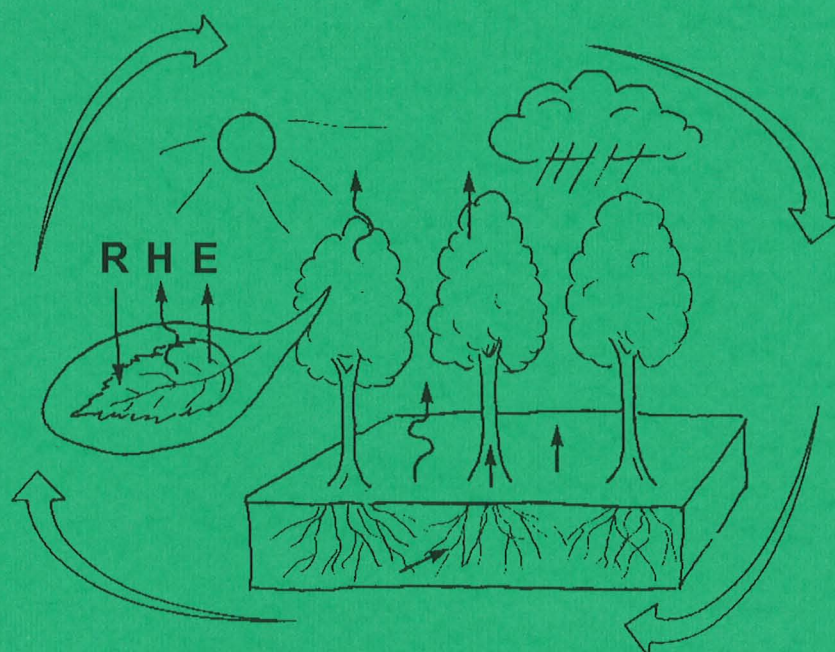


# Biogeofysik – en introduktion



Henrik Eckersten, Per-Erik Jansson, Stig Karlsson, Anders Lindroth,  
Bertil Persson, Kurth Perttu, Karin Blombäck, Louise Karlberg och  
Gunn Persson

Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik

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

Avdelningsmeddelande 98:9  
Communications

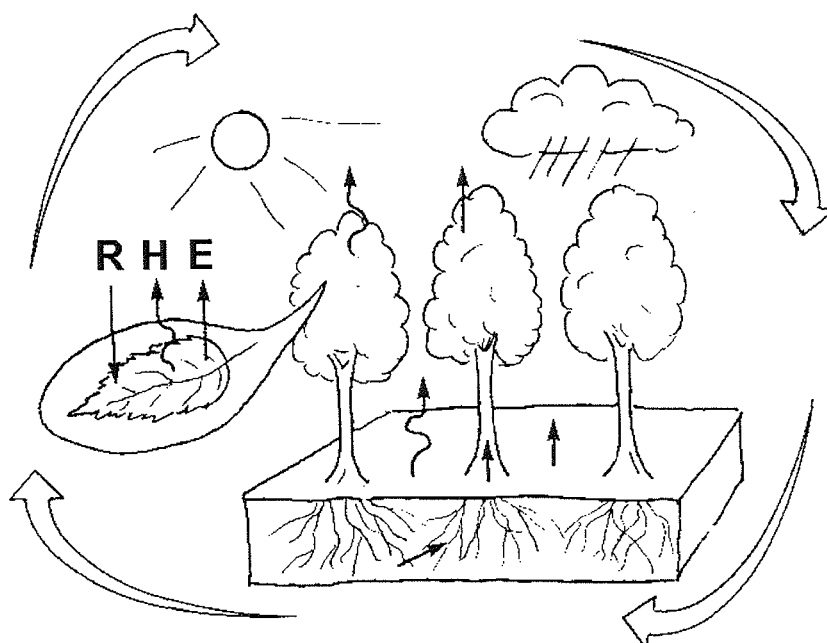
Uppsala 1998

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM--98/9--SE



# Biogeofysik – en introduktion



Henrik Eckersten, Per-Erik Jansson, Stig Karlsson, Anders Lindroth,  
Bertil Persson, Kurth Perttu, Karin Blombäck, Louise Karlberg och  
Gunn Persson

Institutionen för markvetenskap  
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik

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

Avdelningsmeddelande 98:9  
Communications

Uppsala 1998

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM--98/9--SE



## Innehållsförteckning

1. Förord .....	5
2. Vad är biogeofysik? .....	7
3. Klimat .....	9
3.1 Förutsättningar för liv .....	10
3.2 Den atmosfäriska cirkulationen .....	11
3.3 Meteorologiska begrepp och fenomen .....	12
3.4 Jordens vattenbalans .....	13
3.5 Jordens klimatzoner .....	15
3.6 Klimat variationer .....	18
4. Vattentransport i mark-växt-atmosfär .....	25
4.1 Drivkrafter .....	25
4.2 Bladyornas energibalans .....	25
4.3 Växten och markens vattenbalans .....	32
4.4 Vattnets energitillstånd och begreppet vattenpotential .....	33
4.5 Vattenpotential och vattenhalt .....	38
4.6 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär .....	40
4.7 Interception av nederbörd .....	42
4.8 Sammanfattning .....	48
4.9 Räkneuppgifter för vattentransport Mark-Växt-Atmosfär .....	54
5. Simulering av vattentransport i mark-växt-atmosfär .....	55
5.1 Simuleringsmodeller allmänt .....	55
5.2 SPAC-modellen allmänt .....	56
5.3 Simulerade och uppmätta värden .....	60
6. Vatten i växten .....	66
6.1 Vattnets transport i växten .....	66
7. Strålning .....	72
7.1 Atmosfärens struktur och sammansättning .....	72
7.2 Elektromagnetisk strålning .....	73
7.3 Strålningsbalansen / energibalansen för jorden som helhet .....	75
7.4 Jordens energibalans .....	77
7.5 Solstrålningens väg till jordytan .....	77
7.6 Strålningsbalansen vid jordytan .....	80
7.7 Strålningsförhållanden i växtbestånd .....	82
8. Atmosfäriska utbytesprocesser .....	86
8.1 Temperaturvariationer i atmosfären .....	86
8.2 Fuktvariationer i atmosfären .....	91
8.3 Vind och turbulent transport .....	94

8.4 Beräkning av avdunstning utgående från tillstånd i atmosfären och dess gränssyta mot vegetation / mark.....	100
9. Temperaturförhållanden och värmeflöden i mark .....	104
9.1 Strålningsbalansen vid markytan.....	104
9.2 Energibalansen vid markytan .....	106
9.3 Markens förmåga att lagra värme .....	107
9.4 Markens förmåga att transportera värme.....	109
9.5 Utbredning av temperaturförändringar i marken .....	111
9.6 Hur vi kan förändra marktemperaturen .....	115
10. Tjäle .....	117
10.1 Inledning.....	117
10.2 Tre faser med is .....	117
10.3 Fryspunktsnedsättning.....	117
10.4 Tjälens struktur.....	119
10.5 Tjälskjutning.....	120
10.6 Tjäl djup .....	120
10.7 Snötäckets inverkan på tjäl djupet.....	121
11. Kol och kväveflödets samspel med vatten, temperatur och strålningsförhållanden .....	123
11.1 Kol och kväveprocesser i markväxsystemet.....	123
11.2 Kol och kvävedynamik i markväxsystemet.....	126
11.3 Strålningens påverkan .....	128
11.4 Temperaturens påverkan.....	128
11.5 Vattnets påverkan .....	130
11.6 Effekterna av temperaturhöjning i klimatet.....	132
12. Referenser.....	136
I. Appendix: Svar till räkneövningar.....	141
II. Appendix: Symbollista.....	144

## 1. Förord

Detta kompendium är i första hand avsett som litteratur till en inledande kurs i biogeofysik för studerande vid SLU. Det gäller främst agronomstudenter med mark/växtinriktning och studerande på naturresursprogrammet. Kompendiet bygger på föreläsningssanteckningar och tidigare utgivna rapporter och har ett relativt stort antal delförfattare. Föreliggande upplaga är den fjärde och vi har främst reviderat kapitlen 2, 3, 4, 7 och 8. Övriga kapitel har granskats och i vissa fall kompletterats med figurer. Kompendiet har även bytt titel (tidigare: En introduktion till biogeofysik) samt erhållit en illustration på titelsidan ritad av Hans Johansson. Många har bidragit med synpunkter och råd. Huvudförfattare och kommentatorer för respektive kapitel är:

Kap 1 Gunn Persson

Kap 2 Henrik Eckersten och Gunn Persson.

Kap 3 Kurth Perttu, Louise Karlberg och Gunn Persson.

Kap 4 Henrik Eckersten, Louise Karlberg och Gunn Persson. (Kommentarer av Emil Cienciala.

Kap 5 Henrik Eckersten

Kap 6 Bertil Persson

Kap 7 Stig Karlsson och Louise Karlberg

Kap 8 Anders Lindroth, Per-Erik Jansson. Kommentarer av Stig Karlsson.

Kap 9 och 10 Per-Erik Jansson

Kap 11 Henrik Eckersten, Karin Blombäck. Kommentarer av Thomas Kätterer.

Redaktörer för de tidigare upplagorna har varit Henrik Eckersten och Jennie Andersson (1:a och 2:a) samt Magnus Carlsson och Lisbet Lewan (3:e).

Ultuna 9 september 1998

Gunn Persson och Louise Karlberg



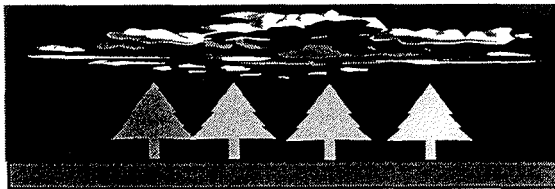


## 2. Introduktion

### 2.1 Vad är biogeofysik?

Biogeofysik är ett av de yngsta vetenskapliga ämnena i Sverige. Ämnet är tvärvetenskapligt, precis som namnet antyder och har sitt ursprung i meteorologi, hydrologi, markfysik, markbiologi, växtfysiologi och ekologi. Biogeofysik kan därför ses som en syntes av de traditionella vetenskaperna.

### Biogeofysik



Läran om massan och energins flöden och tillstånd i mark-växt-atmosfärssystemet.

Med massa menas t.ex. mängd vatten och kol. Med energi avses olika former av energi såsom strålningsenergi och latent värme. Ämnet fokuserar på kopplingen mellan de olika delarna i systemet dvs hur mark, växt och atmosfär påverkar varandra. Fokus ligger också på samverkan mellan de biologiska processerna i växt och mark och de fysikaliska processerna i omgivningen. Grundläggande är de fysikaliska lagar som styr processerna i systemet, såsom termodynamikens grundlagar för gasers beteende, massans och energins bevarande. Biogeofysikern studerar hur kol, vatten, värme och andra ämnen omsätts i hela det system som består av mark, växter och atmosfär.

Det finns flera likheter med systemekologin där ekosystem studeras utgående från material- och energiflöden. Delar av biogeofysiken har tidigare i ekologiska sammanhang kallats abiotik och på engelska översätts biogeofysik till Environmental Physics. Biogeofysik omfattar dock även samspelet med de biologiska processerna och studier av mass- och energibalanser för både mark och biota (det biologiska). Biogeofysikern använder sig av liknande systemanalytiska arbetsmetoder som inom systemekologin och abiotiken. För mer allmän information om ämnet biogeofysik hänvisas till Halldin (1990) och Morén (1996).

meteorologi = vetenskapen om vädret

hydrologi = vetenskapen om vattnet på jordens landområden

markfysik = markens fysikaliska egenskaper och processer

markbiologi= markens organismer och biologiska processer

växtfysiologi = vetenskapen om växternas livsprocesser

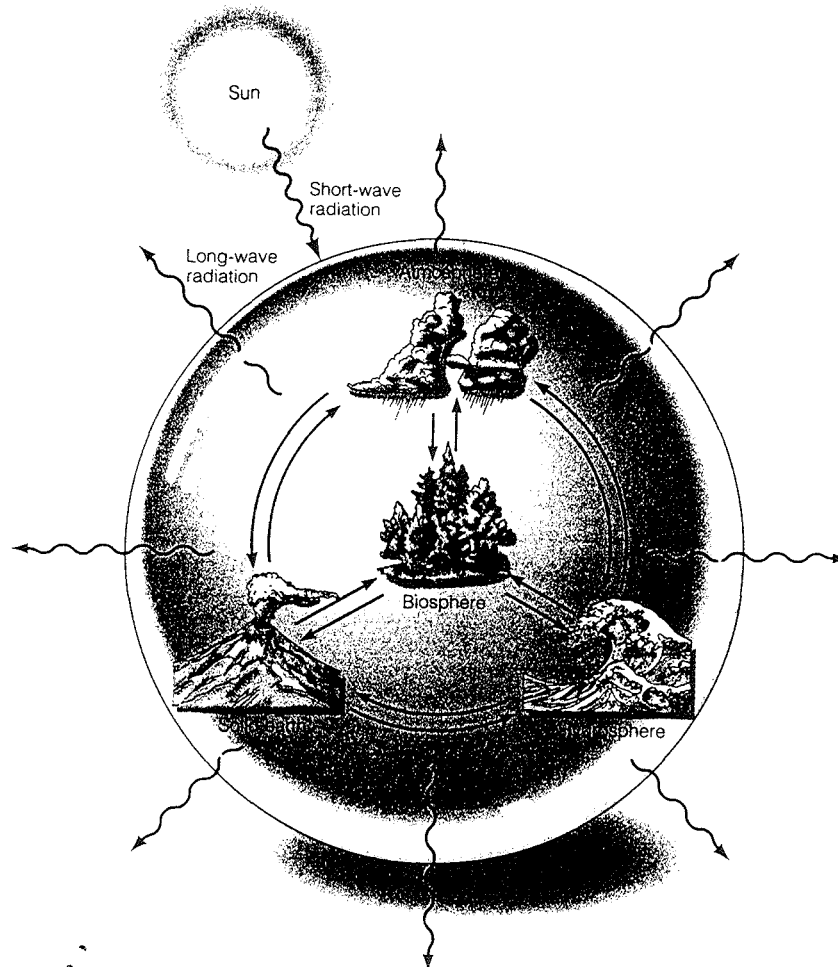
ekologi= vetenskapen om de levande varelsers relation till sin omvärld

(ref: NE)

## 2.2 Systemkonceptet

Jorden utgör huvudsakligen ett slutet system. Med det menas ett system vars gränser tillåter utbyte av energi men ej materia med omgivningen. Energi når jorden från en extern källa (solen) och återvänder till rymden som långvågsstrålning. System inom jorden är öppna system som tillåter utbyte av materia med omgivningen. När man vill studera stora, komplexa system är det ofta fruktbart att dela upp systemet i mindre delar. Ett system kan definieras som; en avgränsad del av universum som kan isoleras för studium av förändringar. Ett system kan alltså vara vadhelst du definierar det som. Du väljer begränsningar efter ditt forskningsbehov. Systemet kan vara stort eller litet, enkelt eller komplext. Ett blad är ett system, men också en del av ett större system (ett träd), som i sin tur är del av ett ännu större system (en skog).

Jorden brukar ofta indelas i 4 delar; atmosfären, hydrosfären, biosfären och litosfären (fig 2.1). Delar som i sig kan indelas i mindre enheter t.ex. skogar, sjöar, markvattenzon. Inom biogeofysiken studerar vi interaktionen mellan dessa delar och då speciellt processer mellan biosfär och atmosfär.



**Figur 2.1.** Det slutna systemet jorden med dess fyra sfärer; atmosfär, biosfär, hydrosfär och litosfär (solid earth). (Murck et. al. 1996)

### 3. Klimat

I vår del av världen är vädret ett mycket vanligt samtalsämne. Man kan säga att vädret är synnerligen växlande, såväl betraktat på kort som på lång tid. Ena dagen regn och nästa dag solsken. Även inom en dag kan de flesta väderlekstyper uppstå: snö, regn, solsken, dimma... Årstiderna ger oss också kontraster vad gäller väderlek och variationen mellan år är stor. Vanligt i vårt land är en relativt varm och torr försommar, som kan skapa vattenstress hos grödor. I andra delar av världen uppvisar vädret en betydligt mindre variation; antingen så regnar det eller så skiner solen. Det är nog inte så konstigt att meteorologin, vetenskapen om vädret, röner så stort intresse i nordvästra Europa. Hur många har inte någon period i livet fört anteckningar om väderobservationer? Detta stora intresse beror ej heller enbart på vårt privata välbefinnande. För sjöfart, flyg, fiske och inte minst skogs- och jordbruksproduktionen är väderleksprognoser mycket väsentliga.

#### Vad är då väder?

Vädret kan sägas vara en sammanfattning av fysikaliska processer i atmosfären. Dessa processer sker i olika skalor. En del sker i global omfattning, andra är mikroskopiskt små. Vissa processer är direkt påtagliga för oss t.ex. nederbördsutfällning, åska, stormar. Andra processer kan enbart registreras med mätinstrument.

#### Vad är meteorologi?

En något striktare definition än den ovan givna är, läran om atmosfärens tillstånd och förändringar i ett visst ögonblick. Detta kan kortare uttryckas som atmosfärens fysik. Atmosfärens tillstånd kan beskrivas genom att mäta eller observera olika meteorologiska element (mätstorheter, begrepp) såsom strålning, lufttryck, lufttemperatur, luftfuktighet, vindhastighet, vindriktning, nederbörd och molnighet. För jordbruks- och skogsproduktion har fem element bedömts vara de viktigaste; strålning, temperatur, fuktighet, vind och nederbörd. I vissa sammanhang kan andra element vara viktigare t.ex. snödjup för skogsavverkning samt vårflödesprognoser. Snödjupet påverkar också marktemperaturen på våren, som i sin tur har stor betydelse för t.ex. utlakning av kväve.

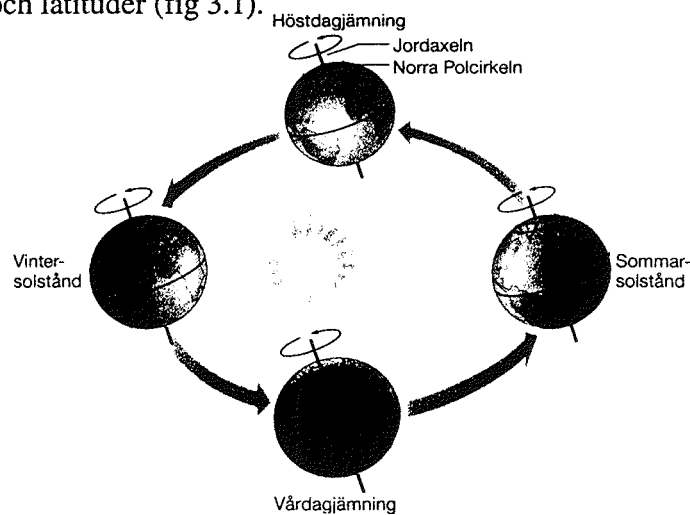
#### Vad är klimat?

Klimatet ger uttryck för genomsnittstillståndet i atmosfären samt för avvikelserna från detta tillstånd. Man kan säga att klimatdefinitionen innefattar ett tillägg på definitionen av meteorologi, nämligen en tidsaspekt. Klimatologin är läran om klimatet, ett vädrets historia. Inom klimatologin studeras det genomsnittsväder som förekommer och sannolikheten för olika typer av väder. Klimatologen behöver långa observationsserier, minst några tiotal år. Vanligen används trettioåriga serier s.k. normalperioder (f.n. 1961-90). Klimatologin har ursprungligen utgått från biologin. Djur och växters livsbetingelser beror i hög

grad på rådande meteorologiska förhållanden nära jordytan. Man har därför främst använt vegetationen för att översiktligt klassificera klimatet på jorden.

### 3.1 Förutsättningar för liv

En förutsättning för liv på jorden är planetens läge i solsystemet. Närmare solen blir temperaturen för hög och längre bort från solen fås för lite solstrålning. Andra förutsättningar är tillgång på vatten, syre och koldioxid. Något som nästan alla kända livsformer behöver. Dygnsvariationen hos de meteorologiska elementen ges av jordens rotation kring jordaxeln. Genom jordens rörelse runt solen uppkommer årstidsvariationen, emedan jordaxelns lutning i förhållande till jordbanan bestämmer solstrålningens fördelning på olika årstider och latituder (fig 3.1).



**Figur 3.1.** Jordklotets rörelse runt solen och sin egen axel. (SNA, 1995).

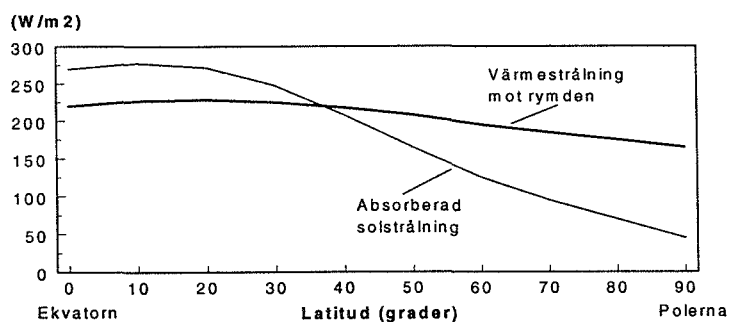
Jorden är den enda planet där vatten kan förekomma i alla tre aggregationstillstånd - is, flytande vatten och vattenånga. De processer som innebär fasomvandlingar av vatten kräver respektive frigör stora mängder energi. Då is smälter och vatten avdunstar binds energi, och vid frysning samt kondensation frigörs denna energi.

Vattnet cirkulerar i ett sammanhängande globalt system, nära knutet med klimatet. Solenergin driver vattnet upp till atmosfären och gravitationen drar det tillbaka ned. En del av nederbörden passerar marken, bildar grundvatten och fyller så småningom vattendragen, som rinner vidare mot havet. En annan del av nederbörden passerar genom plantor och träd tillbaka till atmosfären. Detta flöde är nödvändigt för tillväxten.

Vi människor lever på klimatets och vattnets villkor. Vi har anpassat våra liv och vår verksamhet till alla skilda klimat. Att förstå och på ett hållbart sätt kunna nyttja sol, vind och vatten är förutsättningar för överlevnad.

### 3.2 Den atmosfäriska cirkulationen

Jordens klotform samt jordrotationen medför att de lägre bredderna erhåller mer strålningsenergi från solen än de högre bredderna. Strålningens fördelning i genomsnitt kan beskrivas som att vi har en positiv strålningsbalans (dvs. mer strålning kommer in mot jordytan än vad som strålar ut i rymden) mellan latituderna ca 40°S till ca 38°N. Söder om 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 (fig 3.2). Om vi enbart tar hänsyn till strålningsbalansen så skulle alltså de sydligaste och nordligaste delarna på jorden hela tiden bli kallare. Områdena kring ekvatorn och vändkretsarna skulle däremot bli varmare. Varför blir det då ej så?



**Figur 3.2.** Strålningsbalansen på olika breddgrader, årsmedelvärden (omritad efter SNA,1995).

Strålningens fördelning ger upphov till ett karakteristiskt temperaturmönster på jorden, med hög temperatur kring ekvatorn och låg temperatur kring polerna samt relativt kraftigt temperaturavtagande med latituderna. Denna temperaturfördelning ger i sig upphov till en allmän cirkulation i atmosfären. Energi transporteras från en latitud till en annan, beroende på hur fördelningen är av land och hav, bergskedjor, slätter etc.

Hur ser då förhållandena ut på jorden om vi tittar från pol till pol? Haven täcker 81% av södra halvklotet och 61% av norra halvklotet. För jordytan som helhet är alltså 71% hav och 29% land. Landytans utseende har 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 (Alperna) påverkar i första hand den syd-nordliga strömningen. Vi vet också att de ost-västliga bergskedjorna stoppar utbredningen av växtarter, medan de nord-sydliga (längsgående) bergskedjorna ej gör det lika mycket. Sålunda har Nordeuropa betydligt färre arter av träd än motsvarande klimatzoner i Nordamerika. Detta pga de europeiska ost-västliga bergskedjorna.

Den faktiska årsmedeltemperaturens fördelning i jordens ytnära skikt varierar med latituden. Norra halvklotet har genomsnittligt högre temperatur än södra halvklotet med undantag av latitudbanden 40-60°. Antarktis på södra halvklotet har betydligt lägre temperatur än vad Arktis har, bl.a. beroende på att Antarktis är en kontinent med hög höjd över havsnivån och att vattenmassor ej kan transportera in värme från lägre latituder.

Dagligen förekommer en vindväxling vid kusterna. Denna sk land- och sjöbris utbildas tydligast vid vackert vädersituationer. Vinden blåser under dagen in mot land från havet, *sjöbris*, och under natten blåser vinden i motsatt riktning, *landbris*. Dessa vindar uppkommer genom att temperaturen över havet är nästan konstant, men luften över land uppvärms kraftigt under dagen och avkyls under natten. Detta beror på att i havet fördelas den inkommande strålningens energi på djupet men på land absorberas energin i de översta skikten. I tropikerna omfattar sjöbrisen ett ca 1 km mäktigt skikt och kan innebära en avsevärd lättnad med svalka från havet. I bergstrakter förekommer ett snarlikt cirkulationssystem med dalvind (uppvind) på dagen och bergvind (fallvind) på natten. Fallvindar betingas av tyngkraften. Analogt med land- och sjöbris uppkommer *monsunvindar* i global skala. Dessa uppkommer då hela kontinenter uppvärms och avkyls.

