vid en given våglängd	-
β	Solhöjd	rad
δ	Allmänt använd för att beteckna tidsintervall	
Δ	Allmänt använd för att beteckna skillnader i storheter	
ε	Emmissivitet	-
γ	Psykrometerkonstant (=67)	Pa K ⁻¹
λ	Våglängd för elektromagnetisk strålning	μm
κ	Extinktionskoefficient för bestånd, relaterad till bladyteindex	-
κ_a	Extinktionskoefficient för atmosfären, relaterad till sträcka	m ⁻¹
κ_p	Interceptionskoefficient för regn relaterad till bladyteindex	-
Ψ_{Matrix}	Vattenpotential beroende på bindning till det fasta mediet	MPa
Ψ_{Grav}	Vattenpotential beroende på gravitationskrafter	MPa
Ψ_{Tryck}	Vattenpotential beroende på tryck från omgivande material	MPa
Ψ_{Air}	Vattenpotential i atmosfären	MPa
Ψ_{Osmos}	Vattenpotential beroende på osmos	MPa
Ψ_{cMin}	Minimum vattenpotential i baldverket	MPa
Ψ_{cMax}	Maximum vattenpotential i bladverket	MPa
θ	Markens relativa vatteninnehåll	-
θ_s	Markens relativa vatteninnehåll vid mättnad	-
ω	Vinkelfrekvens	d ⁻¹
τ	Andelen strålning som transmitteras	-
Δq	Nettoflöde av vatten in i en kolumn	g m ⁻² s ⁻¹
σ	Stephan-Boltzmanns konstant (= 5.67 10 ⁻⁸)	J m ⁻² s ⁻¹ K ⁻⁴
ρ_a	Densiteten för fuktig luft (=1.2047)	kg m ⁻³
a_g	Koefficient för hydraulisk konduktivitet vid mättnad (för r_g)	g m ⁻² s ⁻¹
$a_{g,s,v}$	Koefficienter för strålning i atmosfären. g = spridning i luftens molekyler, s = spridning i stoft partiklar, v = absorption i vattenånga	-
$A_{\text{Sin}}, A_{\text{Sut}}$	Advektion av energi in i respektive ut ur en kolumn	W m ₂
$A_{\text{Win}}, A_{\text{Wut}}$	Advektion av vatten/vattenånga in i respektive ut ur en kolumn	g m ₂ s ⁻¹
b_g	Koefficient för rotutbredning (för r_g)	MPa
Ψ_c	Bladverkets vattenpotential	MPa
C	Markens totala värmekapacitet (per volymenhet)	J m ⁻³ K ⁻¹
$C_{a,w,i}$	Värmekapacitet (per volymenhet) för luft, vatten och is	J m ⁻³ K ⁻¹
c_{BC}	Porstorlekskoefficient i Brooks & Coreys ekv.	-
c_g	Koefficient för porstorleksfördelning (för r_g)	-
C_m	Värmekapacitet (per volymenhet) för mineraldelen av marken	J m ⁻³ K ⁻¹