Luften befinner sig i ständig rörelse och är ett mycket viktigt väder- och climatelement. Vinden utjämnar den ojämna temperaturfördelningen på jorden som uppkommer genom solenergens ojämna fördelning över jordklotet. Tropikerna skulle bli outhärdligt heta och polartrakterna outhärdligt kalla utan vindens omfördelande effekt. Såväl de stora vindsystemen som de lokala brisarna orsakas av horisontella skillnader i lufttrycket (tyngden på en ytenhet av en lodrät luftpelare, som sträcker sig till atmosfärens yttersta gräns). Lufttrycket avtar med höjden (eftersom luftmängden minskar). På 5 km höjd är det ca 500 hPa, dvs hälften av värdet på jordytan.

### 3.3 Meteorologiska begrepp och fenomen

Inom stora områden uppvisar luften nästan enhetliga egenskaper, dvs en viss temperatur, fuktighet, stofthalt och skiktning. Sådan luft kan täcka vidsträckt områden och kallas för *luftmassa*. För att luftmassa ska bildas krävs att luften kvarstannar under minst några dagar över ett område där jordytan har närmast enhetliga egenskaper. Luftmassan förflyttar sig genom den allmänna cirkulationen över områden med andra egenskaper och transformeras därvid. Över kallare områden avkyls luftmassan och relativa fuktigheten ökar, vilket leder till dimma och duggregn. Över varmare områden uppvärms luftmassan och det uppstår ofta regnskurar och snöbyar. Sikten är mycket god då luftmassan ursprungligen kommer från områden med ringa mängd stoftpartiklar.

Övergång från en luftmassa till en annan sker gradvis men i vissa områden kan dock en plötslig övergång ske. Sådana zoner kallas *frontzoner* eller *fronter*. I

ett begränsat område av fronten kan en förskjutning ske. Därvid uppkommer en utbuktning, en vågstörning. Lufttrycket faller och vågen växer. Till slut bildas en virvel som medföljer den allmänna strömningen, en *cyklon* (lågtryck). Mellanbreddernas cykloner bildas året runt men de flesta under vinterhalvåret. De uppträder ofta i serier om 3-5 med något dygns mellanrum och genomlöper på några dygn sin utveckling. Mellanbreddscyklonens virvel kan uppgå till ett par tusen kilometer.

En *tropisk orkan* (virvelstorm) däremot är dynamiskt stabil och skiljer sig främst från mellanbreddernas cykloner genom att den inte bildas vid någon front. Den tropiska orkanen är en relativt sällsynt företeelse och bildas endast inom vissa havsområden där temperaturen överstiger +27 °C. De mest intensiva tropiska orkanerna förekommer i Stilla havet där bl a Filippinerna och Japan hemsöks. Dessa virvelstormar kallas *tyfoner*. Virvelstormarna förekommer främst under sensommaren och förhösten, den s k orkansäsongen. En tropisk virvelstorm uppkommer genom kraftig vertikalrörelse, luften stiger, och därmed strömmar ny luft in över området. Ytterligare varm och fuktig luft stiger, kondenseras och ymnig nederbörd utlöses. Skadeverkningarna, om orkanen når land är ofta enorma och beror på vindarna, nederbörden och de flodvågor som kan härja vid kusterna. Den tropiska orkanens virvel kan uppgå till ett par hundra kilometer.

*Tromb* är en intensiv virvelvind vars diameter kan variera mellan 10-1000 m. Tromben är ofta synlig som en slang ur cumulonimbusmoln (åskmoln) då den arbetar sig ned mot mark- eller vattenytan. *Tornados*, USA's intensiva stortromber, är det mest intensiva atmosfäriska fenomen som existerar. Vanligen förekommer de i överhettad och fuktig luft från Mexikanska golfen som möter kallluft från norr eller nordväst. Man antar att vindhastigheter upp emot 200 m/s kan uppstå i en tornado. Skadeverkningarna orsakas dock främst av det mycket låga lufttrycket nära virvelcentrum.

I Sverige är vi förhållandevis förskonade från ovanstående intensiva vindfenomen. Dock förekommer tromber varje år som plöjer gator i skogarna och demolerar enstaka byggnader. Stormar förekommer alla tider på året och då främst i kustområdena och fjälltrakterna. På grund av de förhärskande lågtrycksbanorna, den långa kusten och stor befolkningstäthet så drabbas de södra delarna av Sverige av mest skadeverkningar.

### 3.4 Jordens vattenbalans

Jordytans vattenbalansekvation kan enklast beskrivas som ett matematiskt uttryck av den hydrologiska cykeln. Låt oss därför betrakta en kolumn av marken från ytan och nedåt. *Nettoförändringen av vatten i markkolumnen* ( $\Delta m_g$ ) är lika med summan av de hastigheter med vilken vatten tillförs eller bortförs från kolumnen under en given tidsperiod ( $\Delta t$ ):

$$\Delta m_g = (P - \Delta q - E) \Delta t \quad 3.1$$

P är vatten tillförd via nederbörd,  $\Delta q$  är nettoflödet ut ur kolumnen undantaget markytan och E är avdunstningen. E kan vara negativt och är då vatten tillförd genom kondensation (dvs bildning av dagg, rimfrost, etc.). Nederbörden (P) kan alltså antingen avdunsta (E), lagras i marken ( $\Delta m_g$ ) eller rinna bort i vattendrag ( $\Delta q$ ). Sett över längre perioder är lagringen ganska oförändrad ( $\Delta m_g = 0$ ). *Vattenbalansen för markkolumnen på flerårsbasis* bestäms av att nederbörden fördelas på avdunstning respektive avrinning:

$$P = E + \Delta q \quad 3.2$$

Avrinningstermen ( $\Delta q$ ) är positiv för landområden och negativ för havsområden. Vatten rinner från land till hav. Storleken på detta flöde går att bestämma från följande siffror på nederbörd och avdunstning över hav respektive land. Enligt Sellers (1965) gäller på årsbasis och för jorden som helhet (P är nederbörd och E är avdunstning):

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

Avrinningen från kontinenterna (P-E) blir  $310 \text{ mm år}^{-1}$  och tillrinningen till haven (E-P) blir  $130 \text{ mm år}^{-1}$ . Betraktar vi *vattenbalansen för hav och kontinenter tillsammans på årsbasis* så är avrinningen från land lika stor som tillrinningen till haven, dvs. all nederbörd balanseras av en lika stor avdunstning. Uttryckt i totala mängder ska alltså avrinning och tillrinning vara lika. Havsytan måste vara 2.4 ggr större än landytan, dvs 70% av den totala ytan.

Olika klimatområden kan också klassificeras utifrån vattenfaktorn. Vi använder oss av begreppet potentiell avdunstning ( $E_{pot}$ ) varmed menas den högsta möjliga avdunstningen utifrån givna meteorologiska förhållanden. Om  $P > E_{pot}$  ( $\Delta q > 0$ ), 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  $P \cong E_{pot}$  talar vi om semiarida områden (stäpp, savann). Här balanserar avdunstningen nederbörden och tålig vegetation kan överleva. I ökenområden är  $P < E_{pot}$  och all nederbörd avdunstar, vilket gör att växtligheten är minimal.

Vi kan härleda vattenbalansen i atmosfären på motsvarande sätt som för markkolumnen.. 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. *Nettoförändringen av vatten (vattenånga) i atmosfärskolumnen* kan skrivas:

$$\Delta m_a = (E + \Delta A_w - P) \Delta t \quad 3.3$$

E är avdunstningen (evaporationen, jfr ovan), dvs vatten tillförs pelaren,  $\Delta A_w$  är horisontella nettoflödet (advektion) in i luftpelaren och P är nederbörd som lämnar pelaren.  $\Delta A_w$  är alltså det s k advektiva tillskottet till atmosfärskolumnen. Den har mycket stor betydelse i större skala men brukar "glömmas bort" i småskaliga system, även om den har en icke-försumbar betydelse (se "oasis effekt", 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 vattenångan kondenserar till nederbörd vilken faller ner över Småland respektive fjällen. Detsamma sker vid nordlig vind över norra Uppland, men i mindre skala.

Eftersom termen ( $\Delta m_a$ ) egentligen är lagringen av fuktighet i atmosfären är den mycket mindre än de andra termerna (P) respektive (E), och den kan vid översiktsberäkningar på årsbasis försummas. *Nettoadvektionen av vatten till kolumnen på årsbasis* balanseras av skillnaden mellan nederbörd och avdunstning:

$$\Delta A_w = P - E \quad 3.4$$

Betraktat över en längre tidsperiod, en flerårsserie, så balanseras avrinningen från en region (t ex de svenska fjällen) av ett advektivt flöde av vattenånga till luften i regionen. Vattenångan kondenserar och faller ut som regn. På detta sätt transporteras mycket stora mängder vatten.

### 3.5 Jordens klimatzoner

I början av 1900-talet presenterades den första riktigt systematiska klimatklassifikationen, den s k Köppen-klassifikationen, av den tyske biologen Köppen. Han kopplade ihop växternas utbredning med de vanligaste klimatelementen och kunde på detta sätt utforma olika typer av klimatzoner (tabell 3.1).

Vad kan man då använda en sådan klassifikation till? Det viktigaste är att få ett objektiva begrepp om hur klimatet (och dess förhållande till växter) är på olika platser och där man kan sätta t ex Sverige i perspektiv till världen i övrigt. Köppen ville speciellt skilja mellan öken (B-klimat) och tundra (E-klimat) genom att ange "mellanläget" med C- och D-klimat. I ena "kanten" av skalan har man dessutom det tropiska klimatet (A-klimat). Bergs- eller fjällklimatet är ett specialfall (H-klimat). Om man t ex kommer att ta arbete på någon plats i ett främmande land vars klimat man inte känner, kan man med hjälp av Köppen-klassificeringen jämföra den platsen med en plats som man känner väl. I slutet av det här kapitlet redovisas exempel på en jämförelse.

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 3.1.** 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	BŠk	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 3.2.** Huvudklimattyper enligt Köppens klassificering (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	Bergs -(höglands-)klimat	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 3.3.** 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 klimaterna 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 tabell 3.4:

**Tabell 3.4.** Klimatområden klassificerade enligt årsmedeltemperatur, T, (°C) och nederbörd, P, (cm)

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

<sup>\*)</sup> Typ beroende på temperaturkriteriet i tabell 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. Nedan 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 3.5.** Förfinad klassificering av klimatområden enligt temperatur och nederbörd

Bokstav	Förfinad beskrivning
a	Varmaste månadens medeltemperatur $> +22$ °C
b	Varmaste månadens medeltemperatur $< +22$ °C och med minst 4 månader $> +10$ °C
c	Mindre än 4 månader har en medeltemperatur $> 10$ °C och den kallaste månaden måste vara $> -38$ °C
d	Samma som c ovan, men med den kallaste månaden $< -38$ °C
f	Fuktigt klimat hela året med nederbörd varje månad
h	Hett, torrt klimat med årlig medeltemperatur $> +18$ °C
k	Kallt torrt klimat med årsmedeltemperatur $< +18$ °C och där varmaste månaden måste vara $> +18$ °C
k'	Samma som k ovan, men med den varmaste månaden $< 18$ °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

Här ges ett exempel på Köppen-klassificering för platserna Reykjavik (lat. 64°08'N, lon. 21°56'W, alt. 18 m), Kinshasa (lat. 04°20'S, lon. 15°16' E, alt. 309 m) och Phoenix (lat. 33°26'N, lon. 112°01' W, alt. 340 m). Tabell 3.6 ger data för de tre platserna för att kunna bestämma de för klassificeringen nödvändiga variablerna som visas i tabell 3.7. Nu får man med hjälp av informationen i tabellerna 3.2 - 3.4 den aktuella Köppen-koden. Man måste naturligtvis tillämpa tabellerna med "sunt

förnuft”. Sålunda skall man alltid kontrollera att nederbörd och avdunstning är i balans, vilket kan ske med hjälp av tabell 3.4.

**Tabell 3.6.** Klimatdata för tre platser för att beräkna de nödvändiga variablerna i tabell 3.7

Mån	Medeltemp	S:a nederb	Medeltemp	S:a nederb	Medeltemp	S:a nederb
	(°C) Reykjavik	(mm) Reykjavik	(°C) Kinshasa	(mm) Kinshasa	(°C) Phoenix	(mm) Phoenix
Jan	-0.3	89	26.0	128	10.4	19
Feb	0.3	64	26.2	139	12.5	22
Mar	1.5	62	26.7	181	15.8	17
Apr	3.6	56	26.8	209	20.4	8
Maj	6.8	42	26.0	134	25.0	3
Jun	9.8	42	23.4	5	29.8	2
Jul	11.4	50	22.0	1	32.9	20
Aug	10.0	56	23.3	4	31.7	28
Sep	8.6	67	25.6	33	29.1	19
Okt	5.3	94	26.2	137	22.3	12
Nov	2.2	78	26.1	236	15.1	12
Dec	0.5	79	25.9	171	11.4	22

**Tabell 3.7.** Nödvändiga variabler för fastställande av Köppen-koden (erhålles bl a ur tabell 3.6)

Variabel	Reykjavik	Kinshasa	Phoenix
Årsmedeltemp, °C	5.1	25.3	21.4
Lägsta månadsmedeltemp, °C	-0.3	22.0	10.4
Högsta månadsmedeltemp, °C	11.4	26.8	32.9
Summa årsnederbörd, mm	779	1378	184
Lägsta månadsnederbörd, mm	42	1	2
Nederbörden faller väsentligen under:			
Sommar; (andra bokstav w)		Sommar	
Vinter; (andra bokstav s)			Vinter
Hela året; (bokstav f)	Hela året		
Kriterier enl tab 3.3 - 3.6	Enl tab 3.3: C; enl tab 3.6 (fukt): f; enl tab 3.6 (temp): c	Enl tab 3.3: A; enl. tab 3.4, 3.6: w	Enl tab 3.5: B; enl tab 3.3: BW; enl tab 3.5, 3.6: w
<b>Resultatet blir Köppen-koden:</b>	<b>Cfc</b>	<b>Aw</b>	<b>BWh</b>

### 3.6 Klimatvariationer

Klimatvariationer har förekommit i alla tider och de kan jämföras med fluktuationerna i vädret dag från dag, dock med annan tidsskala. Våra direkta meteorologiska observationer sträcker sig högst 200 år tillbaks i tiden. För att gå längre tillbaks i tiden måste vi tillgripa andra metoder, t ex glaciärers utbredning, luftbubblor i glaciärer, pollenanalys, glaciala avlagringar, fossil av vegetation och fauna. Dessa metoder är ju dock betydligt osäkrare.

Omfattande klimatiska omvälvningar har förekommit under tidens lopp; värmetider utan is har varit normala emedan istiderna varit mer tillfälliga företeelser. Mot slutet av tertiärperioden började den globala medel-temperaturen att sänkas. Kvartärperioden, som vi befinner oss i idag, inleddes för ca 2,5 miljoner år sedan. Gränsen mellan dessa perioder kännetecknas av att allt större klimatväxlingar, pendlingar mellan alternerande varmare och kallare perioder, började uppträda. Till slut blev amplituden på dessa svängningar så stor att nedkylningen under de kalla perioderna var så omfattande, att större nedisningar började uppträda. Från kvartärtidens inledning fram till idag, har ca 50 istider ägt rum. Temperaturen kan variera med upp till 12 grader mellan varmare och kallare perioder. Sedan mitten av 1800-talet har temperaturen ökat med 0,4-0,6 grader. Eftersom stora slumpmässiga och regelbundna variationer uppträder naturligt i klimatet är det svårt att avgöra om denna ökning är naturligt betingad eller orsakad av människans ökade utsläpp av växthusgaser till atmosfären. Den kan också vara en kombinationseffekt av båda. Klimatförändringar orsakade av mänsklig aktivitet kan inte fastställas med säkerhet förrän de blir så stora att de överskuggar den naturliga variationen. När en så stor klimatförändring väl har skett, kan det vara svårt att hindra förloppet på kort tid. Dels är de klimatiska systemen tröga, vilket innebär att det tar tid innan förändringarna har inställt sig, och dels är många luftföroreningar långlivade. Forskningen inriktas därför på att kartlägga *riskerna* för människans eventuella påverkan på klimatet.

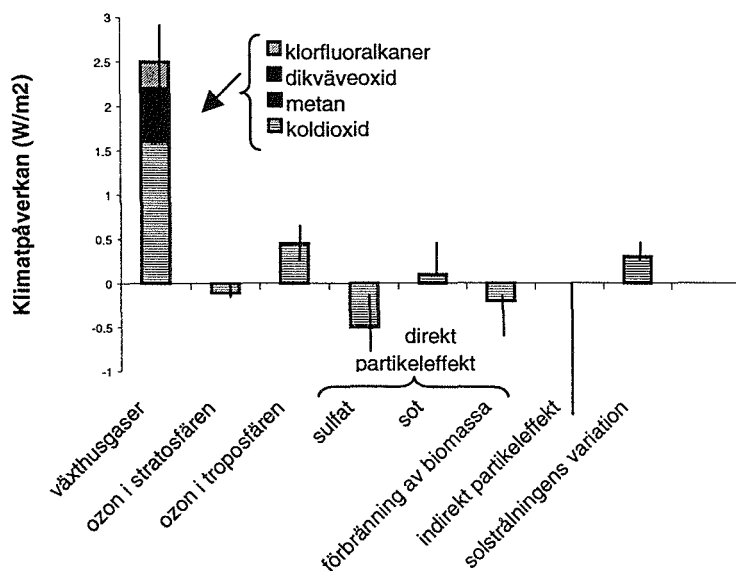
### ***Globala luftföroreningsproblemet***

Den allvarligaste effekten av en ökad mängd luftföroreningar i atmosfären är dess påverkan på jordens strålningsbalans. Luftföroreningarnas påverkan på jordens medeltemperatur och nederbörds mängd, den så kallade klimatteffekten, är ett exempel. Ett annat exempel är uttunnningen av stratosfärens ozonskikt, vilken medför en ökad instrålning av kortvågigt (ultraviolett) ljus.

Det är inte bara utsläppen av växthusgaser t ex  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  och  $\text{CH}_4$  som leder till den så kallade växthuseffekten, som kan påverka klimatet (fig 3.3). Även t ex partikelhalten i luften kan ha en stor betydelse för temperaturen.

- *Koldioxidutsläppen till atmosfären har ökat från 275 +/- 10 ppm, förindustriell tid, till 345 ppm (1984). Denna höjning kan jämföras med koldioxidhalten under de senaste istiderna som legat på ca 200 ppm. Orsaken till detta är framförallt den ökade förbränningen av fossila bränslen, men också den omfattande skogsskövlingen och ökenutbredningen, samt ändrade odlingsförhållanden. Koldioxidhalten i atmosfären är nära sammankopplad med det globala klimatet. Globala temperaturkurvor och kurvor över atmosfärens koldioxidhalt är i allmänhet mer eller mindre parallella. Det är bl a därför som oron är så stor över de ökade koldioxidutsläppen. Sambandet mellan klimat och koldioxidhalt hänger ihop med hur koldioxidmolekylerna absorberar strålning. Koldioxiden ansamlas i atmosfären där den delvis absorberar den långvågiga strålning som jorden sänder ut, vilket förhindrar denna från att försätta ut i rymden. Koldioxiden påverkar dock inte den kortvågiga strålning från solen som jorden träffas av, utan denna kan ohindrat fortsätta in mot jorden. Sammantaget medför detta därmed ett nettotillskott av strålning till atmosfären, vilket anses leda till en*

höjning av temperaturen i den lägre atmosfären. Detta är den så kallade växthuseffekten. En fortsatt ökning av utsläppen skulle troligen leda till en fördubbling av nuvarande koldioxidhalt inom 35-60 år. Modellberäkningar visar att detta skulle medföra en höjning av jordens medeltemperatur med ca 1,5 - 4,5 grader. Denna höjning kommer sannolikt att bli störst vid ekvatorn och mindre vid polerna.



**Figur 3.3.** Jämförelse mellan olika faktorerers påverkan på det globala klimatet under de senaste hundra åren. Observera att ozon också är en växthusgas, trots att den inte ingår i stapeln med övriga växthusgaser. (Efter Rhode 1996.)

- *Dikväveoxid* har samma temperaturhöjande effekt som koldioxid. Föreningen är mycket stabil och bryts sällan ned, utan sprids upp i stratosfären där den bidrar till förtunningen av ozonskiktet (se nedan). Gasen bildas naturligt genom biologiska processer i marken, men också från användandet av handelsgödsel i jordbruket. För närvarande ökar halterna med ca 0.3% per år.
- *Klorfluoralkaner (freoner)* har tidigare ej funnits naturligt i luften. De fungerar som kraftiga växthusgaser, är kemiskt inerta och påverkar ozonskiktet i stratosfären.
- *Metan* är en annan växthusgas som inte är lika stabil som de övriga, men dock så stabil att medeluppehållstiden för ämnet i atmosfären är flera år. Ökningen på ca 1,25 % per år är framförallt orsakad av det intensifierade jordbruket i form av en ökad areal risodlingar.
- *Ozon* är en växthusgas, som dock är mycket kortlivad. Dess medeluppehållstid i atmosfären är veckor eller högst månader. Ozonhalterna i troposfären (de jordnära skikten) har sedan mitten på 1950-talet ökat med i genomsnitt 2 % per år. Ozon förekommer naturligt i hela stratosfären upp till ca 60 km höjd och har ett koncentrationsmaximum mellan 15 och 40 kms höjd, det så kallade ozonskiktet. De

minskade halterna ozon i stratosfären (orsakat av freonutsläppen, se nedan) leder till en sänkning av temperaturen, vilket sålunda motverkar ovanstående processer.

- *Partiklar* i luften gör så att ljuset som träffar dessa sprids åt olika håll, vilket därmed minskar solstrålningen mot jordytan. Detta brukar kallas för partiklarnas *direkta effekt*, och medför således en temperatursänkning. Partiklar som innehåller sot beräknas dock ge ett energitillskott till atmosfärens lägsta skikt, vilket motverkar temperatursänkningen. Det är därför teoretiskt sett möjligt att erhålla både en uppvärmande och en avkylande effekt av partiklarna. De partiklar som har ungefär samma storlek som solljusets våglängd är effektivast på att sprida ljus. Den största mängden partiklar i atmosfären kommer från naturliga källor (tabell 3.8), medan bara ca 10 % är utsläpp från mänskliga aktiviteter. Omräknat till effektiv storlek för att sprida solljuset visar det sig att partiklarna från mänskliga aktiviteter troligen ger en lika stor klimatpåverkan som partiklar från naturliga källor.

**Tabell 3.8.** Utsläpp av stoftpartiklar i atmosfären och deras påverkan på klimatet. (Efter Rodhe, 1996)

	Utsläpp i miljoner ton per år	Klimatpåverkan (relativ skala)
<b>Naturliga utsläpp</b>		
Markstoff	1500	22
Havsskum	1300	3
Från gasförmiga föreningar	200	25
<b>Summa</b>	<b>3000</b>	<b>50</b>
<b>Utsläpp från mänskliga aktiviteter</b>		
Stoft från industrier	100	5
Sulfat från svaveldioxid	140	20
Gräsbränder mm	80	15
Övrigt (inkl sot och övriga organiska ämnen)	60	10
<b>Summa</b>	<b>380</b>	<b>50</b>

Det finns även en *indirekt effekt* av partiklarna i atmosfären som härrör sig till deras förmåga att fungera som kondensationskärnor vid molnbildning. Konsekvensen av den ökade partikelhalten i luften blir att molnen reflekterar solljus mer effektivt, samt att molnens förmåga att producera nederbörd minskar, och molnen blir därmed mer långlivade. Den sammanlagda effekten blir att solinstrålningen minskar, vilket leder till en temperatursänkning. Partiklarnas effekt på klimatet blir lokal, eftersom de har en relativt kort uppehållstid i atmosfären, och drabbar framförallt de områden som ligger nära utsläppsområdena d v s industriregionerna.

Nettoresultatet av alla ovan nämnda motverkande faktorer blir med största sannolikhet ett värmetillskott på ca 1 - 2,5 watt per kvadratmeter i medeltal för jorden. Partiklarna i atmosfären reducerar väsentligt växthusgasernas globala uppvärmning. Lokalt kan

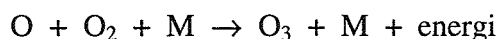
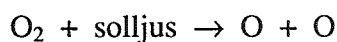
till och med avkylningseffekten dominera över uppvärmningen, som är mer globalt fördelad.

För att uppskatta hur stor en framtida temperaturhöjning kan tänkas bli, har olika scenarier med varierande koldioxidhalt studerats. I scenariot med den lägsta tillväxttakten beräknas temperaturen öka med 1,5 - 4 grader år 2075, medan den förväntas öka 5 -16 grader under den högsta tillväxttakten. Detta kan få långt gående konsekvenser för jordens klimatsystem. Nederbördsmängden förväntas öka globalt, medan vissa idag torra områden beräknas bli ännu torrare. Dessutom finns det en risk att de stora landisarna börjar smälta av och översvämma stora landområden. Om världshaven blir varmare utvidgas vattnet, vilket också kan bidra till en förhöjd havsnivå.

### *Effekter på stratosfärens ozonskikt*

Halterna i ozonskiktet är mycket låga och bestäms av en balans mellan ozonbildande och ozonnedbrytande processer. För dessa reaktioner spelar solljuset en stor roll dvs reaktionerna är fotokemiska.

Bildning:



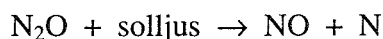
där M är en godtycklig molekyl som tar upp överskottsenergin

Nedbrytning:

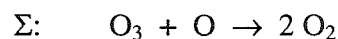
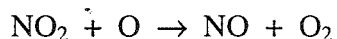
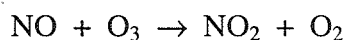


Denna nedbrytningsprocess tar effektivt hand om allt solljus kortare än 300 nm och hindrar således den kortvågiga delen av UV-ljuset att nå marken. Om detta ej skedde skulle t ex inte proteiner och andra livsviktiga organiska molekyler kunna existera ovanför vattenytan. Ozonskiktet har därmed en avgörande betydelse för livet på jorden.

Ozonskiktet är mycket tunt. Om allt ozon i stratosfären samlades i ett skikt vid jordytan, skulle det bara bli ca 3 mm tjockt. Dess tunnhet gör därför att relativt små mängder av olika ämnen som kan reagera med ozon, lätt kan rubba systemets jämvikt. Dikväveoxid,  $\text{N}_2\text{O}$ , är ett sådant ämne. Det är stabilt i troposfären och bryts inte ner förrän det nått upp i stratosfären där det kortvågiga UV-ljuset förmår knäcka molekylerna:



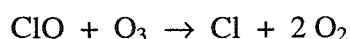
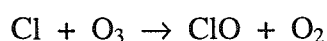
den efterföljande nedbrytande reaktionen av ozon är katalytisk:





N<sub>2</sub>O antas vara en viktig reglerande faktor för halten ozon i stratosfären. Den ökade användningen av handelsgödsel inom jordbruket har lett till ökade halter N<sub>2</sub>O. Detta tros dock vara av mindre betydelse för en uttunning av ozonskiktet jämfört med den ökade halten klorfluoralkaner i stratosfären.

Redan i mitten på 1970-talet varnades det för det hot mot ozonskiktet som utsläpp av klorfluoralkaner (CFC), mer känt som freoner, innebär. Trots detta kom det som en överraskning för många, när den första larmrapporten om upptäckten av ett ozonhål över Antarktis presenterades 1985. Freonerna ansågs länge som idealiska kemikalier p g a att de var relativt ogiftiga, var ofärgade, luktlösa och kemiskt inerta. Det är också den sistnämnda faktorn som utgör den största faran med dem. De bryts inte ner och kan inte avlägsnas ut atmosfären, utan transporteras vidare upp i stratosfären. Först där sönderdelas de precis som dikväveoxid, och fria kloratomer frigörs. Dessa atomer kommer sedan att katalysera ozonets nedbrytning:

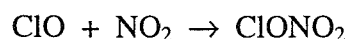


De båda katalytiska reaktionerna med dikväveoxid och CFC kan fortgå tusentals gånger, och därmed förstöra tusentals ozonmolekyler, innan cykeln bryts genom att katalysatorn förstörs. Detta kan ske genom att:

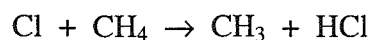
- kvävedioxid reagerar med en hydroxylradikal för att bilda salpetersyra



- kloroxid reagerar med kvävedioxid för att bilda klornitrat

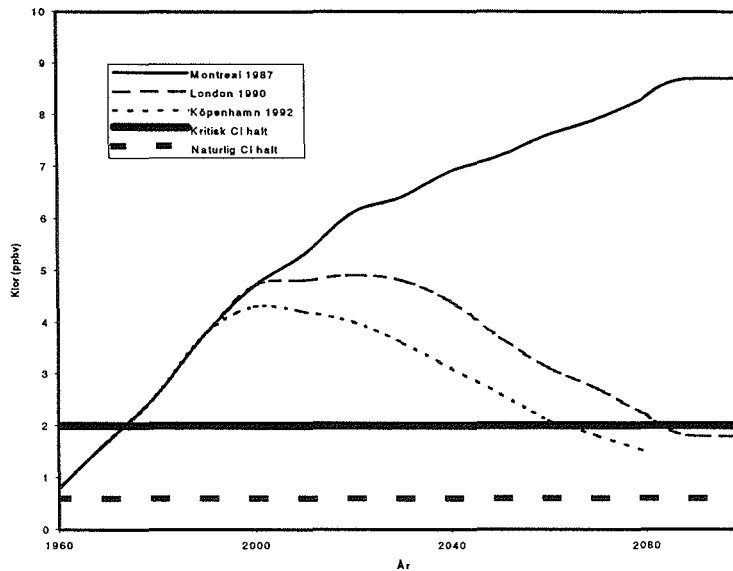


- klor reagerar med metan för att bilda saltsyra



Olika mer eller mindre realistiska idéer har presenterats för hur man på konstgjord väg ska kunna minska halterna av CFC och dikväveoxid i stratosfären. Problemet har ofta varit att förslagen i realiteten har varit allt för kostsamma att genomföra, framförallt pga höga transportkostnader till stratosfären av ämnen som reagerar med de skadliga substanserna. Även restprodukternas negativa effekter t ex försurande egenskaper har varit ett hinder.

Den kanske viktigaste effekten av en uttunning av ozonskiktet är en ökning av antalet fall av hudcancer. Även malignt melanom och grå starr skulle sannolikt öka hos människan. Även växter och djur skadas av ökad UV-strålning, t ex genom att arvmassan påverkas. Skadas t ex havsplankton, vilka utgör basen för havets näringskedja, kan rubbningar långt upp i trofinivåerna i de marina ekosystemen ske.



**Figur 3.4.** Uppmätt klorhalt i stratosfären sedan 1960, samt modellberäknade prognoser för framtiden enligt olika avvecklingsstrategier. (Efter Janson och Lejenäs, 1992).

Hur mycket förståelsen för vad som sker än förbättras, kan förloppet inte ändras inom de närmsta åren. Det finns en tidsfördröjning på 5-10 år mellan utsläpp av CFC och dess nedbrytning och frisläppning av reaktivt klor i stratosfären. Troligen kommer naturliga sänkprocesser att minska klorhalten på sikt, men dessa processer är långsamma, varför det tar ytterligare många år innan klorhalten återgår till den naturliga nivån, eller till den nivå som gällde under 70-talet då den nedåtgående trenden i ozonhalten började (fig 3.4). Idag saknas kunskap om när ozonhalten kommer börja öka igen, och hur allvarliga effekterna kan bli innan ozonskiktet är återställt.

## 4. Vattentransport i mark-växt-atmosfär

I det föreliggande kapitlet kommer de olika delarna av en tänkt (konceptuell) modell, som beskriver vattentransporten i systemet mark-växt-atmosfär, att översiktligt presenteras. I kapitel 5 presenteras en matematisk modell (SPAC) som gör det möjligt att beräkna de olika flödena i enlighet med teorin. Fördjupningar av de olika delarna i den konceptuella modellen görs i efterföljande kapitel.

### 4.1 Drivkrafter

Vatten är alltid i rörelse men med olika hastighet, beroende på var i systemet det befinner sig. Från atmosfären når vattnet marken genom att gravitationens nedåtriktade kraft på vattendropparna överstiger de uppåtriktade krafterna orsakade av luftmolekylerna. Transporten av vatten från marken till atmosfären sker på helt andra krafter. Vattnet kan ta vägen genom växten, eller transporteras direkt från marken till atmosfären, vilken det når som ånga. I växten ligger avdunstningsytorna uppe i bladen och det krävs en motkraft till gravitationskraften för att lyfta vattnet till denna nivå. I höga träd kan det 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, under ideala förhållanden ( $1 \text{ atm} = 10 \text{ m H}_2\text{O} = 1000 \text{ mbar} = 1 \text{ bar} = 0.1 \text{ MPa}$ ). Krafter i storleksordningen 1 MPa kan alltså krävas för att lyfta vattnet från marken till en höjd motsvarande en trädkronas (100 m). Den faktor som orsakar en så stor 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 med andra ord från att energi i samband med avdunstningen omsätts till en skillnad i vattnets energitillstånd (se vidare om energibalansen och vattenpotential).

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. Detta är möjligt tack vare de starka kohesionskrafterna mellan vattenmolekylerna, adhesionskrafterna till växtens cellväggar och växtcellernas struktur.

Den drivande kraften för den uppåtriktade vattentransporten i systemet mark-växt-atmosfär är nettostrålningen,  $R_n$ . Genom energiomvandling från strålningsenergi till andra energiformer kan förflyttning av vatten ske. När vi vill studera vattentransport i systemet mark-växt-atmosfär måste vi därför också studera energibalansen för detta system.

### 4.2 Bladyornas energibalans

Vi börjar med att studera hur energin från solen, i form av strålningsenergi, absorberas av bladen och omsätts i andra energiformer som verkar drivande för vattentransport.

### *Nettostrålning*

Den strålningsenergi som bladen absorberar härrör inte enbart från solen. Alla kroppar varmare än absoluta nollpunkten utsänder energi. *Nettostrålningen* ( $R_n$ ) är, generellt sett, nettot av alla strålningsflöden till den studerade ytan, och erhålls genom att mäta all strålning ovanför lövverket på den avsedda växtplatsen ifråga (för en precisare definition av nettostrålning se kap 7). Denna nettostrålningen uppdelas mellan växten och marken. För att kunna särskilja den del som tillfaller enbart växten, vilken är svår att mäta direkt, måste vi beräkna nettostrålningen vid markytan under lövverket ( $R_{ng}$ ). Vi utgår då från ett resonemang om hur solstrålningen absorberas av lövverket.

Solstrålningen träffar först de översta bladen. En del av strålningen absorberas av dessa blad, en annan del träffar bladen men reflekteras ut i luften igen varav en viss del reflekteras 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 (av den mängd som når skiktet), avtar strålningen ned genom beståndet enligt Beer's lag med försvagningskoefficienten  $\kappa$ . Strålningen avtar exponentiellt genom beståndet mot markytan. Då hela bladverket penetrerats är *nettostrålningen vid markytan*,  $R_{ng}$ :

$$R_{ng} = R_n \cdot e^{(-\kappa LAI)} \quad 4.1$$

Bladyteindex, LAI (leaf area index), uttrycker hur mycket sammanlagd bladyta (enkelsidig) som finns ovanför en markyteenhet ( $m^2/m^2$ ). I absoluta termer innebär ekv 4.1 att mest energi absorberas i de övre skikten av lövverket. Denna modell för strålningsabsorption har främst giltighet för den kortvågiga solstrålningen, men har också visat sig gälla för nettostrålningen. Skillnaden mellan nettostrålningen vid markytan och den vid lövverkets topp (som avsåg både växt och mark), är den mängd *strålningsenergi som absorberats av lövverket* ( $R_{nc}$ ) och som kan användas för omformning till andra energiformer i bladen (se vidare kap 7).

$$R_{nc} = R_n (1 - e^{(-\kappa LAI)}) \quad 4.2$$

Ett bladverk med mer vertikalt, än horisontellt, orienterade blad släpper igenom mer strålning. Detta bladverk har då ett lägre värde på försvagningskoefficienten och mindre strålningsenergi absorberas.

### *Latent värme flöde*

När solstrålningen når växten absorberas energin i denna strålning av vattnet i bladen. Vattenmolekylerna erhåller därmed sådan fart av den energi som tillförts dem, att bindningarna mellan molekylerna släpper. Molekylerna går i sär och bildar gas. Vattnet avdunstar. Som gasmolekyler kan de sedan lämna bladet genom små öppningar i ytan på bladen, de s k klyvöppningarna (stomata, se kap 6). Denna process kallas *transpiration* ( $E_T$ ) och är ett flöde av en viss mängd  $H_2O$ -molekyler (g

$\text{H}_2\text{O}/\text{m}^2/\text{s}$ ). Energin som åtgår för att avdunsta 1 kg vatten är i stort sett konstant 2.45 MJ/kg (vid 20 °C) och kallas det *latenta värmnet* (L eller  $\lambda$ ). 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. Värmen är latent. Produkten av det latenta värmnet (L) och transpirationen ( $E_T$ ) blir det *latenta värmeflödet* ( $LE_T$  [(J g<sup>-1</sup>)(g s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup>) = J s<sup>-1</sup> m<sup>-2</sup> = W m<sup>-2</sup>]).

Det latenta värmeflödet bestäms av (i) tillgången på hur mycket vatten som kan avdunsta, (ii) förutsättningar för vattenångetransport och (iii) tillgänglig energi. Flödet sker från det energirika tillståndet till det energifattiga. Detta innebär att transporten sker från den plats där det råder högt ångtryck till den plats där ångtrycket är lägre, och är proportionell mot skillnaden mellan ångtrycket vid bladytan ( $e_{cs}$ ) och ångtrycket i den omgivande luften ( $e_a$ ). Luften närmast avdunstningsytorna antas vara mättad, och detta mätnadsångtryck påverkas lätt av förändringar av temperaturen (se ekv 8.11).

Det latenta värmeflödet uttrycks i enheten energi. Tryckskillnaden måste alltså konverteras till denna enhet. Detta sker med koefficienter som är relativt konstanta. I korthet sker konverteringen som följer: *Psykrometerkonstanten* ( $\gamma$ ) konverterar tryckenhet till en temperaturenhet ( $1/\gamma$ ) [K/Pa]; *specifika värmnet* ( $C_p$ ) omvandlar temperaturenhet till en energimängd per viktsenhet luft [J g<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>]; och *densiteten* ( $\rho_a$ ) ger per volymenhet luft från per viktsenhet [g/m<sup>3</sup>].

Drivkraften för vattenångeflöde är med andra ord en skillnad i ångtryck mellan bladytan och den omgivande luften. Mot denna kraft verkar motstånd som gör att skillnaden inte omedelbart utjämnas. Utjämnningen sker med ett flöde, vilket inkluderar dimensionen tid. *Det latenta värmeflödet* (transpirationen multiplicerat med latenta värmnet) uttrycks som:

$$LE_T = \frac{\rho_a C_p}{\gamma} \cdot \frac{(e_{cs} - e_a)}{(r_c + r_a)} \quad 4.3$$

Transpirationsmotståndet påverkas av två mekanismer; (i) stomatas öppningsgrad, vilka kontrolleras av växtens fysiologiska egenskaper och (ii) 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 ( $r_c + r_a$ ).

Det aerodynamiska motståndet är ett uttryck för svårigheten att transportera molekyler i luften. Latenta värmen är kopplad till vattenångemolekylernas fastillstånd och motståndet för transport av latent värme är följaktligen detsamma som motståndet för transport av dessa molekyler. Transporten av molekyler från en plats till en annan befrämjas av att *vindhastigheten* ( $u$ ) är hög. Vinden avser här luftmolekylernas horisontella hastighet. Då vinden träffar växtdelar (lövverk etc) omfördelas dess rörelseenergi så att turbulens uppstår. Därmed ökar den vertikala transporten och, som ett resultat av detta, överföringen av värme mellan blad och ovanliggande atmosfär. Beroende på ytans struktur kommer den horisontella vinden att avta olika över olika typer av ytor (barmark, skog etc). Om vindhastigheten på hög höjd (låt säga 500 m) skulle vara densamma för två ytor med olika struktur,

kommer vinden strax ovanför den skrovligare ytan (t ex skog) att vara lägre än för den jämnare ytan (t ex jordbruksgröda). Detta innebär att mer turbulens bildats över den skrovliga ytan och det aerodynamiska motståndet blir därför lägre.

Vid neutralt skiktad atmosfär (temperaturen avtar med 1 °C per 100m) 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* ( $r_a$ ) beror av vindhastighet och vegetationens struktur, i form av de två skrovlighetsparametrarna  $z_0$  och  $z_d$  (se kap 8 och jfr speciellt ekv 8.23):

$$r_a = \frac{\ln^2((z_u - z_d)/z_0)}{k^2 u} \quad 4.4$$

där  $z_u$  är höjden över markytan där vinden är mätt,  $z_d$  nollplansförskjutningen (vegetationsytans höjd),  $z_0$  skrovlighetslängden (ett mått på ytans ojämnheter) och  $k$  är von Karmans konstant. Ekvationen visar att ju högre nollplansförskjutning och skrovlighetslängd, desto lägre motstånd.

Vid icke neutralt skiktad atmosfär, tillkommer krafter som påverkar luftens vertikala rörelser, beroende på att ett luftpaket som rör sig vertikalt till en ny nivå får en temperatur som skiljer sig från temperaturen på denna nivå. Formeln för det aerodynamiska motståndet måste då modifieras (se kap 8 och t ex Rosenberg m fl, 1984).

### ***Sensibelt värme flöde***

När bladen absorberar solstrålning ökar deras temperatur ( $T_c$ ). Luftmolekylerna allra närmast ytan blir i stort sett lika varma som bladet, eftersom bladen har en mycket liten värmelagringsförmåga. Temperaturen är en avspegling av molekylernas rörelseenergi. Värme transporteras från det energirika tillståndet till det energifattiga dvs från den varma bladytan mot den kallare luften intill ( $T_a$ ). Detta flöde av energi kan vi känna med vår hud, det känns varmt och kallas *sensibelt värme flöde* ( $H_T$ ). På svenska kallas det ibland förnimbart värme flöde därför att man kan känna det med huden. Flödet är sålunda proportionellt mot skillnaden i temperatur ( $T_c - T_a$ ) mellan bladen och luften. Temperaturen översätts till en energimängd genom att multipliceras med det specifika värmeför luftens ( $C_p$ ) och luftens densitet ( $\rho_a$ ). Luftmolekylerna utjämnar skillnader i temperatur mellan olika platser genom att själva transporteras. Precis som för vattenångemolekylerna, beror denna transport på det aerodynamiska motståndet ( $r_a$ ). Dock verkar inget stomatamotstånd på dessa molekyler eftersom de uppvärms vid bladytan utanför stomata.

$$H_T = \frac{\rho_a \cdot C_p (T_c - T_a)}{r_a} \quad 4.5$$

### **Energibalansen**

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 första huvudsats* (se t.ex. Chang 1994);

***Energi kan endast omvandlas, ej skapas eller förgöras.***

Konsekvensen av denna lag är att summan av alla energiflöden till och från bladytan måste bli noll. Det betyder att den strålningsenergi som absorberats av lövverket ( $R_{nc}$ ) skall fördelas på sensibelt värmefflöde ( $H_T$ ), latent värmefflöde ( $LE_T$ ) och ledning ned i bladen. Bladen är dock så tunna att de kan betraktas som en yta och deras värmelagringsförmåga kan därmed försummas (dvs ingen värmeledning i bladen). Likaledes kan omsättningen av energi i kemiska reaktioner, t ex fotosyntes, försummas i *bladens energibalans*, som nu blir:

$$R_{nc} - H_T - LE_T = 0 \quad 4.6$$

Det är viktigt hur vi definierar riktningarna på flödena. Strålningen har här definierats som positiv *mot* ytan. Det sensibla och det latent värmefflödet definieras som positiva när de går *från* ytan. Detta för att strålningsenergin är den huvudsakliga tillförseln av energi och för att transpiration alltid sker från växten, samt att det är praktiskt att arbeta med positiva termer. Ett negativt värde på transpirationen ( $E_T$ ) innebär kondensation. (En fullständig form på energibalansen ges i ekv 8.1).

Energien 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 [ $W/m^2$ ]. Vi avser med denna kvadratmeter en horisontell markyta, dvs alla blad som ryms ovanför denna yta inbegrips i balansen.

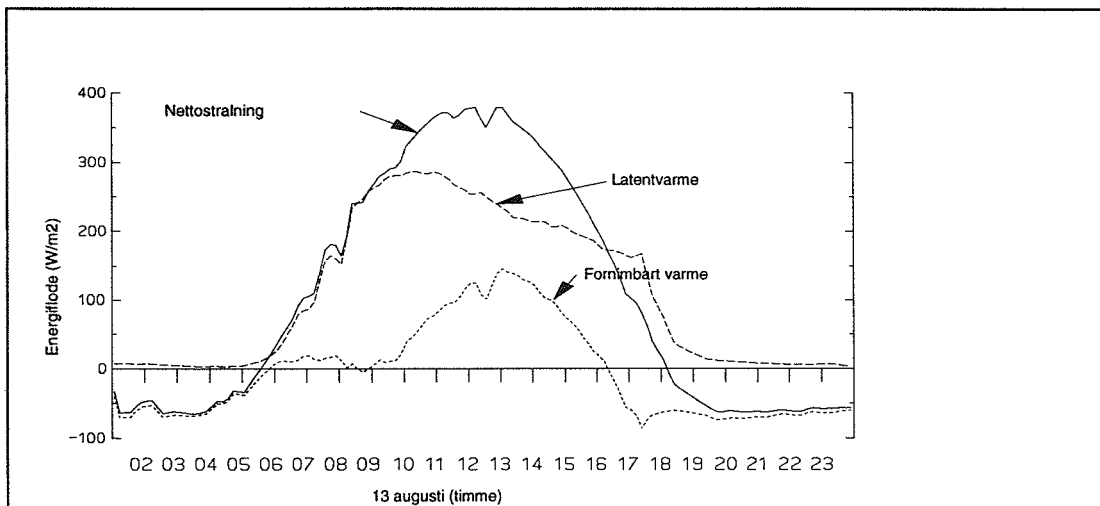
Det är variationen i den inkommande solstrålningen som i huvudsak bestämmer variationerna i nettostrålningen. Den utgående komponenten i nettostrålningen beror på lövverkets temperaturer och orsakar mindre variationer. Under en solig svensk sommardag kan den inkommande solstrålningen uppgå till  $800 \text{ W m}^{-2}$  medan den utgående strålningen kan variera från ungefär  $50 \text{ W m}^{-2}$  på natten, när bladen är svala, till  $400 \text{ W m}^{-2}$  mitt på dagen. Den resulterande nettostrålningen (skillnaden mellan inkommande och utgående strålning) kan i ett sådant fall uppvisa ett dygnsförlopp liknande det i figur 4.1.

### **Bladyttemperaturen**

Bladytans temperatur ( $T_c$ ) är den okända faktor som vi kan lösa ut med hjälp av energibalansen. Både det latent och det sensibla värmefflödet är funktioner av yttemperaturen.

$$R_n - H_T(T_c) - LE_T(T_c) = 0 \quad 4.7$$

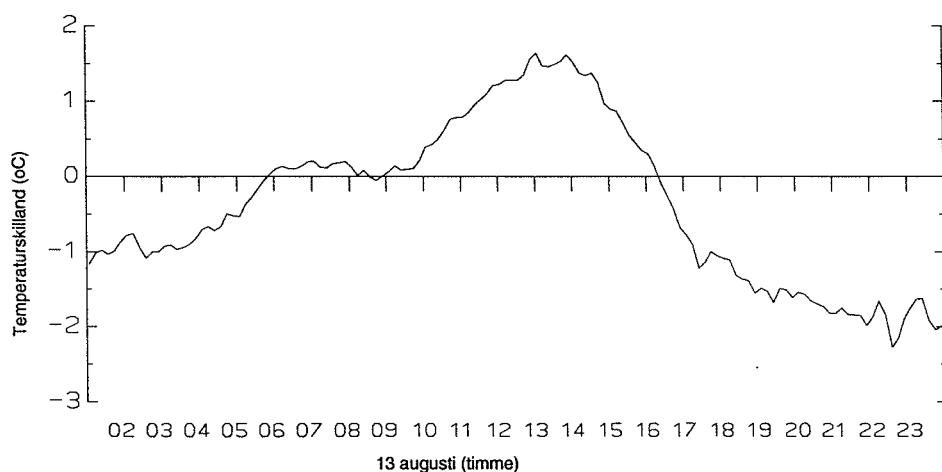
Energibalansen ger här en entydig lösning för temperaturen, men eftersom mätnadsångtrycket, som bestämmer transpirationen, ökar icke-linjärt med temperaturen (ekv 8.11) kan inte temperaturen lösas analytiskt utan vissa antaganden. Numeriskt kan vi bestämma temperaturen genom att anta att energibalansen bara behöver vara uppfylld till en viss given noggrannhet (dvs ej exakt, men i realiteten är denna noggrannhet dock fullt tillräcklig). Balansen uppnås 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 (ekv 8.28). På detta sätt erhålls en analytisk lösning på temperaturen.