C_o	Värmekapacitet (per volymsenhet) för den organiska delen av marken	$J m^{-3} K^{-1}$
C_p	Luftens specifika värme per massenhet (=1004)	$J kg^{-1} K^{-1}$
d	Dämpningsdjup	m
D	Markens termiska diffusivitet	$m^2 d^{-1}$
E	Avdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
e_a	Aktuellt ångtryck i atmosfären	hPa
e_{cs}	Mättnadsångtryck vid bladytorna	hPa
E_g	Markyteavdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
E_I	Interceptionsavdunstning	$g m^{-2} s^{-1}$
e_s	Mättnadsångtryck i atmosfären	hPa
E_T	Transpiration	$g m^{-2} s^{-1}$
$f_{a,i,m,o,w}$	Volymsandelen av luft, is, mineral, organiskt material och vatten i marken	-
$f_{s,v}$	Halter av stoft och vattenånga i atmosfären	-
F_U	Rotupptag	$g m^{-2} s^{-1}$
Ψ_g	Markvattenpotential	MPa
ρ_g	Markens skrymdensitet	$g m^{-3}$
h_a	Atmosfärens relativa fuktighet	-
H	Förnimbart värmefflöde	$W m^{-2}$
H_g	Förnimbart värmefflöde från markytan	$W m^{-2}$
H_I	Förnimbart värmefflöde från interceperat	$W m^{-2}$
H_T	Förnimbart värmefflöde från transpirerande ytor	$W m^{-2}$
k	von Karman's konstant (=0.41)	
K	Geometriskoefficient för strålning i bestånd	-
k_h	Termiska konduktiviteten i marken	$W m^{-1} C^{-1}$
k_{hs}	Termiska konduktiviteten hos snö	$W m^{-1} C^{-1}$
k_{hw}	Vattnets termiska konduktivitet	$W m^{-1} C^{-1}$
L	Latentvärmeför fasomvandling från vatten till vattenånga (=2.4518 10 ⁶)	$J kg^{-1}$
LAI	Bladyteindex	-
L_I	Latentvärmeför fasomvandling från vatten till is	$J kg^{-1}$
m_a	Mängd vatten och vattenånga i atmosfären	$g m^{-2}$
m_g	Mängd vatten i marken	$g m^{-2}$
m_{gMax}	Mängd vatten i marken vid mättnad	$g m^{-2}$
m_V	Lättillgängligt vatten i växten	$g m^{-2}$
m_{VI}	Interceperat vatten	$g m^{-2}$
m_{VIMax}	Max interceperat vatten per markyteenhet	$g m^{-2}$
m_{VIo}	Max interceperat vatten per bladyteenhet	$g m^{-2}$
m_{VMax}	Max lättillgängligt vatten i växten per markyteenhet	$g m^{-2}$
m_{Vo}	Max lättillgängligt vatten i växten per bladyteenhet	$g m^{-2}$
P	Nederbörd ovanför beståndet	$g m^{-2} s^{-1}$
P_g	Nederbörd som når markytan	$g m^{-2} s^{-1}$
q_h	Värmeledning till marken	$W m_2$
q_{Loss}	Förlust av vatten från marken genom avrinning och perkulation	$s m^{-1}$
r_a	Aerodynamiskt motstånd	$s m^{-1}$
R_{absa}	KV-strålning som absorberas av gaser i atmosfären	$W m^{-2}$
R_{absc}	KV-strålning som absorberas i moln	$W m^{-2}$
r_c	Stomatamotstånd per markyteenhet	$s m^{-1}$

R_E	Emmitterad strålningsenergi	$W m^{-2}$
r_g	mark-rotmotstånd	$MPa s m^2 g^{-1}$
R_{lwa}	Atmosfärisk långvågsstrålning infallande mot jordytan	$W m^{-2}$
R_{lwb}	Långvågsstrålningsbalansen vid jordytan	$W m^{-2}$
R_{lws}	Långvågsstrålning från jordytan	$W m^{-2}$
R_n	Nettostrålning ovanför beståndet	$W m^{-2}$
R_{nc}	Bladverkets nettostrålning	$W m^{-2}$
R_{ng}	Nettostrålning vid markytan	$W m^{-2}$
R_{nt}, R_{nT}	Nettostrålning för våta respektive transpirerande vegetationsytor	$W m^{-2}$
r_p	Växtmotstånd	$MPa s m^2 g^{-1}$
R_{ra}	KV-strålning som sprids av luftens molekyler och stoftpartiklar	$W m^{-2}$
R_{rc}	KV-strålning som sprids och reflekteras i moln	$W m^{-2}$
r_s	Stomatamotstånd per bladyteenhet	$s m^{-1}$
R_s	Infallande kortvågig strålning (300-3000nm) på en horisontell yta vid jordytan	$W m^{-2}$
R_{sc}	Solarkonstanten	$W m^{-2}$
S	Energiinnehåll i en kolumn	$W m^{-2}$
t	Tid	olika
T	Temperatur i allmänhet	$^{\circ}C, K$
T_a	Lufttemperatur	$^{\circ}C$
T_{bs}	Jordens temperatur (som helhet)	K
T_c	Bladverkets temperatur	$^{\circ}C$
T_{cl}, T_{cT}	Bladverkets temperatur; våta respektive transpirerande ytor	$^{\circ}C$
T_g	Marktemperatur	$^{\circ}C$
T_{ga}	Temperaturamplituden vid markytan	$^{\circ}C$
T_{gm}	Markens medeltemperatur	$^{\circ}C$
T_{gs}	Markytans temperatur	$^{\circ}C$
U	Vindhastighet ovanför beståndet	$m s^{-1}$
x	Tjäldjup	m
z	Höjd över, eller djup från markytan (i kapitel 6: sträcka)	m
z_d	Nollplansförsktjutning	m
z_o	Skrovlighetslängd	m
z_r	Rotdjup	m
z_U	Höjd ovan markytan där vindhastigheten är mätt	m