**Figur 4.1.** De olika komponenterna i bladens energibalans en solig sommardag i södra (mellersta) Sverige. Simuleringen är gjord med SPAC modellen (se kap 5) för en Salixgröda med LAI = 5, på en mark med hög vattenpotential, i Uppsala. Nettostrålning som absorberats av lövverket =  $R_{nc}$ , latent värme =  $LE_T$ , förnimbart (sensibelt) värme =  $H_T$ .

På natten åtgår endast lite energi till avdunstning ( $LE_T$  är mycket liten). Bladens energiförluster genom utstrålning balanseras av att bladen uppvärms av omgivande luft (som i sin tur kyls av). Det sensibla värmeflödet är i stort sett lika stort som nettostrålningen. När solen går upp på morgonen ökar nettostrålningen i och med att solstrålningen ökar, och efter ca en timme är solstrålningen lika stor som bladens utstrålning, vilket innebär att nettostrålningen är noll. I det läget har avdunstningen (transpirationen) börjat komma igång. Det latent värmeflödet ökar. I detta läge är bladen lika varma som luften. Det sensibla värmeflödet fortsätter dock inte att öka, ty förutsättningarna för transpiration är så bra att den ökade tillgången på strålningsenergi åtgår till fasomvandlingen av vatten till vattenånga. Detta pågår fram till tio-tiden då instrålningen är så stor att energi blir över i avdunstningsprocessen, i det här fallet beroende på att förutsättningarna för transpirationen försämrats (stomatomotståndet har börjat öka). Bladytan värms upp och det sensibla värmeflödet ökar (vilket leder till uppvärmning av omgivande luft). På eftermiddagen sjunker instrålningen samtidigt som övriga förutsättningar för avdunstning åter förbättras. Strax innan skymningen räcker nettostrålningen inte längre till som energikälla, och värme erhålls då från omgivande luft också (sensibla värmeflödet  $< 0$ ).





**Figur 4.2.** Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en solig sommardag. Samma växt, mark och väderförhållanden och modell som i figur 4.1.

I figur 4.2 visas hur temperaturskillnaden mellan blad och luft varierar för samma situation som beskrevs i figur 4.1. Eftersom temperaturskillnaden är drivkraften för det sensibla värmeflödet (ekv 4.5), uppvisar temperaturdifferensen mycket stora likheter med detta flöde. Skillnader beror på att det aerodynamiska motståndet varierar. På natten balanseras nettostrålningen (ca  $-50 \text{ W m}^{-2}$ ) av en avkyllning av bladen med ca  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ , jämfört med omgivande luft. Om vinden varit starkare skulle det ha räckt med en mindre avkyllning. Mitt på dagen ser vi att förutsättningarna för transpiration orsakat att bladens temperatur blivit ca  $2 \text{ }^\circ\text{C}$  varmare än omgivande luft. På eftermiddagen avtar temperaturskillnaden i och med att instrålningen avtar, samtidigt som förutsättningarna för avdunstning är relativt goda (luften är relativt torr på eftermiddagen). Förutsättningarna för avdunstning är så goda att t o m ett tillskott av energi genom avkyllning av bladen till en temperatur som ligger under omgivningens temperatur, är nödvändigt (se t ex kl 18<sup>10</sup> då  $R_{nc} = 0$ ). Vi ser dock att det sensibla värmeflödet slutar att minska vid solens nedgång och att det därefter balanserar den negativa nettostrålningen (fig 4.1). Bladens temperatur fortsätter dock att bli allt svalare jämfört med den omgivande luften. Detta kan förklaras med att vinden successivt avtar, dvs. för att balansera den negativa strålningsbalansen som uppstår på kvällen måste värmeenergi transporteras från luften till bladytan. När vinden avtar försvåras denna transport (det aerodynamiska motståndet ökar, se ekv 4.4) och för att upprätthålla transporten på en nivå som bestäms av energibalansen, bildas en större drivkraft för transporten. Temperaturskillnaden blir större genom att ytans temperatur minskar i förhållande till luftens.

I det här resonemanget har vi betraktat strålningsbalansen som konservativ genom att anta att temperaturen ställer in sig efter strålningen. Men strålningsbalansen ändras också med temperaturen. När bladytans temperatur sjunker avtar utstrålningen från ytan och strålningsbalansen blir därför mindre negativ. Därmed krävs en mindre sänkning av yttemperaturen för att upprätthålla energibalansen. En jämvikt uppstår som är presenterad i figur 4.2.

Givet en viss strålningsbalans är det förutsättningarna för avdunstning som bestämmer yttemperaturen. Detta kan illustreras av det fall då nettostrålningen är noll nära gryning och skymning (kl 5<sup>30</sup> och 18<sup>10</sup>, fig 4.1). Då ska det latent värmefflödet från ytan och det sensibla värmefflödet mot ytan balansera varandra. Är förutsättningarna goda för avdunstning måste mer energi tas från det sensibla värmefflödet, som då blir negativt, vilket innebär att värme transporteras från luften mot ytan.

### 4.3 Växten och markens vattenbalans

Växten innehåller mycket vatten. Mer än hälften av dess vikt är vatten. Det 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% (detta tal varierar kraftigt mellan olika arter), 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 [gH<sub>2</sub>O/m<sup>2</sup>]. Detta är den *samlade mängden lättillgängligt vatten i växten* (m<sub>V</sub>) över denna yta och finns lokaliserat relativt nära avdunstningsytorna i bladens celler. Den *maximala mängden (massan) lättillgängligt vatten* (m<sub>Vmax</sub>), antas vara proportionell mot bladytans storlek (LAI) och *lagringskapaciteten för en bladytenhet* (m<sub>V0</sub>).

$$m_{VMax} = m_{V0} LAI \quad 4.8$$

Växtens vatteninnehåll kan förändras snabbt under dagen, och bestäms av skillnaden mellan hur mycket som tas upp via rötterna (F<sub>U</sub>) (se avsnitt 4.6), och hur mycket som förloras genom avdunstning via bladens klyvöppningar (E<sub>T</sub>). *Ändringen i växtens vatteninnehåll* (δm<sub>V</sub>) under tidsintervallet δt (t ex 60 sekunder) blir då skillnaden mellan flödena (som t ex uttrycks per sekund), multiplicerat med tidsintervallets längd.

$$\delta m_V = (F_U - E_T) \delta t \quad 4.9$$

Inom rotzonen i marken finns vattnet som är tillgängligt för växten. Detta förråd fylls på vid regn upp till en viss gräns över vilken det inte ryms mer vatten. I denna situation är *markens relativa vattenhalt* som störst (θ<sub>s</sub>) (vattenmättnad är nådd). Den *maximala massan växttillgängligt vatten i marken* per markytenhet (m<sub>gMax</sub>) bestäms av den aktuella jordvolymen som är proportionell mot rotdjupet (z<sub>r</sub>) [m], vattenhalten (θ) [m<sup>3</sup>Vatten/m<sup>3</sup>Mark] som vid mättnad är lika med den totala porvolymen i marken, den sk porositeten, samt hur mycket en volymsenhet vatten väger, dvs vattnets densitet (ρ<sub>w</sub>) [g/m<sup>3</sup>].

$$m_{gMax} = \rho_w \theta_s z_r \quad 4.10$$

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

$$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t \quad 4.11$$

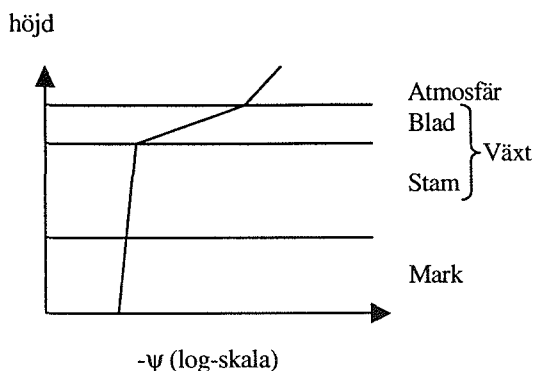
Till detta kommer att markprofilen kan tillföras vatten genom sk kapillär upptransport från underliggande våtare lager. Det som bestämmer hur mycket regn som når markytan behandlas senare, liksom växternas upptag. *Markyteavdunstningen* ( $E_g$ ) behandlas dock inte vidare i detta kompendium. Den beräknas på liknande sätt som avdunstningen från växten. Ofta används Penman-Monteiths kombinationsformel för avdunstning, vilken beskrivs i detalj i kap 8 (se ekv 8.30). Energibalansen för *markytan* måste härvid också beakta värmelagringen i jorden under markytan (se kap 9). Det aerodynamiska motståndet i luften inne i lövverket (om ett sådant är aktuellt) ovanför markytan, ökar med ökad bladyta. Stor bladyta "isolerar" markytan från atmosfären och sänker markyteavdunstningen. Det finns för markytan (med viss analogi med bladytan) ett motstånd mot avdunstning, vilket är kopplat till ytans beskaffenhet. Detta motstånd ökar när det relativa vatteninnehållet minskar (jämför Jansson, 1991).

#### 4.4 Vattnets energitillstånd och begreppet vattenpotential

Vattnets energitillstånd representeras av dess *vattenpotential* ( $\psi$ ). Innan vi betraktar hur denna styr vattentransporterna, förklaras begreppet vattenpotential översiktligt, och de väsentligaste skillnaderna mellan vattnets energitillstånd i mark, växt och atmosfär beskrivs.

Det är skillnader i energitillstånd hos vattnet i mark-, växt-, atmosfärsystemet, dvs olika vattenpotentialer, som möjliggör dess transport. Det är solen som levererar den energi som behövs för att bygga upp vissa av dessa potentialskillnader. (I ett stort perspektiv kan man säga att alla potentialer byggs upp av energi från solen). Därmed inte sagt att potentialerna försvinner på natten, när solen inte lyser. Transporterna av vatten sker från det höga till det låga energitillståndet, vilket därmed reducerar potentialskillnaderna. Grovt sett kan man säga att vattenpotentialen minskar gradvis från grundvattenytan upp mot atmosfärens "topp", vilket medför att vattnet i marken förflyttas uppåt för att utjämna differensen (fig 4.3).

Vattnets energitillstånd är kopplat till de krafter som verkar på vattenmolekylerna. Vattenpotentialen uttrycker hur energitillståndet hos vattnet på den aktuella platsen förhåller sig till motsvarande tillstånd hos vattenmolekyler i en tänkt referenssituation; fritt och rent vatten vid jordytan som är utsatt för normalt lufttryck. Detta referensvatten har 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.



**Figur 4.3.** Vattenpotentialens ( $\psi$ ) gradient i systemet mark, växt och atmosfär.

Vattenpotentialen för vattnet inne i en tvättsvamp 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 p g a svampens struktur. Vattenpotentialen för vattnet i svampen är därför negativ. Överallt i marken och växten befinner sig vattnet normalt i ett lägre energitillstånd än det tänkta referensvattnet med vattenpotentialen noll, dvs ett arbete behöver tillföras för att återge vattnet dess fria form. Vattenpotentialen i dessa system är negativ. 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 fullständig definition av begreppet vattenpotential kommer i slutet av detta avsnitt.

Låt oss börja med att repetera hur begreppen kraft, tryck och energi förhåller sig till varandra. En *kraft* orsakas av att något som har en tyngd (massa) accelererar, dvs ändrar sin hastighet. I t ex en behållare med vatten, bromsas vattenmolekylerna upp när de rör sig mot behållarens väggar. Vattenmolekylerna orsakar därmed en kraft på väggen. Kraft uttrycks i  $\text{kg m s}^{-2} = \text{N}$ . De samlade krafter som verkar på en viss bestämd ytenhet ( $\text{m}^2$ ) av väggen, orsakar ett *tryck* mot denna vägg, vilket uttrycks i  $\text{N m}^{-2} = \text{Pa}$ . Vattenpotentialen mäts i ofta i enheten Pa. I växten är dessa tryck ofta stora, och MPa (miljoner Pascal) används därför normalt som enhet. Trycket kan också ge ett mått på energin hos de partiklar som utövar trycket, vilket fås genom att multiplicera trycket mot väggen med volymen för vattnet. Trycket motsvarar sålunda energin per volymsenhet, och kan uttryckas som  $\text{J m}^{-3} = \text{Pa}$ .

I **marken** består vattenpotentialen huvudsakligen av tre komponenter, *tryck- eller matrixpotentialen* ( $\psi_{\text{Pressure(Matrix)}}$ ), *osmospotentialen* ( $\psi_{\text{Solute}}$ ) och *gravitationspotentialen* ( $\psi_{\text{Grav}}$ ). Det finns ett flertal ytterligare krafter som verkar på vattenmolekylerna och bidrar till värdet på vattenpotentialen i marken (se t ex Kutilek & Nielsen 1994). De viktigaste komponenterna i *markvattenpotentialen* ( $\psi_g$ ) är dock:

$$\psi_g = \psi_{\text{Pressure(Matrix)}} + \psi_{\text{Solute}} + \psi_{\text{Grav}} \quad 4.12$$

Principiellt olika mekanismer styr komponenterna, vilka alla dock resulterar i att energi krävs för att återge vattnet dess fria form. Den första komponenten kallas *tryck- eller matrixpotentialen* ( $\Psi_{\text{Pressure(Matrix)}}$ ), och är den viktigaste delen i vattenpotentialen för marken i den *omättade* zonen. Matrixpotentialen är en sorts tryckpotential. En tryckpotential uppkommer av att omgivande material orsakar tryck (positivt eller negativt) på, i detta fall, vattenmolekylerna i marken. För den omättade zonen i marken, brukar tryckpotentialen kallas matrixpotential p g a att den är betingad av markens struktur. Matrixpotentialen är alltid negativ, vilket beror på att det omgivande materialet orsakar ett negativt tryck på vattenmolekylerna, när marken ej är mättad. Det negativa trycket uppkommer av att vattenmolekylerna attraheras starkt till jordpartiklarna, vilket i kombination med det faktum att marken innehåller luft, ger upphov till sk ytspänningsfenomen. Ytspänningen innebär att vattenmolekylerna påverkas av krafter orsakade av attraktion mellan molekyler av olika sort (adhesion), samt av attraktion mellan vattenmolekylerna själva (kohesion). Krafterna på vattnet samverkar och ger upphov till den så kallade kapillärkraften (se vidare t ex Hillel, 1980), vilken transporterar vattnet från platser med hög vattenpotential till platser där vattenpotentialen är lägre (se t ex Grip&Rodhe, 1985). När marken torkar ut ökar kapillärkrafterna dramatiskt beroende på vilken typ av jord det är. Små partiklar har en stor partikelyta per jordvolym, och effekten blir därmed större.

Lösta ämnen i marken ger upphov till en annan komponent i den totala vattenpotentialen för marken, nämligen *osmopotentialen* ( $\Psi_{\text{Solute}}$ ). För att separera vattenmolekylerna från de lösta ämnena, och därmed återge vattenmolekylerna dess fria form, krävs arbete och osmopotentialen blir därför negativ.

Gravitationskraften ger vatten på olika nivåer i markprofilen olika lägespotential, och ger därmed upphov till den tredje komponenten i vattenpotentialen för marken, *gravitationspotentialen* ( $\Psi_{\text{Grav}}$ ). Denna blir av betydelse när marken är vattenmättad. Vatten transporteras från den högre lägespotentialen till den lägre. Den kraft som lägespotentialen ger upphov till är inte stor i jämförelse med hur stor kapillärkraften kan vara, men när marken är vattenmättad är å andra sidan den sistnämnda kraften mycket liten.

För **växten** gäller samma principer för vattenpotentialen som för marken. Beroende på vilken plats i växten man betraktar, har komponenterna dock olika betydelse. De viktigaste faktorerna som bestämmer *vattenpotentialen i växten* ( $\Psi_c$ ) är *tryckpotentialen* ( $\Psi_{\text{Pressure}}$ ), *osmopotentialen* ( $\Psi_{\text{Solute}}$ ), *turgorpotentialen* ( $\Psi_{\text{Turgor}}$ ) och *gravitationspotentialen* ( $\Psi_{\text{Grav}}$ ) (se vidare t ex Salisbury & Ross 1992).

$$\Psi_c = \Psi_{\text{Pressure}} + \Psi_{\text{Solute}} + \Psi_{\text{Turgor}} + \Psi_{\text{Grav}} \quad 4.13$$

Vid växtens avdunsningsytor i bladen och i de övre delarna av vattnets ledningsbanor, är vattnet bundet till cellväggarna med adhesionskrafter, och ytspänningsfenomen bildas vid närvaron av luft på liknande sätt som för matrixpotentialen i marken, vilket ger upphov till en *tryckpotential* ( $\Psi_{\text{Pressure}}$ ). Längre ned i växtens ledningsbanor förekommer dock inte luft i systemet och adhesionskrafterna får därmed en underordnad roll.

I levande celler i växten är mängden lösta ämnen relativt stort, vilka ger upphov till en annan komponent i vattenpotentialen för växten, *osmopotentialen* ( $\psi_{\text{Solute}}$ ). Osmopotentialen är en förhållandevis viktig del av den totala vattenpotentialen i växten. För att separera vattenmolekyler från de lösta ämnena och återge vattenmolekylerna dess fria form, krävs arbete och osmopotentialen är därmed negativ.

När osmosen orsakar att vatten förs in i växtcellen, uppstår en motriktad tryckkraft, turgor, på vattnet inne i cellen från cellväggen. Denna tryckkraft ger upphov till en annan tryckpotential, *turgorpotentialen* ( $\psi_{\text{Turgor}}$ ). (Denna benämns ofta  $\psi_{\text{Pressure}}$ , men för att skilja denna tryckpotential från den ovanstående, har vi kallat den  $\psi_{\text{Turgor}}$  i detta avsnitt.) Turgorpotentialen är alltid positiv. Osmos- och turgorpotentialen verkar sålunda mot varandra, men eftersom osmosen är den drivande kraften som sedan ger upphov till tryckkraften, är den sammanlagda potentialen ( $\psi_{\text{Solute}} + \psi_{\text{Turgor}}$ ) mindre än, eller på sin höjd, lika med noll. Turgorpotentialen inkluderas inte i den totala vattenpotentialen för växten, om det är potentialen i ledningsbanorna som skall beräknas, eftersom dessa kärl innehåller luft.

Precis som för marken verkar gravitationskraften också på vattnet i växten. I växten är gravitationskraften i förhållande till de andra krafterna mycket liten, men i de fall växten har en betydande höjd (träd), blir dess bidrag till vattenpotentialen ej försumbar, och en *gravitationspotential* ( $\psi_{\text{Grav}}$ ) inkluderas därmed i den totala vattenpotentialen för växten.

I **atmosfären** uttrycks vattnets energitillstånd, *vattenpotentialen i atmosfären* ( $\psi_{\text{Air}}$ ), i termer av ångtryck, eller rättare sagt, vattenångemolekylernas rörelseenergi. Det observerade ångtrycket är ett mått på rörelseenergin. Den torrare luften har färre ångmolekyler och ett lägre energitillstånd än den fuktigare luften. För att göra den torrare luften fuktigare måste vattenångemolekyler med en viss rörelseenergi tillföras, vilket därmed höjer vattenpotentialen. Potentialen kan uttryckas i termer av relativ luftfuktighet ( $h_a$ ) (ekv 8.12), vilket är ett mått på hur mycket fuktighet som luften faktiskt innehåller, i relation till hur mycket den maximalt kan innehålla innan kondensation sker. Vattenpotentialen är ett relativt mått, och från Gibbs fria energi och begreppet kemisk potential, kan luftens vattenpotential därmed relateras till dess relativa fuktighet och temperatur ( $T_a$ ) (Salisbury & Ross, 1992):

$$\psi_{\text{Air}} = \zeta \cdot T_a \cdot \ln\left(\frac{h_a}{100}\right) \quad 4.14$$

där  $\zeta$  är en konstant. Normalt används dock inte detta mått på luftens fuktighet, utan i stället används den relativa fuktigheten. Vi har använt det här för att visa hur begreppet vattenpotential hänger ihop för mark, växt och atmosfär. Vattendroppar i atmosfären (moln och regndroppar), vilka bestämmer vattentransporten från atmosfär till mark och växt, har också en vattenpotential, vilken huvudsakligen beror på gravitationskraften. Vattentransporten från mark och växt till atmosfär beror däremot på vattenångans vattenpotential.

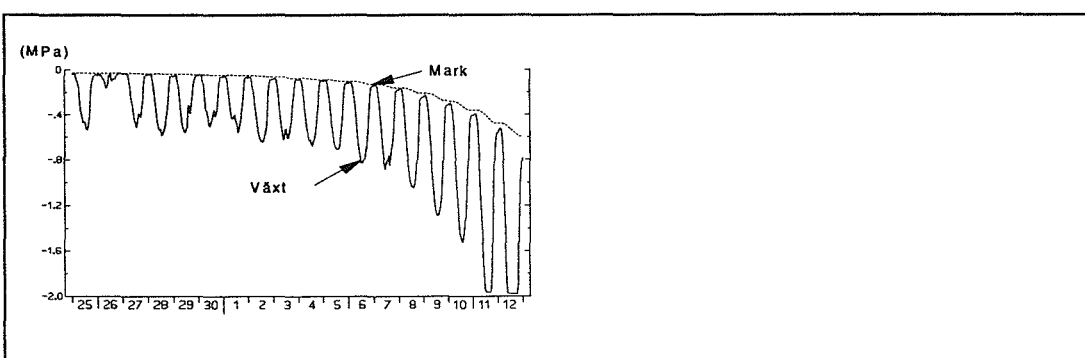
Sätter vi in normala värden på luftfuktigheten ser vi att den största variationen i vattenpotential finns i luften. Typiska värden för marken är 0 till -1.5 MPa, för växten 0 till -2.5 MPa och för luften 0 till -150 MPa. I luften sjunker

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. Ett exempel ges i figur 4.4.

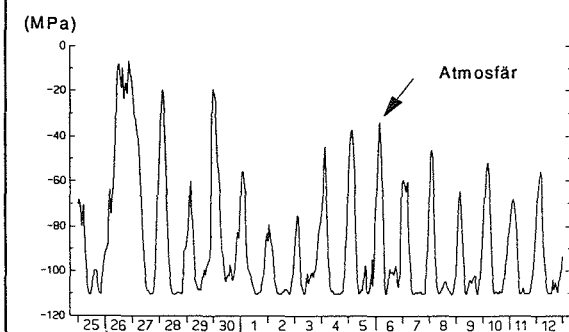
Vi är nu mogna att sätta upp en lite mer strikt definition på vattenpotential (förkortad från Marshall and Holmes 1988):

*Vattenpotential = det arbete som krävs per volymenhet vatten för att överföra fritt rent vatten i en viss position där normalt atmosfärstryck råder till vatten i lösning och/eller i en annan position.*

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



**Figur 4.4a.** Med SPAC-modellen simulerad vattenpotential i mark och växt under ett upptorkningsförlopp 25 juni till 12 juli 1994 i Uppsala. Växten är en energiskog (Salix) på en relativt lerig jord. Växtens vattenpotential sjunker kraftigt mitt på dagen men återhämtar sig på natten till markens vattenpotential, som dock sjunker successivt p g a de ackumulerade vattenförlusterna genom avdunstning. Mot slutet av perioden blir vattenpotentialen i bladen så låg att bladen tenderar att vissna mitt på dagen.



**Figur 4.4b.** Vattenpotentialen i atmosfären är som lägst -10 MPa och på dagarna ca 100 ggr större än i mark och växt.

## 4.5 Vattenpotential och vattenhalt

Förhållandet mellan tillgängligt vatten och vattenpotential brukar för marken representeras med åtminstone två principiellt olika utseenden. I området nära vattenmättnad minskar vattenpotentialen approximativt linjärt med förändringar i vattenhalten. När det mesta lättillgängliga vattnet har försvunnit, är det resterande vattnet relativt hårt bundet till marken. I denna omättade jord verkar kapillärkrafter på vattnet. 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. I den omättade zonen beräknas markvattenpotentialen, utifrån vattenhalten, enligt Brooks & Coreys formel där  $c_{BC}$  är en porstorlekskoefficient (se vidare t ex SOIL-modellen, Jansson 1991, alternativa funktioner finns också se t ex van Genuchten m fl, 1989).

$$\text{Linjärt} \quad \psi_g = f(\theta) \quad \text{nära mättnad} \quad 4.15$$

$$\text{Brooks \& Corey} \quad \psi_g^{-c_{BC}} = f(\theta) \quad \text{i övrigt} \quad 4.16$$

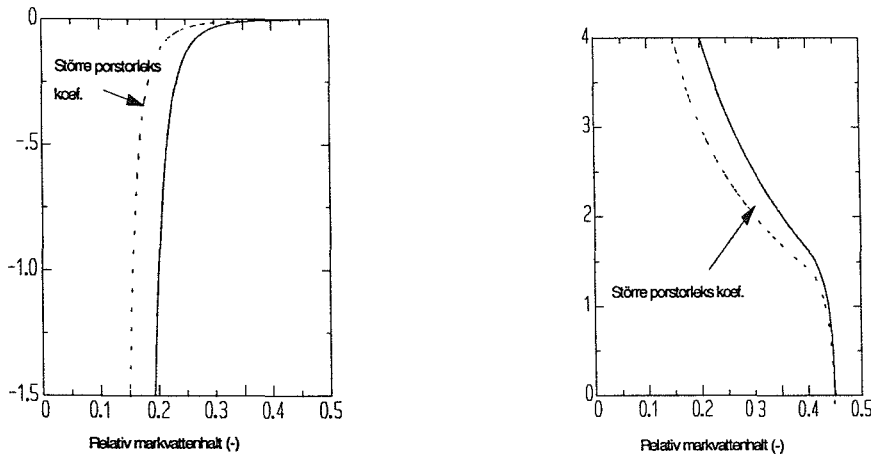
Förhållandet mellan vattenpotential och vattenhalt i den omättade zonen beror av kapillärkrafterna, vilka i sin tur beror på markpartiklarnas storlek och speciellt hur partiklar med olika storlekar fördelar sig i marken. Mängden organiskt material har också betydelse för hur hårt bundet vattnet är. Humuslagret i skogen har t ex en hög vattenhållande förmåga. Trots den stora mängden vatten detta kan innehålla i våta situationer är, vattnet lika hårt bundet som i en mineral jord med lägre vattenhalt.