Förteckning över utgivna häften i publikationsserien

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET, UPPSALA. INSTITUTIONEN FÖR MARKVETENSKAP.
AVDELNINGEN FÖR LANTBRUKETS HYDROTEKNIK. AVDELNINGSMEDDELANDE. Fr o m 1993

- 93:1 Jansson, C. Rekonstruktion av naturlig vattenföring i Österdalälven och värdering av regleringsnytta. 30 s + 5 bil.
- 93:2 Linnér, H., Persson, R., Berglund, K. & Karlsson, S.-E. Resultat av 1992 års fältförsök avseende detaljavvattning, markvård och markförbättring samt bevattning. 83 s.
- 93:3 Joel, A. & Wesström, I. Vattenhushållning vid bevattning - en studie av tillämpad bevattningsteknik i Sidi Bouzid-distriktet, Tunisien. 54 s.
- 93:4 Jansson, P-E. SOIL model. User's Manual. Second edition. 65 s.
- 93:5 Danfors, B. & Linnér, H. Resursbevarande odling med marktäckning och grund inbrukning av växtmaterial. 86 s.
- 93:6 Jansson, P-E. PLOTPF. User's manual. 33 s.
- 93:7 Båth, A. Studier av rotutveckling och markvattenhalt i försök med marktäckning. 71 s.
- 94:1 Tabell, L. Tjäle i torvjord. 46 s
- 94:2 Halldorf, S. Runoff water as a soil forming factor in arid zones. 62 s.
- 94:3 Jansson, P-E. SOIL model. User's Manual. Third edition. 66 s.
- 94:4 Eckersten, H., Jansson, P-E. & Johnsson, H. SOILN model. User's manual. Second edition. 58 s.
- 94:5 Persson, R. (ed.). Proceedings, NJF-seminar no 247, Agrohydrology and nutrient balances, October 18-20, 1994, Uppsala, Sweden. 111 s.
- 95:1 Alavi, G. Radial stem growth and transpiration of Norway spruce in relation to soil water availability. Granens tillväxt och transpiration i relation till markvattnets tillgänglighet (Licenciatavhandling). 13 + 11 + 14 s.
- 95:2 Johansson, W. & Fellin, O. Biogas från vall. Teknik och ekonomi vid odling, skörd, transporter, ensilering samt rötning med tvåstegsteknik. 38 s.
- 95:3 Svensson, E., Linnér, H. & Carlsson, H. Utvärdering av växtanalys i fabrikspotatis. 53 s.
- 95:4 Andersson, A. Vattentillgångar för bevattning i Kalmar län. I. Litteraturoversikt. II. Intervjuundersökning rörande vattenmagasin. 48 s.
- 95:5 Wesström, I. Bestämning av markens salthalt genom mätning med konduktivitetssond. 18 s.
- 95:6 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Persson, B., Perttu, K. & Andersson, J. En introduktion till biogeofysik. 72 s.