Förhållandet mellan vattenpotential och vattenhalt är sålunda starkt beroende av marktyp, och måste bestämmas med mätningar för varje ny lokal. Speciellt viktigt är det att känna till förhållandet mellan dessa för att kunna bedöma växtens vattenupptagningsförmåga i torksituationer. Även när avrinning av vatten studeras, är markens egenskaper nära mättnad av stor vikt. Markens porvolym (porositet) bestämmer hur mycket vatten som marken maximalt kan innehålla, och porstorleksfördelningar (sprickor mm) avgör hur snabbt vattnet transporteras nedåt i profilen. Jorden som illustreras i figur 4.5 är en relativt finkornig jord och, jämfört med en grovkornig jord (med större porstorlekskoefficient,  $c_{BC}$ , sand t ex), minskar vattenpotentialen kraftigare med minskad vattenhalt.

Vi har definierat vattenpotential som vattnets energitillstånd uttryckt per volymsenhet vatten ( $\text{J m}^{-3}$ ; se kap 4.4). Inom markfysiken har vattenpotentialen traditionellt definierats som energitillstånd i relation till vattnets tyngd. Tyngden av en kubikmeter vatten (1000 liter) är  $1000 \text{ kg} \cdot 9.81 \text{ m s}^{-2} = 9810 \text{ N}$ . Om detta tal för enkelhets skull avrundas till 10000, fås att enheten för vattenpotentialen per tyngdenhet blir  $\text{J (10}^4\text{N)}^{-1} = \text{Nm (10}^4\text{N)}^{-1} = 10^{-4} \text{ m} = 0.1 \text{ mm}$ . Enheten för vattenpotential blir sålunda en sträcka. Denna sträcka symboliserar höjden på den vattenpelare som utövar trycket c:a 1 Pa på sin botten. Normalt används dock enheten cm vattenpelare. 1 MPa motsvarar alltså ungefär  $10^4 \text{ cmH}_2\text{O}$  (eller mer exakt 9810 cm  $\text{H}_2\text{O}$ ; se t ex Kutilek & Nielsen 1994). Detta tryck är positivt, vilket medför att den negativa vattenpotentialen måste byta tecken. Definitionen på

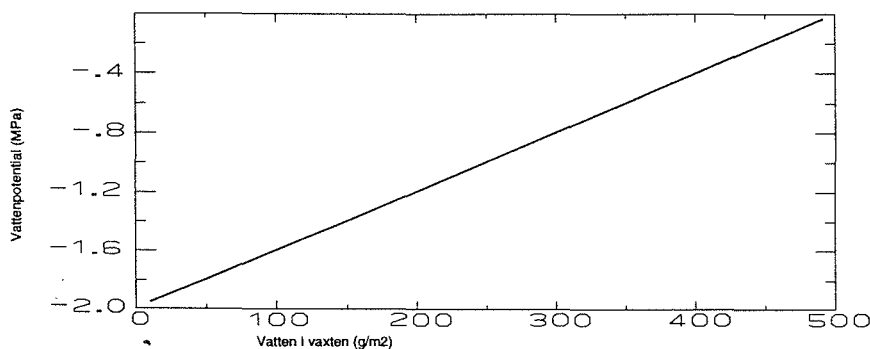


vattenpotentialen ändras till att vara det arbete som krävs för att återge vattnet sin fria och rena form, när man använder enheten cm vattenpelare. Relationen mellan vattenpotential och markvattenhalt beskrivs ofta med en sk pF-kurva. pF-värdet är logaritmen av vattenpotentialen. Omvandling till logaritmen görs för att kunna beskriva kurvans form med större upplösning i området med höga vattenhalter (fig 4.5b).



**Figur 4.5.** Markvattenpotentialen som en funktion av markens relativa vattenhalt.  
a) markvattenpotentialen (MPa) uttryckt enligt definitionen för vattenpotential  
b) pF-kurva: markvattenpotentialen (pF) uttryckt i enheten pF (den sk pF-kurvan;  $pF = \log(-|\psi_g| 10200)$ ). Porstorlekskoefficient =  $c_{BC}$  i Brooks & Coreys ekvation (se text). Relationen har använts i simuleringen presenterad i figur 5.1

Vattenpotentialen i bladen beror 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 i växten ( $m_v = m_{vMax}$ ), är vattenpotentialen som störst ( $\psi_{cMax}$ ) dvs nära noll. När det lättillgängliga vattnet är slut ( $m_v = 0$ ), är potentialen som lägst ( $\psi_{cMin}$ ) och växten vissnar. Däremellan ändras potentialen linjärt med vatteninnehållet (fig 4.6).



**Figur 4.6.** Bladens vattenpotential som funktion av växtens innehåll av lättillgängligt vatten.  $\psi_c = \psi_{cMax} - (\psi_{cMax} - \psi_{cMin})(1 - m_v / m_{vMax})$ . Relationen har använts i simuleringarna presenterade i figur 4.1-4.4, 4.8-4.10 och 5.1.

Huruvida relationen mellan vatteninnehåll och vattenpotential för blad alltid är linjär är ej helt fastlagt. Antagandet innebär att vid en uttorkning är summan av förändringarna i de olika vattenpotentialkomponenterna (osmopotentialen minskar, turgorpotentialen minskar, mm) proportionell mot mängden förlorat vatten. Avvikelse från detta har noterats, men mätningar visar att funktionen fungerar som en relativt god approximation.

#### 4.6 Vattenflöden från mark genom växt till atmosfär

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

Beroende på vattenpotential i marken ( $\psi_g$ ), och avståndet mellan rot och det vatten som växten kan ta upp, varierar motståndet för vattentransport i marken. Detta motstånd brukar benämnas *mark-rotmotståndet* ( $r_g$ ), och påverkas också av olika markegenskaper och rotutbredning (se nedan). När vattnet tagit sig fram till rotytan möter det på en annan typ av motstånd, vilket beror på biologiska processer och strukturer i växten. Detta motstånd kallas *växtmotståndet* ( $r_p$ ), och inkluderar alla motstånd på vattenflödet från rotytan till den lättillgängliga poolen i bladen. Vattnet passerar först motståndet i marken och sedan det i växten, innan det når bladen, vilket innebär att dessa motstånd är kopplade i serie. Rotupptaget tecknas som:

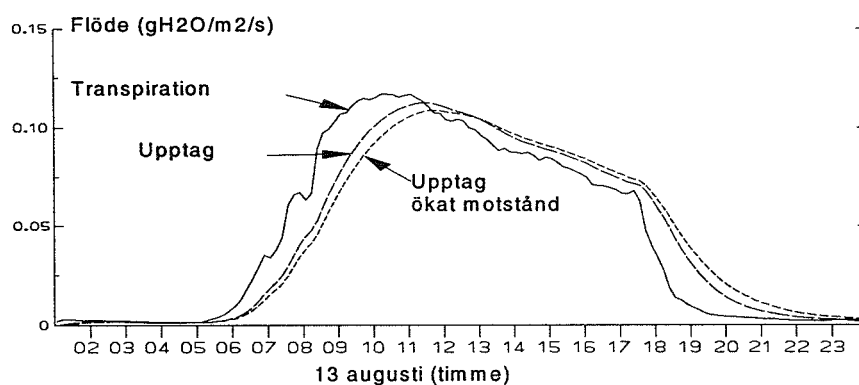
$$F_U = \frac{\psi_g - \psi_c}{r_g + r_p} \quad 4.17$$

Rotupptaget, transpirationen och motståndets variation över dygnet beskrivs i figur 4.7.

Motståndet för transport av vatten fram till rotytan (mark-rotmotståndet,  $r_g$ , se ekv 4.17) består av två delar. Transporten av vatten i marken beror på markens textur. Nära mättnad är motståndet lägre i en grovkornig jord (t ex sand) än i en finkornigare jord. Vid upptorkning, när vattenhalten och vattenpotentialen sjunker, ökar motståndet för vattentransport i marken (fig 4.8). Denna ökning är större desto grovkornigare jorden är, vilket innebär att i den sandigare jorden försämras transportmöjligheterna snabbt med ökad upptorkning. I markfysiken används begreppet konduktivitet istället för motstånd (se t ex Hillel 1980), dvs motstånden angivna ovan representeras av konduktiviteten vid mättade och omättade förhållanden.

Motståndet i växten orsakar att upptaget sker senare än transpirationen. Om vi betraktar den soliga sommardagen igen, ser vi hur transpirationen ökar på morgonen (fig 4.7; transpirationskurvan här är direkt proportionell mot det latent värmeflödet (fig 4.1, se ekv 4.3).

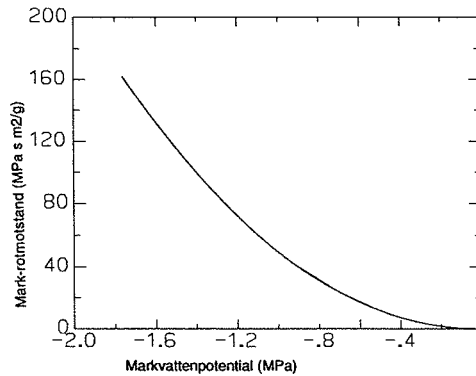
Vattenförlusten i bladen orsakar en sänkning av vattenpotentialen jämfört med marken, och det uppstår en kraft för upptransport av vatten. Upptaget sätter i gång omedelbart, men storleksmässigt ligger det efter med drygt en halvtimme. Man ser också (fig 4.7) att transpirationen kan förändras snabbt, medan upptaget uppvisar relativt små förändringar. Detta beror på att vädret uppvisar snabba variationer som transpirationen reagerar på direkt. Upptagets variationer dämpas däremot av den mellanliggande vattenpoolen i bladen.



**Figur 4.7.** Simulerad transpiration och upptag. Dels för ett standard fall, dels för ett fall då växtmotståndet ökats med knappt 40 %. Samma växt, mark och väder förhållanden, samt modell som i figur 4.1.

Redan vid tiotiden har transpirationen nått sitt högsta värde. Sedan avtar den, och en timme senare är upptaget lika stort som transpirationen. Härefter är tillförseln av vatten större än förlusten, och växten börjar återhämta sin vattenstatus. Detta innebär att vattenpotentialen vid denna tidpunkt är som lägst (se fig 4.6) och drivkraften för upptaget som störst. Därmed når upptaget också sitt högsta värde (ekv 4.17). Ändringen i växtens vatteninnehåll är noll, dvs upptag och transpiration är lika stora (ekv 4.9). Transpirationen är som störst vid tiotiden trots att strålningsenergin är som högst mitt på dagen (fig 4.1) och ångtrycksdeficitet (ekv 8.13) är som störst på eftermiddagen. Vad är då skälet till att transpirationen börjar minska redan på förmiddagen? Därför att motståndet för transpirationen ökat. Klyvöppningarna har börjat stänga på de försämrade vattenförhållandena för växten. I detta fall beror det sannolikt på att ångtrycksdeficitet i luften ökat, men en annan trolig orsak skulle kunna vara att vattenpotentialen i bladen sjunkit (se vidare kap 6). Om motståndet för transport i växten är stort (se ökat motstånd i figur 4.7), ökar tidsdifferensen mellan transpiration och upptag därför att det krävs lägre vattenpotential i bladen för att uppnå samma flöde (ökad drivkraft kompenserar ökat motstånd, ekv 4.17). Av samma skäl blir upptaget nu högre på kvällen. Eftersom upptaget varit lägre tidigare på dagen har växten ett större vattenunderskott som måste ersättas. Vattenpotentialen förblir låg även längre fram på kvällen, och det dröjer innan växtens vattenstatus återgått till den ursprungliga vattenstatus den hade innan transpirationen började.

Den andra delen i mark-rotmotståndet är relaterad till vilken sträcka vattnet måste transporteras för att nå rotytan. Detta avstånd beror på rötternas utbredning och är alltså en biologiskt kontrollerad egenskap som här representeras av koefficienten  $b_g$ . Ett stort effektivt rotsystem ger litet avstånd för transport, och därmed litet motstånd, dvs ett lågt värde på  $b_g$ .



**Figur 4.8.** Mark-rotmotståndet som funktion av markvattenpotentialen för samma jord som i figur 4.5a och b.

#### 4.7 Interception av nederbörd

När det regnar lägger sig ett lager med vatten på bladytorna, regnet fångas upp av bladen, intercepteras. Det blir fuktigt vid stomataöppningen, och luften närmast bladytan ( $e_a$ ) blir därför mättad. Därmed blir gradienten i ångtryck över stomatapassagen,  $e_{cs} - e_a$ , lika med noll, vilket innebär att det inte längre finns någon drivkraft för transport av vatten genom stomata. Transpirationen upphör och avdunstning sker istället från vattnet på bladen. Denna kallas för *interceptionsavdunstning* ( $E_i$ ).

$$E_i = \frac{\rho_a C_p}{\gamma L} \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a} \quad 4.18$$

där  $e_s$  är mätnadsångtrycket närmast bladytan (det som kallas  $e_a$  i ekv 4.3, i vilken luften ej är mättad på vatten) och  $e_a$  är den omgivande luftens ångtryck, vilket sålunda *inte* är ett mätnadsångtryck. Eftersom stomatamotståndet ej verkar på denna avdunstning är  $r_c = 0$  (jmfir ekv 4.3), och inkluderas inte i ekvationen för interceptionsavdunstningen. Dessutom är transporten i luften ofta är mycket effektiv, dvs  $r_a$  är litet, vilket innebär att det totala motståndet blir lågt jämfört med det motstånd som verkar på transpirationen. Därmed blir interceptionsavdunstningen väldigt hög, trots att de drivande krafterna för avdunstning ofta är små, jämfört med en solig dag. En regnig dag är ångtrycket vid de våta bladytorna lägre än motsvarande ångtryck vid de transpirerande ytorna inne i stomata. Dessutom är ångtrycket i den omgivande luften ( $e_a$ ) oftast högre en regnig dag än en solig dag.

Av det regn som faller ned mot lövverket ( $P$ ), fångas (intercepteras) en del upp av bladen och resten når markytan ( $P_g$ ). För varje tidssteg ger regnet på detta sätt ett tillskott av *vatten på bladen* ( $m_{VI}$ ). Men samtidigt som regnet faller, avdunstar det vatten från bladytorna, och *nettoändringen av intercepterat vatten* ( $\delta m_{VI}$ ) blir skillnaden i inflöde och utflöde.

$$\delta m_{VI} = (P - P_g - E_I) \delta t \quad 4.19$$

Den mängd vatten som intercepteras beror på bladens orientering och ytstruktur, vilka ger växten en specifik förmåga ( $\kappa_P$ ) att ta upp vatten per bladyteenhet (LAI). Den mängd som ej tas upp faller ned till marken ( $P_g$ ) och fyller på markvattenmagasinet. I analogi med hur strålningen försvagas på sin väg ned genom lövverket till markytan kan *nederbörden som når marken* ( $P_g$ ) beräknas som en funktion av hur mycket som når lövverkets topp.

$$P_g = P e^{-\kappa_P LAI} \quad 4.20$$

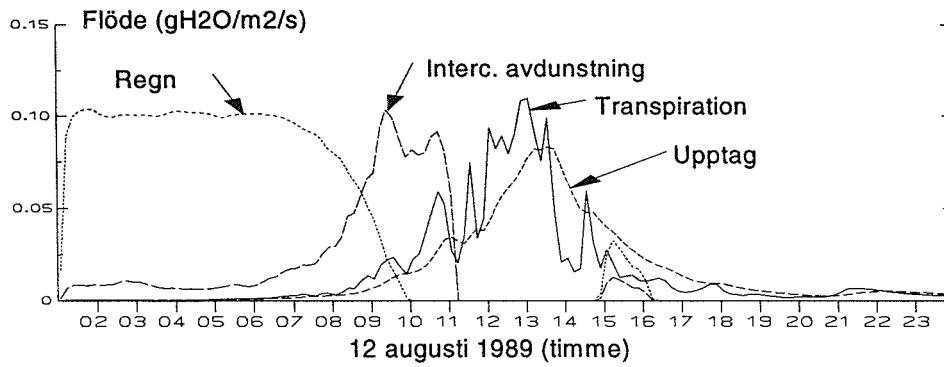
Interceptionen av vatten når så småningom en övre gräns då mer regn inte orsakar mer vatten på bladen. Denna gräns bestäms av bladens förmåga att hålla vatten ( $m_{VI0}$ ) och mängden bladyta ( $m_{VI\text{Max}} = m_{VI0} LAI$ ). Likheten ovan mellan nederbördens och strålningens försvagning (ekv 4.1) är konceptuell. Helt olika mekanismer verkar på vattendroppar och strålning. Vattendropparna påverkas t ex av luftens rörelse (turbulens) i lövverket (se t ex Jiagan 1988). Denna skillnad återspeglar sig i helt olika värden på försvagningskoefficienterna för nederbörd ( $\kappa_P$ ) och strålning ( $\kappa$ , ekv 4.1). Försvagningskoefficienten för regn är väsentligt lägre, dvs en förhållandevis större andel av regnet når marken, än vad som är fallet för strålningen. Det finns många alternativa metoder att bestämma mängden vatten som intercepteras. Den enklaste bygger på att mängden intercepterat vatten i stort sett är proportionell mot mängden regn. En annan bygger på att lövverket har en maximal förmåga att fånga upp regn (liknande den angiven ovan). När regnmängden understiger den maximala interceptionskapaciteten, avtar interceptionen exponentiellt.

När alla blad är våta verkar endast det aerodynamiska motståndet på avdunstningen. Innan alla blad blivit blöta (eller då en del av lövverket torkat upp efter ett regn) sker transpiration även 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*  $T_{ct}$ .

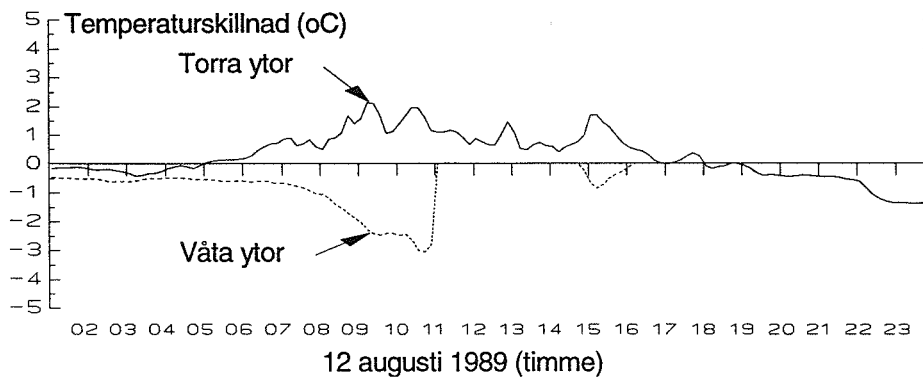
$$R_{nt} - H_I(T_{cl}) - LE_I(T_{cl}) = 0 \quad \text{våta ytor} \quad 4.21$$

$$R_{nt} - H_T(T_{ct}) - LE_T(T_{ct}) = 0 \quad \text{torra ytor} \quad 4.22$$

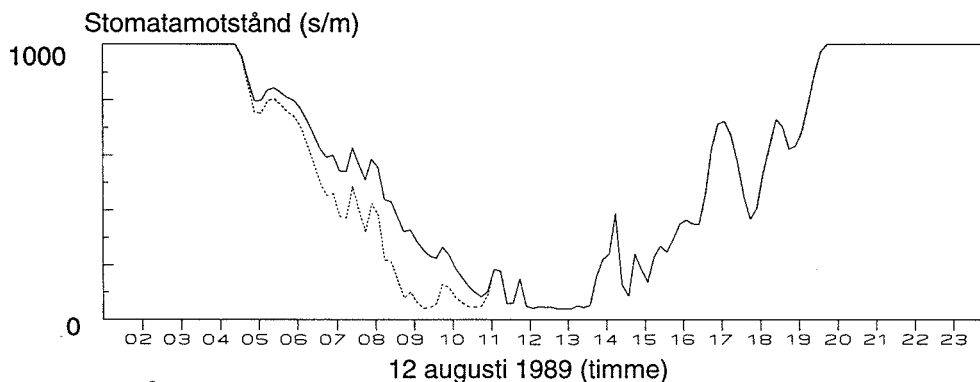
Strålningsenergin som absorberas av lövverket (se ekv. 4.1) fördelas på både torra och våta ytor (dvs  $R_{nc} = R_{nl} + R_{nT}$ ). Hur stor andel som tillfaller respektive ytor beror på hur regnet fördelar sig i lövverket. Om det i huvudsak är de översta bladen som är våta, absorberar dessa ytor en förhållandevis stor andel av strålningen, vilket skulle kunna vara fallet i början av ett regn. Motsatsen gäller om det i huvudsak är bladen närmast marken som är våta, vilket i stället skulle kunna vara fallet vid upptorkningen efter det att det värsta regnet är över. Ett första enkelt antagande är dock att den absorberade strålningen fördelar sig mellan de våta och torra ytorna i proportion till hur stora dessa ytor är.



**Figur 4.9.** Simulerad interceptionsavdunstning, transpiration och upptag för en delvis regnig sommardag. Samma växt och mark förhållanden och modell som i figur 4.1, men simuleringen är gjord för dagen innan.



**Figur 4.10.** Skillnaden mellan bladens temperatur och luftens temperatur en regnig sommardag, dels för de transpirerande ytorna dels för de våta ytorna med interceperat vatten (samma förutsättningar som i figur 4.9).



**Figur 4.11.** Stomatamotståndet uttryckt per markytenhet för en regnig dag. Dels det faktiska motståndet (heldragen linje), dels det motstånd som skulle varit om alla bladytor vore torra (samma förutsättningar som i figur 4.9).

Ett exempel på hur avdunstning av interceperat vatten, transpiration och rotupptag kan ske samtidigt framgår av figur 4.9. Då delar av lövverket är vått, minskar antalet transpirerande stomata per markyteenhet, och stomatamotståndet ökar därmed, jämfört med då hela lövverket är torrt. Denna ökning antas, något förenklat, ske i proportion till andelen våt yta. Att de två ytornas energibalanser skiljer sig åt framgår bl a av att de våta ytorna får betydligt lägre temperatur än de torra (fig 4.10, ekv 4.21-22).

Under den dag som avses i figur 4.9-11, regnar det relativt lätt hela natten och en bit in på morgonen. Avdunstning av interceperat regn pågår hela natten, trots att ingen solstrålningsenergi finns tillgänglig. Energi erhålls istället genom avkylning av bladen, vilket sätter igång ett värmefflöde till bladen från den omgivande luften (ekv 4.5). När solen börjar stiga, öppnar sig stomata och den tillgängliga energin för avdunstning och transpiration ökar snabbt. Genom de ej vattentäckta klyvöppningarna startar transpirationen. Efter den tidpunkt då interceptionsavdunstningen överstiger nederbördsinterceptionen, kommer en allt större andel av bladytan att torka upp, och transpiration kan då ske genom allt fler klyvöppningar. Följaktligen minskar stomatamotståndet uttryckt per horisontell markyteenhet. Upptaget av vatten från marken kommer också igång som en följd av växtens transpiration. Regnet slutar vid tiotiden på förmiddagen, men hela bladverket hinner inte torka upp förrän drygt en timme senare. Det har varit en relativt fuktig dag med ett lågt ångtrycksdeficit, vilket endast har gett en liten drivkraft för avdunstningen. Dessutom har transpirationen hämmats, i stort sett hela förmiddagen, av att interceperat vatten indirekt ökat stomatamotståndet per enhet markyta (notera, att enskilda stomata inte ändrat sitt motstånd, utan att ett visst antal tagits ur bruk vad avser transpirationen p g a att de varit täckta av vatten).

Under den efterföljande natten, är nettostrålningen bara lite under noll p g a molnbildning. Molnen orsakar en långvågsstrålning mot lövverket, vilken är nästan lika stor som den strålning som utgår från lövverket (ekv 7.14). Detta visar sig genom att de torra ytorna (där ingen transpiration sker på natten) endast är lite kallare än den omgivande luften (fig 4.10). Ett litet flöde av sensibelt värme ska balanseras av nettostrålningen (ekv 4.6). De våta ytorna är något kallare (ungefär 0,5 °C) än luften, därför att energi åtgår till avdunstningen av interceperat vatten. När solen går upp ökar avkylningen av de våta bladen ytterligare, trots att mer strålningsenergi nu finns tillgänglig. Tydligt är att solens uppgång befrämjat förutsättningarna för interceptionsavdunstning så mycket, att behovet av energi till avdunstning har ökat mer än vad den ökade tillförseln av energi genom solstrålning förmår att täcka. Fram på dagen är temperatursänkningen av de våta bladen ganska stor, men det återstår då endast en mycket liten andel av den totala bladytan som fortfarande är våt.

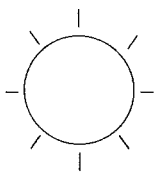
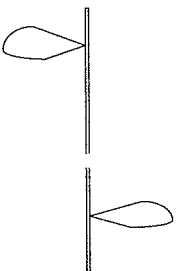
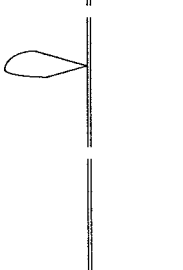
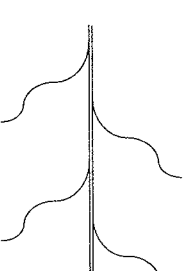
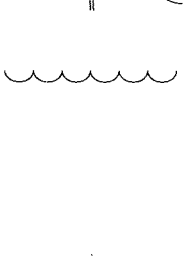


För de torra ytorna, där transpiration sker, råder motsatta förhållanden. Transpirationen ökar inte i samma utsträckning som den tillförda strålningsenergin. Resultatet blir att bladytorna blir varmare än den omgivande luften. Skälet till att transpirationen inte ökar så mycket, är att det regnar, vilket påverkar stomatamotståndet (fig 4.11). Under den tidiga morgonen avtar motståndet för de enskilda stomata (dvs per bladyteenhet) raskt p g a den ökade solstrålningen, men samtidigt tilltar motståndet per markyteenhet orsakat av att alltmer bladyta blir våt, vilket leder till att transpirationen sker genom allt färre stomata. Värmeöverskottet avges från bladen som sensibelt värme, dvs bladytans temperatur ökar jämfört med



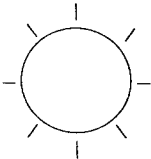
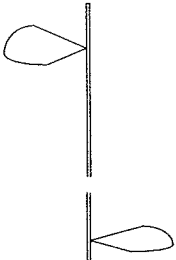
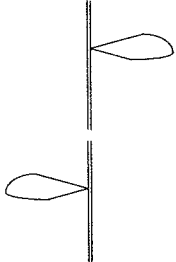

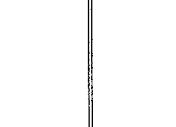
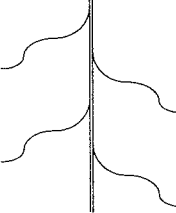

omgivningens. Efter ca 8<sup>00</sup> överstiger interceptionsavdunstningen den mängd vatten som intercepteras, och lövverket börjar succesivt att torka upp. Därmed anses en tendens till minskning av temperatur-skillnaden mellan luften och de torra bladytorna. Denna tendens orsakas av de bättre betingelserna för transpiration, vilket allokerar energi till denna process, varvid det sensibla värmeflödet minskar.

## 4.8 Sammanfattning

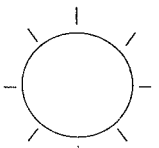
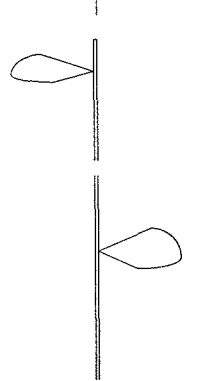
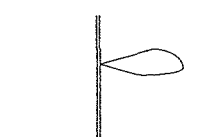
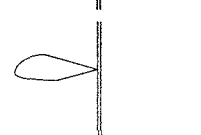
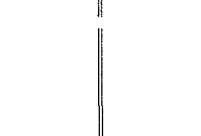
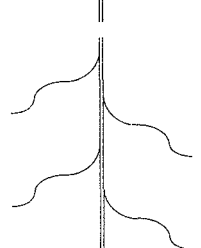
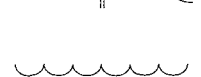
**Tabell 4.1.** Kortfattad beskrivning av vattnets tillstånd och transport från mark genom växt till atmosfär

	Vattnets energitillstånd	Vattenflöden	Beräkning	Ekvation
	Relativa luftfuktigheten är låg (ångtrycksdeficitet är högt)			
		Transpiration; fasomvandling vatten till vattenånga	Drivs av skillnaden i ångtryck mellan blad och atmosfär	$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$ (se ekv 4.3)
		Bladen förlorar vatten		$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ (ekv 4.9)
	Vattenpotentialen i bladen är lägre än i marken	Vattenpotentialen sjunker	Vattenpotentialen minskar linjärt med vatteninnehållet	$\psi_c = f(m_v)$ (se fig 4.6)
		Upptag av vatten från marken	Drivs av skillnaden i vattenpotential mellan mark och blad	$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$ (ekv 4.17)
		Nederbörd (minus interception) tillför vatten till marken. Marken förlorar vatten genom upptag, markytavdunstning och avrinning.		$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ (ekv 4.11)
	Vattenpotentialen i marken är relativt hög och bestäms av vattenhalten	Marken förlorar lite vatten relativt sett sitt totala innehåll	Vattenpotentialen sjunker fortare när det blir successivt torrare	$\psi_g = f(m_g)$ (ekv 4.15-16, fig 4.9)

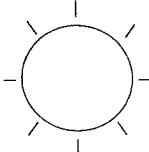
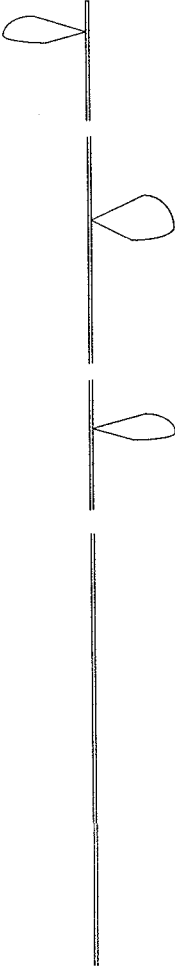
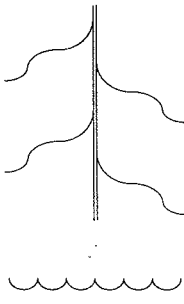
**Tabell 4.2.** Faktorer som styr vattnets flöden och tillstånd

	Ekvation	Faktor [Kapitel]
		<p><math>R_n</math> = Nettostrålningen beror på globalstrålningen [7]</p> <p><math>T_a</math> = Lufttemperaturen påverkar värmeflödena i energibalansen [4]</p> <p><math>e_a</math> = Aktuellt ångtryck, beror på relativ luftfuktighet och lufttemperatur (<math>e_a = h_a e_s(T_a)</math>) [8]</p> <p>Vindhastigheten påverkas av vegetationens struktur [8]</p>
	$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	<p><math>e_{cs}</math> = Mättnadsångtryck i bladen, beror på bladens temperatur (<math>T_c</math>).</p> <p><math>T_c</math> bestäms av energibalansen (<math>R_{nc} - LE_T - H_T = 0</math>) [4].</p> <p>Energibalansen beror på lövverkets strålningsbalans (<math>R_{nc}</math>) [7]</p> <p><math>r_a</math> = Aerodynamiskt motstånd, beror på vindhastigheten [8]</p> <p><math>r_c</math> = Stomatamotstånd [4, 6]</p>
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$	
	$\psi_c = f(m_v)$	$\psi_c$ = Vattenpotentialen är proportionell mot mängden lättillgängligt vatten [4, fig 4.6]
	$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	<p><math>r_p</math> = Motstånd i växten [6]</p> <p><math>r_g</math> = Motstånd från marken till rotytan. Ökar när vattenpotentialen i marken sjunker [4, fig 4.8]</p>
	$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$	<p><math>P_g</math> = Nedbörd till marken, beror på interception [4, ekv 4.20]</p> <p><math>E_g</math> = Markeyteavdunstning, beror på ytans temperatur som beror på markytans energibalans [9].</p> <p>Energibalansen beror på markytans strålningsbalans [4, 7].</p> <p>Atmosfäriskt utbyte vid markytan beror på luftrörelser i lövverket [8]</p>
	$\psi_g = f(m_g)$	$\psi_g$ = Vattenpotentialen är starkt beroende av vattenhalten. Beroendet varierar med marktyp [4]

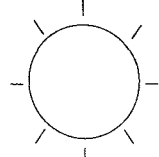
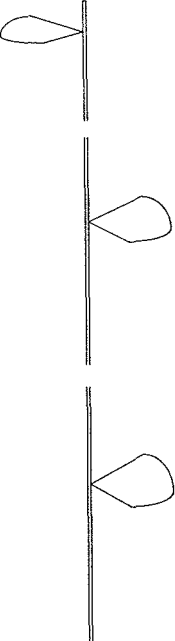


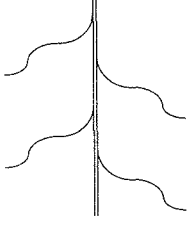

**Tabell 4.3.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att lufttemperaturen ( $T_a$ ) ökar (relativa luftfuktigheten antas vara oförändrad)

	Ekvation	Effekter
		a) Mättnadsångtrycket i atmosfären ökar ( $e_s=f(T_a)$ ) b) Aktuella ångtrycket i atmosfären ökar ( $e_a=h_a e_s$ ) dock alltid mindre än mättnadsångtrycket i atmosfären ( $h_a < 1$ )
	$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	c) Bladens temperatur ökar (energibalansen, ekv 4.7) och därmed också mättnadsångtrycket i bladen ( $e_{cs} = f(T_c)$ ) d) (b) och (c) innebär att drivkraften för transpirationen ( $e_{cs} - e_a$ ) ökar. e) (a) och (b) innebär att ångtrycksdeficitet ökar ( $\Delta e = e_s - e_a$ ) vilket ger att stomatamotståndet ökar. f) (d) och (e) innebär att både drivkraften och motstånd för transpirationen ökar, simulering visar nettoeffekt.
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$	<u>Följdieffekter om transpirationen ökar:</u> Mängden vatten i bladen minskar
	$\psi_c = f(m_v)$	Vattenpotentialen i bladen minskar (mer negativ). Detta kan orsaka att stomatamotståndet ökar
	$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	Drivkraften (vattenpotentialskillnaden) för upptaget ökar Upptaget ökar
	$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$	Mängden vatten i marken minskar p g a både den ökade transpirationen och den ökade markyteavdunstningen ( $E_g$ ökar som en direkt effekt av temperaturhöjningen).
	$\psi_g = f(m_g)$	Vattenpotentialen i marken minskar. Angående återkopplingar se Tabell 4.4

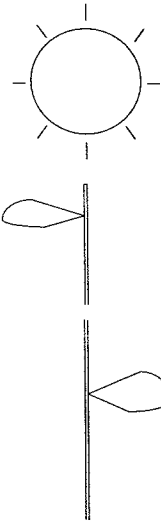
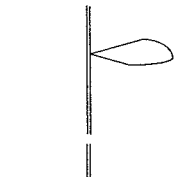
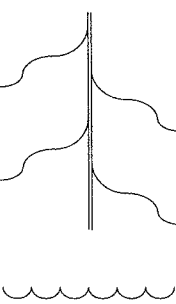
**Tabell 4.4.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att relativa luftfuktigheten ( $h_a$ ) minskar

	Ekvation	Effekter
		a) Aktuella ångtrycket i atmosfären minskar ( $e_a = h_a e_s$ )
	$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	b) (a) orsakar att drivkraften för transpirationen ökar ( $e_{cs} - e_a$ ) c) (a) orsakar att också ångtrycksdeficitet ökar ( $\Delta e = e_s - e_a$ ) och därmed ökar också stomatamotståndet (effekten troligen liten) d) (b) och (c) orsakar ökad drivkraft och ökat motstånd för transpirationen. simulering visar nettoeffekten.
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ $\psi_c = f(m_v)$	Följoeffekter: se Tabell 4.3. Återkoppling: Ökning i transpiration dämpas av den effekt den har på energibalansen. Bladytetemperaturen minskar och därmed också mättnadsångtrycket (kap 8) och därmed drivkraften för transpirationen ( $e_{cs} - e_a$ )
	$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	Återkoppling: Ökning i transpiration kan dämpas av den minskning i markvattenpotential detta orsakar. Minskad markvattenpotential ökar motståndet i marken och därmed mark-rotmotståndet ( $r_g$ , fig 4.8). Bli mark-rotmotståndet stort hämmas upptaget och mängden lättillgängligt vatten i växten blir litet. Vattenpotentialen i bladen sjunker (fig 4.6) vilket kan orsaka ökning av stomatamotståndet, alternativt tar i stort sett allt lättillgängligt vatten slut. Transpirationen minskar p g a av den dåliga tillförseln av vatten till bladen. Transpirationen är nu ej direkt begränsad av väderförhållandena (se ekv 4.5) utan av upptaget som beror på markens och växtens förmåga att transportera vatten upp till bladen. Vissa modeller (t ex SOIL modellen, Jansson 1991) använder en fördefinierad sk kritisk markvattenpotential för när denna situation inträder.
	$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ $\psi_g = f(m_g)$	(a) Orsakar att markyteavdunstningen ökar

**Tabell 4.5.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att vindhastigheten ( $u$ ) ökar

	Ekvation	Effekter
		a) Vindhastigheten ökar och därmed också turbulensen
	$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p \gamma L)$	b) (a) orsakar att aerodynamisk motståndet minskar (ekv 4.4, se kap 8) c) (b) orsakar att transpirationen (och latent värmefflödet) ökar därför att vattenångemolekyler transporteras bort lättare från bladen. d) (b) orsakar att det sensibla värmefflödet ökar därför att luftmolekyler i allmänhet transporteras bort lättare från (alternativt till) bladen ( $H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a$ ) d) (b) och (c) innebär att energi lättare transporteras bort (alternativt till) bladen. Bladens strålningsbalans är dock oförändrad (approximativt) och enligt energibalansen (ekv 4.6) ska summan av det latent och sensibla värmefflödet förbli konstant. Båda kan alltså inte öka. e) För det sensibla värmefflödet är det aerodynamiska motståndet det enda motståndet. För det latent värmefflödet tillkommer stomatamotståndet (om lövverket är torrt). Detta innebär att minskningen i det aerodynamiska motståndet har relativt sett störst betydelse för det sensibla värmefflödet. Det sensibla värmefflödet ökar. Enligt energibalansen (d) måste då det latent värmefflödet (transpirationen) minska.
	$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ $\psi_c = f(m_v)$	<u>Följdieffekter och återkopplingar:</u> se Tabellerna 4.3 och 4.4
	$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	
	$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$	
	$\psi_g = f(m_g)$	

**Tabell 4.6.** Effekter på vattnets flöden och tillstånd av att det regnar mer (P ökar)

Ekvation	Effekter
	<p>Tillsammans med regnökningen sker normalt en sänkning av temperaturen och en ökning av den relativa luftfuktigheten. Effekterna av liknande ändringar återfinns i Tabell 4.3 och 4.4. Nedan görs en analys av effekterna av själva tillförseln av regnvattnet till mark och växt.</p>
$E_T = k(e_{cs} - e_a) / (r_c + r_a)$ $k = (\rho C_p / \gamma L)$	<p>a) Större andel av bladens ytor blir blöta och färre stomata öppningar är fria för transpiration, dvs stomatamotståndet per markyteenhet (<math>r_c</math>, se ekv 6.1 och kap 4.7) ökar.</p> <p>b) En mindre andel av den strålningsenergi som absorberas av lövverket är tillgänglig för transpiration och en större andel går till de våta ytorna (kap 4.7)</p> <p>c) Både (a) och (b) orsakar en minskad transpiration. Om regnökningen är kopplad till en intensitetsökning (mer regnskurar orsakar krondropp) så blir effekten inte så stor som om den är kopplad till en intensitetssänkning. Ökat krondropp gör att en mindre andel av regnökningen intercepteras på bladen.</p>
	<p>d) Mer vatten når markytan (<math>P_g</math>, ekv 4.20) och markvattenhalten ökar (effekten blir mindre i händelse av en intensitetssänkning).</p> <p>e) (d) orsakar att markyteavdunstningen (<math>E_g</math>) ökar</p>
$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t$ $\psi_c = f(m_v)$ $F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$	<p>f) (d) orsakar att markvattenpotentialen (<math>\psi_g</math>, fig 4.5) ökar. Drivkraften för upptaget ökar och motståndet för transport i marken (<math>r_g</math>, fig 4.8) minskar. Upptaget (<math>F_U</math>) ökar och risken att transpirationen hämmas av för lite lättillgängligt vatten minskar.</p> <p>g) Mycket regn kan orsaka att avrinningen (<math>q_{Loss}</math>) ökar</p>
	
$\delta m_g = (P_g - F_U - E_g - q_{Loss}) \delta t$ $\psi_g = f(m_g)$	

## 4.9 Räkneuppgifter för vattentransport Mark-Växt-Atmosfär

Svar återfinns i Appendix

4.1)

Beräkna ändringen av vatteninnehållet i lövverket i ett Salix-bestånd från tiden  $10^{01}$  till  $10^{03}$ , en solig sommardag.

Lufttemperaturen ökar från 20 till 21°C under den första minuten samtidigt som luftfuktigheten minskar från 70 till 66%. Vindhastigheten 2 m ovanför beståndet är under hela perioden 2 m/s. Markvattenhalten är hög.

Beståndets höjd är 3 m och bladyteindex är 5. Mängden lättillgängligt vatten i bladen är kl  $10^{01}$  80 g per  $m^2$  bladyta. Maximalt kan denna mängd vara  $100 \text{ g/m}^2$  och då är vattenpotentialen 0. Bladens vissningsgräns är vid bladvattenpotentialen lika med -2 MPa. Stomatamotståndet per bladytenhet är 250 s/m och motståndet för vattentransport från rotytan till bladen är  $10 \text{ MPa s m}^2 \text{ g}^{-1}$ . Båda två är oförändrade under perioden.

Antag för enkelhets skull att bladens temperatur är densamma som luftens.

4.2)

Betrakta enbart den första minuten. Uppskatta felet i beräkningen av transpirationen orsakad av att du antog att bladens temperatur är densamma som luftens temperatur. Nettostrålningen för lövverket är  $300 \text{ W/m}^2$ . Om du inte vet hur du ska räkna ut detta så kan du följa stegen nedan.

a) Beräkna bladytans temperatur för det fall transpirationen är den du beräknade i 1)

b) Beräkna transpirationen om bladens temperatur är den du beräknat i a)

c) Beräkna bladytans temperatur för det fall transpirationen är den du beräknade i b)

d) Beräkna transpirationen om bladens temperatur är den du beräknade i c). Du bör nu ha en ungefärlig uppfattning om hur stor bladytans temperatur är och hur mycket du felbedömde transpirationen genom att anta att bladens temperatur är densamma som luftens.



## 5. Simulering av vattentransport i mark-växt-atmosfär

### 5.1 Simuleringsmodeller allmänt

Låt oss först kortfattat gå in på vad en simuleringsmodell är och samtidigt definiera de mest centrala begreppen man kommer i kontakt med när man använder en sådan modell.

Vårt grundläggande problem kan t ex vara 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.

Vårt system är i detta fall växten och dess nära omgivning. Vårt system är alltså begränsat i sin utsträckning; systemet har en rand. Randvillkoren är här förhållandena i luften. Detta innebär att vi inte ska simulera vädrets utveckling utan istället hur vårt system kommer att utvecklas under givna väderförhållanden.

Uppfattningen (idén) om hur väder och markförhållanden påverkar växten är en *konceptuell modell*. Denna modell är ofta klar i sina strukturer och teorier. Men för att utvärdera konsekvenserna av dessa i precisa termer, eller att jämföra med mätningar och därmed testa om teorierna är riktiga, måste de formaliseras.

Den konceptuella modellen ligger alltså till grund för att kunna göra en *formaliserad modell*. Teorierna ska formuleras i termer som kan utvärderas kvantitativt, dvs ekvationer. Teorin uttryckt med ord, t ex "när den omgivande luften är torr är förutsättningarna för avdunstning från de våta bladen goda", 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, alltså 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 de 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 sett 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, 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 hur mycket av en viss enhet som finns vid ett givet tillfälle. Enheten är t ex g  $\text{H}_2\text{O}/\text{m}^2$ , dvs massa vatten i växten per

kvadratmeter markyta. Flödet är orsaken till att tillståndet förändras med tiden och uttrycks 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 med vissa 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 och tillståndens egenskaper 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 beräkna randvillkoren till andra system som man vill studera (t ex en modell kan beräkna vattenflöden i marken som sedan är drivvariabler till en annan modell som beräknar kväve mineraliseringen (se t ex Johnsson m fl 1987).
- Som undervisningsredskap används den för att åskådliggöra förlopp i naturen, både redan kända och tänkbara, som annars ej låter sig göras av praktiska skäl (resurser i tid och rum räcker inte till). Också kopplingen mellan teorier och verklighet (oftast bestämd från mätningar) kan visas. Helt allmänt är modellen ett pedagogiskt verktyg för att åskådliggöra de dynamiska konsekvenserna av ett flertal matematiska samband (ekvationer), vilket görs i form av siffror, kurvor, bilder mm.
- Som prognosinstrument används den för att bedöma effekterna av vissa kända eller möjliga förändringar i systemet, eller i dess rand, t ex klimatförändringars effekt på transpirationen.

## 5.2 SPAC-modellen allmänt

För att numeriskt åskådliggöra de dynamiska konsekvenserna av teorin för vattnets transport från marken genom växten till atmosfären, som den framställts i kap 4, har simuleringsmodellen SPAC konstruerats (SPAC står för *Soil-Plant-Atmosphere-*

*Continuum*). På det sättet kan vi beräkna hur mätbara storheter för vattendynamiken (t ex, upptag, evapotranspiration mm) varierar över tiden med skiftande väder och förändrade växtegenskaper (t ex bladtyta). Lite grovt kan vi säga att i kap 4 gavs en statisk beskrivning av hur transportererna sker, dvs hur transporten sker i ett visst ögonblick. I de simulerade exemplen där SPAC-modellen användes (t ex fig 4.1) gavs dock en dynamisk bild. I modellen löstes dessa enskilda ekvationer i varje enskilt ögonblick, givet det väder mm som rådde i detta ögonblick. Därefter, i nästa ögonblick (i detta fall nästa minut), beräknades transportererna utgående från de nya förutsättningarna vilka till en del berodde på resultaten från beräkningarna från föregående ögonblick (t ex vatteninnehåll i mark och växt). Förutsättningar hade också ändrats på att väderförhållandena förändrats.

Det dynamiska förloppet kan åskådliggöras med hur vi beräknar förändringen i växtens vatteninnehåll. Under en minut förlorar den lättillgängliga poolen den beräknade transpirationen per sekund ( $E_T$ ; ekv 4.3) multiplicerat med 60 sekunder ( $\delta t$ ):  $\delta m_V = - E_T \delta t$ .

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:

$$m_V(t_2) = m_V(t_1) + \delta m_V \quad 5.1$$

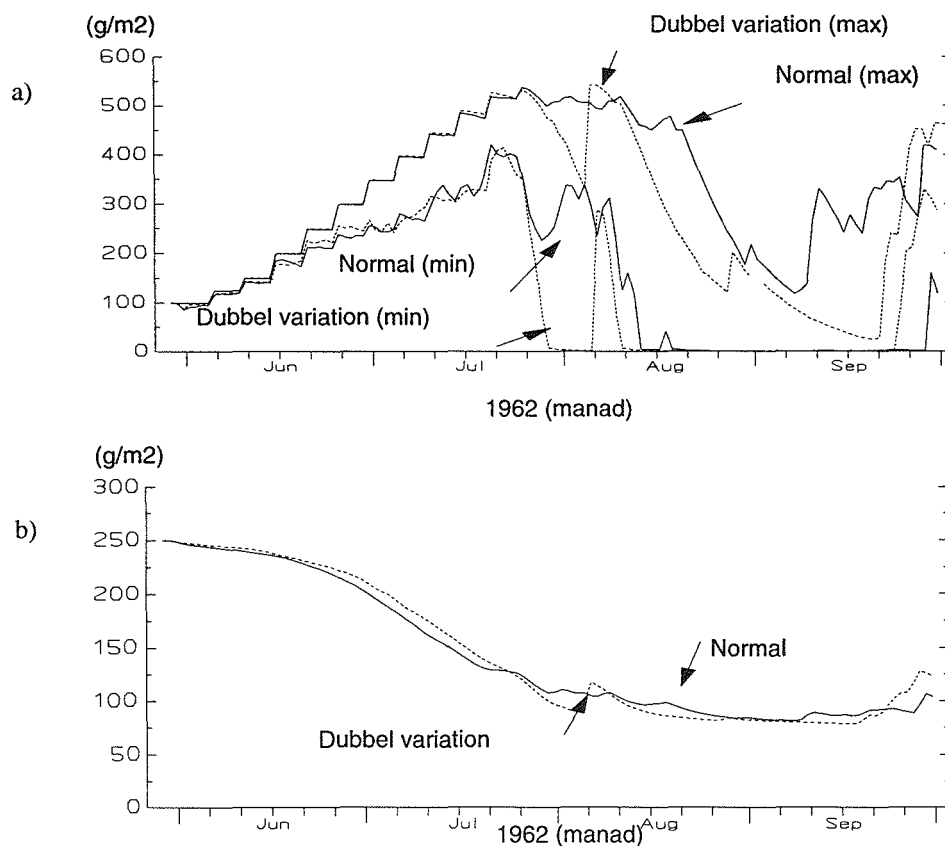
Den minskade mängden vatten i bladen orsakar att vattenpotentialen i bladen sjunker (se fig 4.6). Det skapas en skillnad i vattenpotential mellan marken och bladen och en kraft uppstår som skapar ett sug efter vatten från marken. Upptaget av vatten under nästa minut ( $10^{06}$  till  $10^{07}$ ) är då upptaget per sekund ( $F_U$ ; ekv 4.17) multiplicerat med 60 sekunder och vid tiden  $t_3$  har växtens vattenpool ökat igen:  $\delta m_V = + F_U \delta t$  och

$$m_V(t_3) = m_V(t_2) + \delta m_V \quad 5.2$$

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 ( $\delta m_V$ ) 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 och vi har att  $\delta m_V = (F_U - E_T) \delta t$  (ekv 4.9).

Den här typen av modeller började utvecklas på 70-talet och modellen som används i denna kurs utvecklades först för sojabönor i Australien av Kowalik & Turner (1983). Sedan har den vidareutvecklats för energiskog (Salix) av Kowalik & Eckersten (1984). Den har bl a används på raps (brassica) (Burujeny, 1992) och 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 sk vädergenerator (se t ex Racsko m fl 1991). En vädergenerator är en modell som beskriver hur olika väderelement förhåller sig till varandra. T ex om temperaturen är hög kan sannolikheten för att det är mulet vara mindre än om temperaturen är låg. Detta beror dock också på andra faktorer såsom potentiell solinstrålning, mm. Modellen baserar

sig på statistiska funktioner för dessa samband, dvs ej på mekanistiska funktioner som t ex de globala vädermodellerna (GCM-modeller, General Circulation Models, se t ex Giorgi & Mearns, 1991). GCM modellerna beräknar klimatet med beaktande av hur klimatutvecklingen är på en global nivå och kan inte förutse klimatvariablerna med den rumsliga noggrannhet som krävs för att studera enskilda fält. En vädergenerator brukar då användas för att "skala ned" GCM modellernas utsagor om större ytor (regioner) till fältnivå (se t ex Barrow & Semenov 1995). För en given plats kalibreras modellen (de statistiska sambanden) för en 30 års period. Sedan kan man anta nya förutsättningar för de kommande 30 åren, t ex att temperaturen kommer att öka med ett visst antal grader, eller att nederbörden kommer mer ojämnt, mm. Antag sedan att de kalibrerade sambanden mellan de olika väderelementen består (kan diskuteras dock). Då kan vädergeneratorm generera realistiska väderförändringar. Genom att använda dessa förändrade väderdata som drivvariabler till SPAC modellen kan man t ex studera hur vattenförhållanden i växt och mark kommer att påverkas av en ökad förekomst av torrperioder utan att mängden nederbörd ändras.



**Figur 5.1a, b.** Simulerat lättillgängligt vatten i en Salixgröda (a) och vatten i rotzonen (b) för normalt klimat i Rothamstedt (heldragen linje) och en dubbling av variationen i nederbörd (streckad linje). Med max respektive min avses det högsta respektive minsta värdet under dygnet. Väderdata har beräknats av E Barrow, M Hulme och M Semenov (1994; Barrow & Semenov 1995) m h a en vädergenerator (LARS-WG; Racsko m fl 1991). Värdena representerar perioden juni-sept slumpvis utvald ur en 30-års period. Simuleringen är gjord med SPAC-modellen och parametreringen av grödan och marken är preliminär.

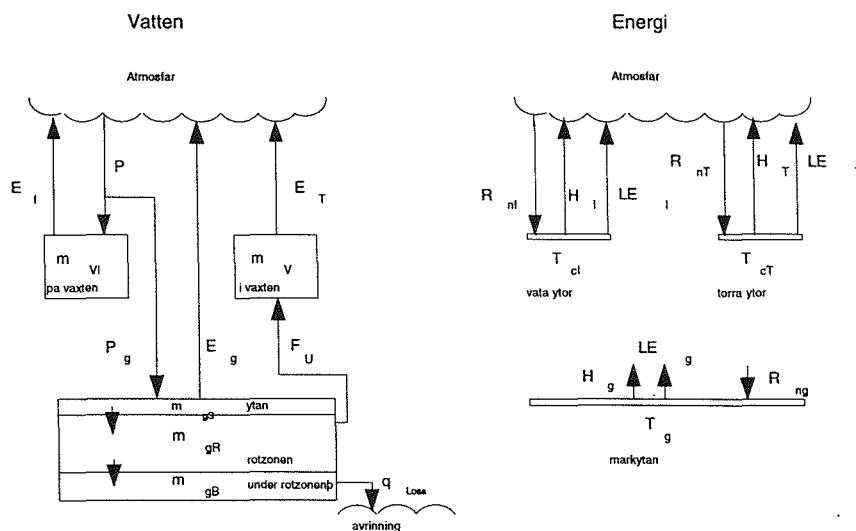
I figur 5.1 har vatteninnehållet i ett Salixbestånd simulerats för en beräknad variation av klimatet i sydvästra England. Bladverkets kapacitet att lagra vatten ökar i början av sommaren i och med att bladytan ökar (LAI ökar från ca 1 till 6). Bladyteökningen orsakar också att avdunstningen ökar och så småningom uppstår vid middagstid vattenbrist i växten. Markvattenförrådet minskar ända till mitten av september då tillförseln via nederbörd börjar överstiga förlusterna via avdunstning. Den ökade variationen i nederbörd orsakar små relativa förändringar i markvattenhalterna men stora förändringar i växten.

Modellen (fig 5.2) består av fem pooler för vatten i systemet mark-växt-atmosfär. Växten representeras av två pooler: vatten i växten som är tillgängligt för avdunstning ( $m_v$ ) och vatten på vegetationsytorna (intercepterat regn,  $m_{vI}$ ). Marken delas upp i tre olika skikt så att avdunstning sker från ett översta tunt skikt, rotupptag från ett tjockt mellan skikt och avrinning från ett skikt under rotzonen (se vidare Eckersten 1995). Markskikten kommunicerar med varandra dels genom infiltration av vatten från ovanliggande skikt i händelse av att vatteninnehållet i detta skikt är större än dess lagringskapacitet (ekv 4.11), dels genom kapillär upptransport mellan skikt med olika vattenpotential.

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 ej intercepterats på bladen. Regnet är en drivvariabel (ett randvillkor,- se vidare kap 5.1). Bortförslens av vatten från poolerna sker genom avdunstning vilket kräver energi. För att veta förutsättningarna för avdunstning (se t ex ekv 4.3) krävs värden för varje minut på globalstrålning, nettostrålning, lufttemperatur, luftfuktighet och vindhastighet. Dessa tillsammans med regnet utgör drivvariablerna (angående deras definitioner se kap 7 och 8). Med energibalansen som villkor simuleras temperaturerna för de respektive avdunstningsytorna (se t ex ekv 4.7).

Simulerade värden (t ex vattenflöden) uttrycks per markyteenhet ( $m^2$ ) och symboliserar summan av alla värden för denna yta. Växtens och markens egenskaper samt modellens drivvariabler uttrycks med värden som representerar en hel markyteenhet. Detta innebär t ex att även om olika blad har olika egenskaper för stomatamotståndet så uttrycks dessa med bara ett "genomsnittsvärde" som representerar hela lövverket ovanför en  $m^2$  markyta. Den simulerade transpirationen är alltså summan av all transpiration ovanför en  $m^2$  markyta. En utförlig beskrivning av modellen återfinns i Eckersten (1995).

Jämfört med beskrivningen av enskilda processer i andra kapitel av detta kompendium så görs det några förenklingar i SPAC modellen. Markyteavdunstningen beräknas utifrån energibalansen för markytan utan att vi beaktar lagringen av värme i marken (jmf kap 9). Avrinningen plus perkolationen utgör den mängd vatten som överstiger lagringskapaciteten. 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).

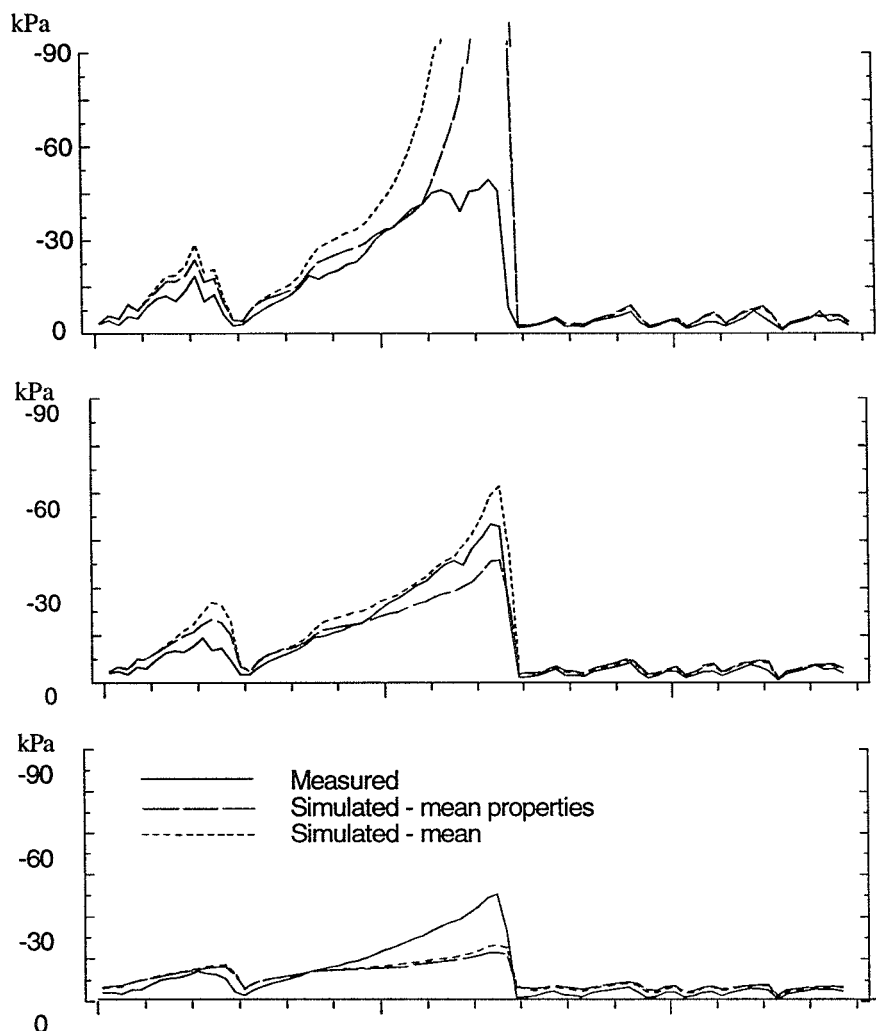


**Figur 5.2.** Schematisk beskrivning av SPAC modellen. Heldragna linjer är flöden av vatten och energi. För förklaring av symboler, se Symbolista (Efter Eckersten 1995).

### 5.3 Simulerade och uppmätta värden

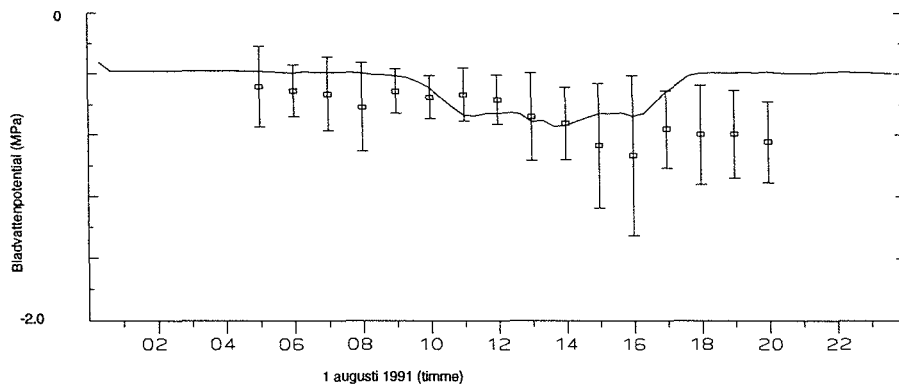
De flesta av de tillstånd som simuleras av SPAC-modellen kan mätas fysiskt. Genom att anpassa modellens indata till den aktuella platsen (vilket är en arbetskrävande uppgift) och sedan jämföra simuleringsresultaten med mätningar kan modellen testas och utvecklas. *Vattenpotentialen i marken* är en av dessa variabler. I fallet med SPAC-modellen har denna jämförelse inte varit vanlig ty modellens markdel är starkt förenklad. I stället har mer detaljerade markmodeller använts såsom SOIL-modellen (Jansson, 1991) där skiktindelningen grundar sig på markens fysikaliska egenskaper och varje skikt har sitt speciella förhållande mellan vattenpotential och vattenhalt (sk pF-kurva, se ekv 4.15-16 och fig 4.6). I dessa fall avser mätningarna oftast vattenpotentialen i rotzonen ( $\psi_g$ ). Vattenpotentialmätningar under rotzonen kan användas för uppskattning av rotdjupet. I figur 5.3 visas ett exempel för ett fånggrödebestånd i södra Sverige. I det nedersta lagret ser vi hur upptorkningen underskattats av simuleringen vilket bl a kan bero på en eventuell felskattning av rotupptaget. Vattenpotentialen simulerad med SOIL modellen kan användas som drivvariabel till SPAC modellen, vars markdel då ej behövs.

I växten mäts *vattenpotentialen i bladen* ( $\psi_c$ , fig 5.4). Ofta är det värdet på morgonen innan soluppgången som fokuseras eftersom det antas avspegla markförhållandena. Upptaget är vid den tiden litet (fig 4.7) p g a att drivkraften är liten, dvs vattenpotentialskillnaden mellan blad och mark är låg (ekv 4.17).



**Figur 5.3.** Markvattenpotential (kPa) simulerad (streckade linjer; SOIL-modellen) och mätningar (heldragen linje) på olika djup (5, 10 och 20 cm) i ett fånggrödebestånd i Mellby (Halland) under perioden 1 september till 30 november 1992. Med "mean" avses medelvärdet av åtta olika simuleringar för olika delar av fältet. Med "mean properties" avses en simulering med parametrar som beräknats som medelvärdet av parametervärden för åtta olika platser av fältet. (Efter Lewan & Jansson 1996).

Vattenpotentialmätning på dagen är svårtolkad eftersom den varierar med hur mycket vatten som finns i växten (fig 4.6), vilket i sin tur beror på upptag och transpiration (ekv 4.9), som i sin tur beror på väderförhållandena (ekv 4.3). Med hjälp av SPAC-modellen kan dock variationen i vattenpotential ge värdefull information om växtens egenskaper. Figur 5.4 nedan visar en sådan jämförelse för en rapsgröda. Fram till mitten av eftermiddagen kan de uppmätta vattenpotentialerna relativt väl förutses av modellen. Därefter återhämtar växten sin vattenstatus betydligt bättre i modellen än vad mätningarna visar. Skälet till detta kan vara att motståndet för upptaget av vatten är för litet i simuleringen (ekv 4.17, fig 4.8) och/eller att uttorkningen av marken underskattats (för lite avdunstning eller fel förhållande mellan vattenpotential och vattenhalt i marken, fig 4.5).

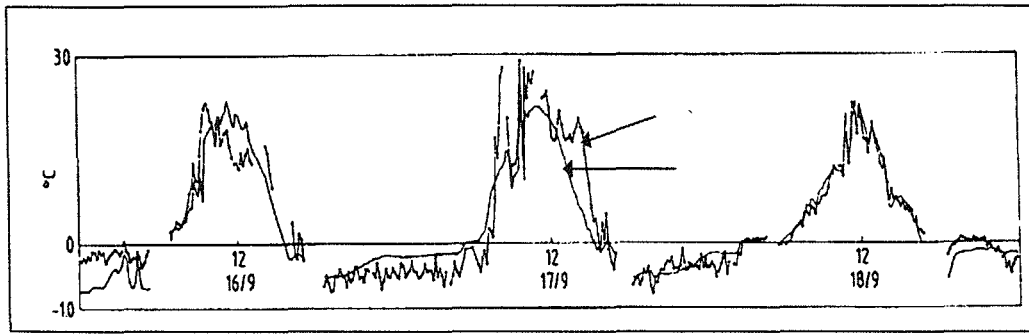


**Figur 5.4.** Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) bladvattenpotential hos ett rapsbestånd i Uppsala. Osäkerhetsintervallet kring medelvärdet anger 95% konfidensintervall. (Efter data från Burujeny 1992).

Bladytetemperaturen är den tillståndsvariabel som är en direkt konsekvens av energiflödena (ekv 4.7). I SPAC-modellen erhålls nettostrålningen från mätningar och är indata till modellen, dvs den är ej ett resultat av simuleringarna. De latent och sensibla värmeflödena simuleras däremot. Från mätningar av vattenångeflöde kan man beräkna det latent värmeflödet (se t ex ekv 4.3). Det återstår alltså att mäta termen för det sensibla värmeflödet för att erhålla en fullständig bestämning av alla termer i bladens energibalans ekvation (ekv 4.6 och 4.7). Det sensibla värmeflödet är proportionellt mot *temperaturskillnaden mellan blad och luft* ( $H$ , ekv 4.5). Denna skillnad mäts ofta direkt, istället för att mäta två temperaturer (bladens och luftens) och sedan beräkna skillnaden mellan dem. Antag att det aerodynamiska motståndet (ekv 4.4) är beräknat tillräckligt korrekt, då är temperaturskillnaden ett bra mått på det sensibla värmeflödet (ekv 4.5). Figur 5.5 visar på en jämförelse mellan simulerad och mätt temperaturskillnad för ett energiskogsbestånd. Den soliga dagen (17/9) är den uppmätta temperaturskillnaden högre än den simulerade vilket kan bero på att solstrålarna har nått temperaturgivarna, som då absorberar strålningen och erhåller en temperatur som är högre än bladens. Simuleringen kan här vara mer tillförlitlig än mätningarna.

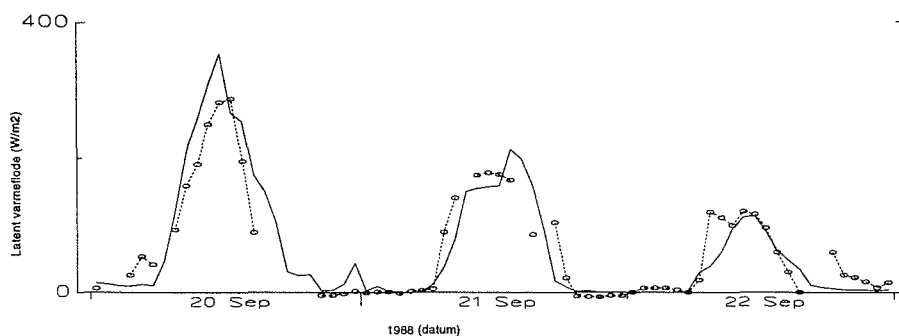
Flöden är ofta svåra att mäta jämfört med tillstånd. Flödena som simuleras i SPAC-modellen, upptaget och olika typer av avdunstningar (transpiration, interceptions och markavdunstning), är dock möjliga att mäta. Med mikrometeorologiska mätningar (se vidare kap 8) mäts vattenångeflödet som motsvarar den totala avdunstningen, dvs *evapotranspirationen* (se t ex Lindroth & Halldin 1990). För ett slutet bladverk (LAI är ungefär 5 eller större) kan man dock anta att den huvudsakliga mängden vattenånga kommer från bladen, dvs vi kan anta att markyteavdunstningens bidrag i avdunstningsmätningarna är försumbart eller kan uppskattas relativt enkelt. För ett torrt bladverk ger då mätningarna ett värde på transpirationen ( $E_T$ , ekv. 4.3) och om bladverket är helt vått efter ett omfattande regn är mätningen ett mått på interceptionsavdunstningen ( $E_I$ , ekv 4.18).





**Figur 5.5.** Simulerad (lång pil; SPAC-modellen) och mätt (kort pil) temperaturskillnad mellan blad och omgivande luft för ett Salixbestånd i Uppsala 16-18 september 1982 (Efter Eckersten 1986).

I september månad har ett energiskogsbestånd med fleråriga skott ett slutet lövverk och mätningarna går att tolka enligt ovan. I figur 5.6 ser vi hur det simulerade latent värmeflödet överskattar evapotranspirationen en solig dag (20/9). Den dagen kan transpirationen antas vara den helt dominerande avdunstningsformen, och eventuellt har stomatamotståndet hos växten underskattats. De påföljande, mer mulna dagarna underskattar simuleringarna evapotranspirationen på förmiddagarna. Det har regnat på kvällen mellan den 20/9 och 21/9. Vi kan alltså anta att också inteceptionsavdunstning ger ett betydande bidrag till evapotranspirationen den 21/9. I simuleringen verkar dock avdunstningen ha överskattats under tiden då regnet föll på natten (ekv 4.3) och underskattningen påföljande förmiddag kan vara en konsekvens av detta.

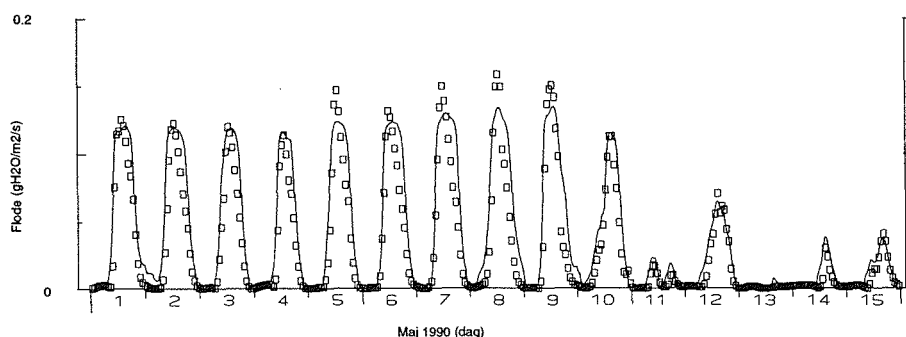


**Figur 5.6.** Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) latent värmeflöde från ett Salixbestånd i Uppsala. Regn föll på kvällen den 20/9. Mätningarna av vattenångeflödet och drivdata är gjorda av Anders Lindroth och medarbetare (SLU, Uppsala).

*Upptaget* i träd brukar uppskattas med mätningar av vattenflödet inne i stammen. Förutsättningarna för att dessa mätningar ska vara jämförbara med det simulerade upptaget ( $F_U$ , ekv. 4.17) är bl a att det lättillgängliga vattnet som används av transpirationen ( $m_V$ , ekv. 4.9) är beläget ovanför den nivå där mätningen skett. Mätningen utförs så att en värmekropp ("värmeelement") stoppas in i stammen (för små stammar som t ex Salixskott så omsluter värmekroppen stammen).

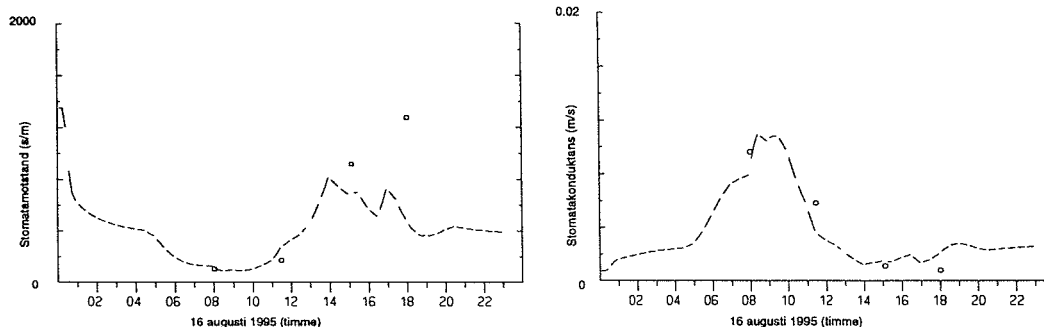
Värmekroppen kommer att avkylas av det förbipasserande vattnet och vattenflödet är relaterat till hur stor avkylningen är. Avkylningen försöker man eliminera genom att tillföra energi så att värmekroppens temperatur är konstant. Mängden tillförd energi blir ett mått på vattenflödet (Cermák m fl 1992).

Avdunstningsmätningarna i figur 5.6 representerar ett stort ytområde och ger värden på ett flöde per ytenhet mark, dvs samma enhet som de simulerade värdena representerar. Men mätningarna av upptaget representerar en växt som tar vatten genom rötter med en okänd horisontell utbredning. För att få ett säkert mått på markytebasis, som går att jämföra med det simulerade upptaget, krävs att flödet mäts för ett flertal träd. Det nedanstående exemplet från ett granbestånd i södra Sverige visar mätningar från endast två träd (fig 5.7). För att kunna jämföra med simuleringen har trädens relativa betydelse för hela beståndets upptag skattats. Jämförelsen visar att modellen mycket väl kan förutse förändringar i upptaget orsakat av att det soliga vädret ändras till mulet och regnigt väder (10-15 maj). För de soliga dagarna finns det en genomgående tendens att upptaget överskattas på eftermiddagarna. Mätningarna visar att upptaget sjunker snabbare vilket kan tyda på att simuleringen överskattar motståndet för vattenflöde i mark och växt eller underskattar drivkraften för upptaget (dvs underskattar vattenpotentialminskningen på dagen; se ekv 4.15). Underskattningen av höga upptag mitt på dagen kan eventuellt förklaras av samma skäl.



**Figur 5.7.** Simulerat (linje; SPAC-modellen) och mätt (punkter) vattenupptag för två 25-åriga granar i Skogaby (Halland) (Data efter Cenciala m fl 1994).

Motstånd är inte enbart indata (parametrar) till modellen. Vad avser markrotmotståndet så beror det på vattenpotentialen i marken (ekv 4.1, fig 4.8) och därmed simuleras dess värde av modellen. Likadant är det med *stomatamotståndet* i de fall det beror på bladens vattenpotential ( $r_c$ , se ekv 4.3 och kap 6). Nedan visas ett exempel på en sådan jämförelse för granar som växt under ozon-påverkan i en s k "open top chamber". Ofta visar man stomatakonduktansen (som är det inverterade värdet av motståndet) därför att det relativa felet i konduktansberäkningen bättre speglar det relativa felet i transpirationen än vad motsvarande värde för motståndet gör. T ex är motståndet kl 15 ganska mycket underskattat i simuleringen men detta motsvarar endast en liten överskattning av konduktansen och därmed transpirationen. Det motsatta gäller för mätningen kl 11<sup>30</sup>.



**Figur 5.8a och b.** a) Stomatamotståndet ( $r_s$ , i ekv 4.3) hos unga granplantor i Östad (Västergötland) simulerat (linje; SPAC-modellen) som funktion av infallande strålning, ångtrycksdeficit samt markens och barrens vattenpotential. Mätningarna (punkterna) och drivdata till simuleringarna är gjorda av Per-Erik Karlsson, Institutet för Vatten och Luftvårdsforskning (IVL, Göteborg). b) Stomatakonduktansen beräknad som inversen av värdena i figur a.

Normalt sett har endast någon av de ovan angivna variablerna mätts för ett bestånd. I dessa fall kan inte experimenten utgöra någon fullständig test på SPAC-modellens giltighet eftersom testet måste utgå från information från andra experiment. Ju fler av dessa variabler som mäts samtidigt för ett och samma bestånd, desto större är möjligheten till en bra test på SPAC-teorins giltighet. Antalet rimliga parameterkombinationer som kan ge bra anpassning för alla variabler blir få, om ens någon. I det senare fallet är teorin falsifierad och måste ändras. I verkligheten falsifierar eller verifierar man inte i så strikta termer, utan istället bestäms till vilken grad modellen kan simulera de observerade värdena. Under en viss anpassningsgrad kan modellen antas vara falsifierad. Notera dock att falsifieringen kan enbart göras om den dåliga överensstämmelsen med mätningar inte kan förklaras med osäkerheter i indata (drivvariabler och parametrar). För att nå därhän måste mycket ansträngning läggas på att bestämma indata korrekt. För modellformuleringens del innebär detta krav att indata ska vara mätbara och ej för många till antalet.

## 6. 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 m<sup>2</sup> markyta. Motsvarande tillväxt kan vara ungefär 20 g torrsvikt. Mängden vatten som passerar växten är alltså i storleksordningen 500 ggr större än mängden assimilata som bildas via fotosyntesen. Observerade värden för enskilda plantor är 200 - 600 ggr. Mängden transpirerat vatten varierar mellan enskilda plantor, men framförallt mellan olika växter (tabell 6.1).

**Tabell 6.1.** 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

Varför sker då denna omfattande vattentransport? Transporten måste ske av fem skäl.

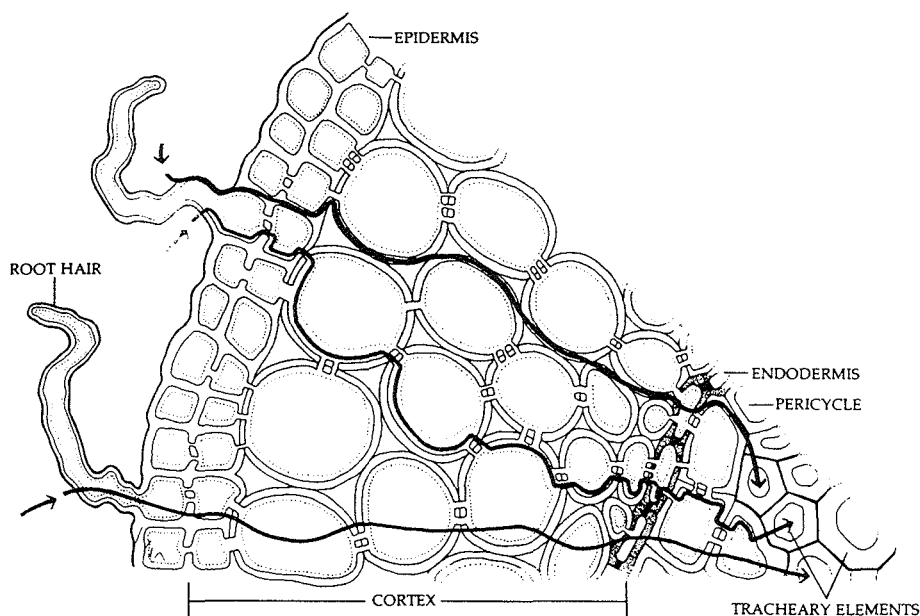
- (i) att vatten går ohjälpligt förlorat när växten öppnar sina stomata för att kunna assimilera luftens koldioxid
- (ii) att förhindra att bladen blir för varma genom att transpirationen är en energikrävande process som tar värme från omgivningen
- (iii) att saftspänningen (turgorn) måste upprätthållas för cellsträckningen vid tillväxt och för att ej förvedade växtdelar saknar "skelett"
- (iv) att alla livsprocesser i växten behöver vatten
- (v) att vattenflödet används som transportmedel av olika ämnen mellan olika delar av växten.

De två förstnämnda är de kvantitativt viktigaste. Trots att de tre sista processerna inte kräver några stora mängder vatten, är de ändå nog så viktiga.

### 6.1 Vattnets transport i växten

I det stora hela betraktas vattentransporten genom växten som en passiv process i den meningen att transporten inte kostar växten någon kemisk energi. Den drivande

kraften härrör från att vattenångan i atmosfären har en mycket låg vattenpotential, vilket orsakar att vattnet i växten avdunstar och det uppstår en vattenpotentialskillnad mellan blad och mark (se kap 4). En förutsättning för att denna passiva process ska fungera är dock aktiva (energikrävande för växten) processer i växten. Rötterna spelar en aktiv roll i vattenupptagning. 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 (eng. *carriers*). Rotcellernas respiration av fotosyntesprodukter från bladen ger energin till detta i form av ATP. Alla joner och allt vatten tvingas genom endodermisceller innan de kan nå kärlsystemet och senare kronan (fig 6.1).



**Figur 6.1.** Vattnets väg från jorden, genom roten och in i xylemet. Figuren visar ett tvärsnitt genom en rot (Raven et al, 1992).

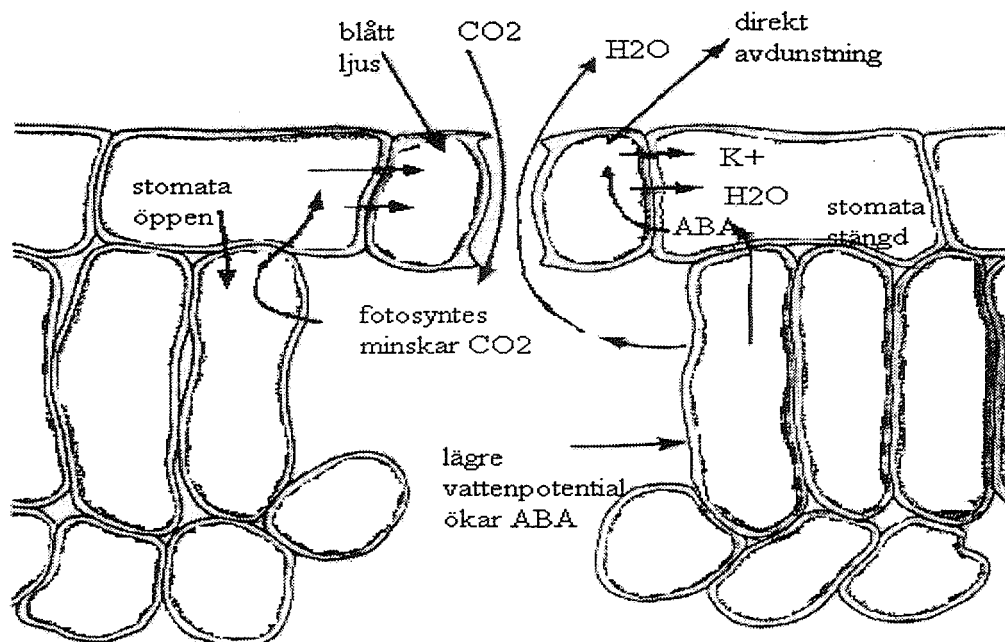
Växten har alltså en betydande (dock inte total) kontroll över vilka joner som kan komma in i växten. Vattentransporten kontrolleras indirekt genom de uppkomna potentialskillnaderna. Osmos orsakar en transport genom membranerna och i riktning mot fallande potential. Förutsättningarna för att den aktiva 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 fortsätta att 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*.

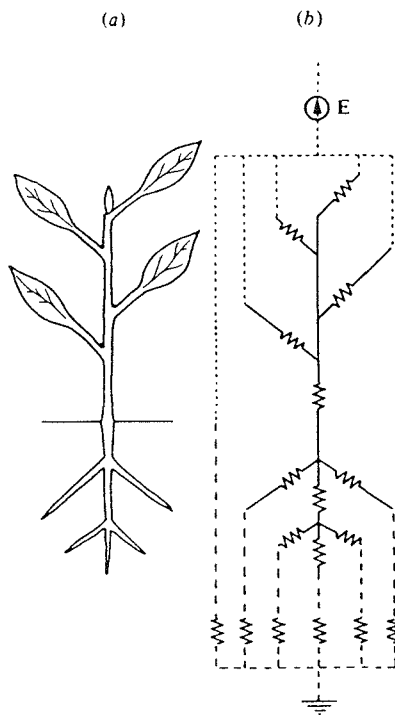
Växtens kärlsystem består av döda rör- eller spolformiga ihåliga celler i vilken transporten sker på grund av potentialskillnader som skapats mellan avdunstningsytorna och roten. Ledningsbanornas celler har ofta en komplicerad struktur för att möjliggöra transport till höga höjder, vilket det kan bli 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 kutikulaskiktet eftersom det inte är helt vattenimpermeabelt. Tidvis stänger klyvöppningarna helt, t ex när det är mörkt på natten, medan den kutikulära transpirationen kan fortsätta under förutsättning att förhållandena i den omgivande luften medger avdunstning (fig 6.2).



**Figur 6.2** Beskrivning av H<sub>2</sub>O och CO<sub>2</sub> transport genom stomata. (Modifierad efter Salisbury & Ross, 1992).

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. På hela sin väg upp till avdunstningsytorna i bladen har den allra största delen av vattnet bara passerat genom cellernas *protoplasma* på ett ställe, i endodermis. Motståndet i endodermis varierar med bl a växtart, ålder och tillväxthastighet. Ett visst motstånd föreligger också i själva ledningsbanorna (xylemet) och kan variera med strömningshastigheten även om det ofta är ganska litet (fig 6.3).



**Figur 6.3** (a) Förenklad skiss av en växt; (b) Korresponderande flödesmotstånd i mark, rötter, stam och blad (Jones 1992).

Stomatamotståndet är mycket variabelt och under ett dygn har det vanligen nått både sitt lägsta och högsta värde (fig 4.11). 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 abskisin (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 uppnåtts börjar stomata öppna (när det är mörkt är de helt stängda, i princip). Ljusets våglängd spelar roll så till vida att blått ljus effektivare än andra våglängder öppnar stomata. Bladen absorberar företrädesvis blått och rött ljus varför ljuset som når blad 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 t ex 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 produceras ABA i rötterna som kan transporteras upp till bladen och orsaka stängning av stomata.

Stomatas öppningsgrad kan alltså variera med ljus, luftfuktighet, temperatur, atmosfärisk CO<sub>2</sub>-halt 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 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 särskilt deras respektive betydelse.

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 (fig 4.11). Sedan kan det öka mitt på dagen på grund av att det blir torrt i luften, alternativt p g a att bladen får låg vattenpotential eller det blir för varmt (fig 5.8a). Mot solnedgången när ljuset avtar stänger stomata igen och motståndet ökar.

Antalet klyvöppningar är mycket stort, 100-1000 st per mm<sup>2</sup>, men täcker ändå bara ca 1% av bladets yta. De flesta arter har huvuddelen 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 det inverterade värdet på motståndet per markytenhet ( $r_c$ ) är summan av de inverterade värdena för de enskilda stomata (uttryckt per enhet bladyta,  $r_s$ ). (Detta kan bli tydligare om man uttrycker det som konduktanser. Konduktansen per markytenhet ( $1/r_c$ ) är summan av konduktanserna för de enskilda stomata ( $1/r_s$ )). Om vi antar att alla stomata i hela lövverket har samma motstånd så blir *hela lövverkets stomatamotstånd* lika med stomatamotståndet för en m<sup>2</sup> bladyta ( $r_s$ ) dividerat med bladyteindexet (LAI).

$$r_c = \frac{r_s}{LAI} \quad 6.1$$

Detta innebär att ju större bladyta per markytenhet 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 SPAC-modellen (Eckersten, 1997) görs antagandet att alla enskilda stomata har samma motstånd vid ett och samma tillfälle. Variabler som påverkar motståndet är bl a globalstrålningen, luftfuktigheten och bladens vattenpotential. Det finns olika alternativ för hur effekten av dessa motstånd ska kombineras. En möjlighet är att anta att den mest stängande faktorn dominerar. Då är den faktor som ger den största stängningen den faktor som bestämmer motståndet. En annan möjlighet är att faktorerna verkar oberoende av varandra. Då ska de enskilda faktorernas inverkan adderas. En tredje möjlighet är att faktorernas effekter på stängningen ska



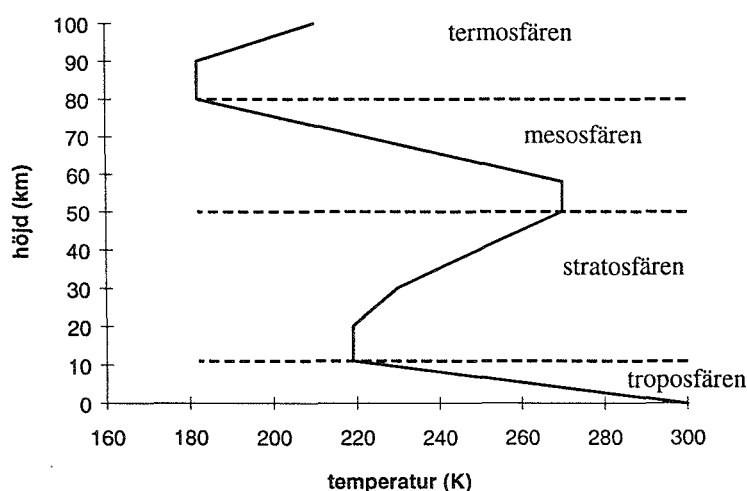
multiplieras därför att de samverkar på ett komplicerat sett och förstärker varandras effekter. Ytterligare en möjlighet bygger på en kombinationseffekt av strålning och luftfuktighet framtagen för barrskog (Lohammar-ekvationen, Lindroth 1985). Den används också för grödor. Olika växter har olika egenskaper och därmed egna specifika värden på parametrarna i dessa funktioner. Normalt har t ex barr väsentligt högre motstånd än blad, per bladytenhet. Uttryckt per markytenhet kan skillnaderna vara betydligt mindre pga att bladytan för barren är väsentligt större, t ex kan gran ha stort motstånd per bladytenhet men inte nödvändigtvis per markytenhet.

## 7. Strålning

### 7.1 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, 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 (fig 7.1). Det lägsta skiktet sträcker sig till 10-12 km höjd, och kallas *troposfären*. Inom detta skikt avtar temperaturen i genomsnitt med ca  $0,6\text{-}0,7 \text{ }^\circ\text{C}$  per 100 m, och det är i detta lägsta skikt som praktiskt taget allt 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 den lägre del av troposfären där inflytandet från jordytan är betydande. Inom detta skikt - som för övrigt kan variera kraftigt i tjocklek från 1 - 2 km under dagen, till mindre än 100 m under vissa förhållanden nattetid (s k stabil skiktning) - sker ett någorlunda snabbt och effektivt utbyte av t ex värme, vattenånga och impuls i vertikalled genom den turbulens som skapas här, bl a genom vindens friktion mot markytan. Allra närmast jordytan urskiljer man det s k 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.



**Figur 7.1.** Atmosfärens vertikala indelning baserad på temperaturens variation med höjden. Underifrån räknat benämns skikten: troposfären, stratosfären, mesosfären och termosfären. (Omritad efter Anonym 1992).

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.

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 (och vid olika typer av beräkningar) är det ofta praktiskt att behandla torr luft och fuktig luft (=torr luft+ vattenånga) var för sig. Tabell 7.1 visar de ungefärliga halterna av de viktigare gaserna i torr luft. Därutöver innehåller den fuktiga luften alltså vattenånga i en mycket varierande grad, mellan ca 0 och 4 vol%.

Som framgår av tabell 7.1 utgör gaserna kväve (N<sub>2</sub>), syre (O<sub>2</sub>), argon (Ar) och koldioxid (CO<sub>2</sub>) ca 99,99 vol% av den torra luften. Detta betyder dock inte att de övriga saknar betydelse eller är ointressanta. Tvärtom, många av de 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<sub>3</sub>), med en största halt i nedre stratosfären på ≤ 10 ppm(v), svaveldioxid (SO<sub>2</sub>) och kvävedioxid (NO<sub>2</sub>) med mycket varierande halter runt ~1 ppb(v), och freoner med halter av storleksordningen 0,1-0,4 ppb(v).

**Tabell 7.1.** Atmosfärens sammansättning

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

## 7.2 Elektromagnetisk strålning

Den elektromagnetiska strålning som solen (liksom jorden och dess atmosfär) sänder ut (*emitterar*) kallas också ibland för temperaturstrålning (för att den är beroende av den strålände kroppens temperatur), eller *värmestrålning* (för att den kan upplevas eller registreras som värme, speciellt i de fall den inte är synlig). Den emitterade

strålningen fördelar sig över olika våglängdsområden i 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 vid olika våglängder ( $\lambda$ ) ( $c_1$  och  $c_2$  är konstanter):

$$R_E(\lambda) = \frac{c_1}{\lambda^5 \left( e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad 7.1$$

- Wiens förskjutningslag anger vid vilken våglängd ( $\lambda_{\max}$ ) som den mesta energin utgår vid en given temperatur (angiven i absoluta grader):

$$\lambda_{\max} = \frac{2897,8}{T} \quad 7.2$$

Som framgår av ekvationen, 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 ( $\sigma$  är Stefan-Boltzmanns konstant,  $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-4}$ ):

$$R_E = \sigma T^4 \quad 7.3$$

Som framgår, är den 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  $400 \text{ W m}^{-2}$  medan solen emitterar drygt  $73 \cdot 10^6 \text{ W m}^{-2}$ .

- Kirchhoffs lag säger att en kropps emissionsförmåga för varje våglängd,  $\epsilon_\lambda$  (emissivitet), är lika stor som dess absorptionsförmåga,  $\alpha_\lambda$ , vid denna våglängd:

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad 7.4$$

För s k 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  $\epsilon_\lambda$  (och  $\alpha_\lambda$ )  $< 1$ . 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  $\epsilon_\lambda$  av den energi som en absolut svart kropp gör, vid våglängd  $\lambda$ , då kommer den även att kunna absorbera samma andel när den träffas av strålning av denna våglängd ( $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda$ ).

Att emissiviteten  $\epsilon_\lambda$  i praktiken är  $< 1$  innebär vidare att t ex den utsända energin enligt Stefan-Boltzmanns lag egentligen ska beräknas som

$$R_E = \epsilon \sigma T^4 \quad 7.5$$

Som framgår av tabell 7.2 är dock värdet på  $\epsilon$  för aktuell yta ofta så nära 1 för naturliga ytor att man kan försumma denna korrektion i ekv 7.5.

**Tabell 7.2.** Olika ytors emissionsförmåga för långvågig strålning i procent av utstrålningen från en svart kropp. (Efter Sellers, 1965)

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

### 7.3 Strålningsbalansen / energibalansen för jorden som helhet

För jorden som helhet (dvs betraktad från rymden) är strålningsbalansen och energibalansen samma sak, pga att allt utbyte av energi med rymden sker i form av strålning. Inne i jordens beståndsdelar (atmosfär, mark osv) kan energi utväxlas även på andra sätt, t ex genom latent värmeöverföring, ledning osv, och energibalansen innefattar därmed fler faktorer än bara strålning. Strålning utgör dock en av de viktigaste komponenterna.

Energibalans-ekvationen för hela jordklotet sett från rymden består av den infallande kortvågiga solstrålningen, den solstrålning som reflekteras av jorden tillbaka ut i rymden och den långvågiga strålning som jorden själv utsänder. Den kortvågiga strålningen från solen, omfattar våglängder mindre än 4 000 nm (= 4  $\mu\text{m}$ ), medan den långvågiga strålningen från jorden, s k *terrestrisk strålning*, omfattar 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= Photosynthetic Active Radiation), 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  $\pm 3\%$ ) p g a 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*.

Här följer några definitioner på begrepp som används när strålningsflöden, t ex solstrålningen vid ytan beskrivs:

- Flödestäthet (I): Storleken av ett energiflöde (strålningsflöde) mot en yta, oavsett ytans orientering i rummet. Anges vanligtvis i  $\text{W m}^{-2}$ .
- Strålningsintensitet ( $I_0$ ): Flödestäthet mot en yta orienterad vinkelrätt mot den infallande strålningen ( $\text{W m}^{-2}$ ).
- Solarkonstanten ( $R_{sc}$ ): Solstrålningens medelintensitet vid atmosfärens "yttre" gräns, ca  $1375 \text{ W m}^{-2}$ .

Den långvågiga strålningen kan beskrivas som en funktion av Stefan Boltzmanns lag. Energibalansen för jorden som helhet kan då skrivas som:

$$(1-\alpha) \cdot R_{sc} = \sigma T_{bs}^4 \quad 7.6$$

där  $\alpha$  är reflektionsandelen (=albedot) för jorden som helhet (sedd från rymden),  $R_{sc}$  är den inkommande mängden kortvågig solstrålning och  $T_{bs}$  är planeten jordens temperatur. Genom att sätta in genomsnittliga värden på solarkonstanten ( $R_{sc} = 1375 \text{ Wm}^{-2}$ ) och reflektionsandelen ( $\alpha = 0,3$ ; Rosenberg m fl, 1983), och dessutom ta hänsyn till att den infallande solenergin ( $R_{sc}$ ) skall fördelas över jordens hela yta, som är 4 gånger större än den cirkelskiva som solen "ser", kan vi beräkna ett rimligt värde på  $T_{bs}$  ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-4}$ ). Detta ger att:

$$T_{bs} = [0.7 \cdot (1375 / 4) / (5,67 \cdot 10^{-8})]^{1/4} \approx 255 \text{ K} = -18 \text{ }^\circ\text{C} \quad 7.7$$

Värdet stämmer inte särskilt bra överens med jordens medeltemperatur, vilken är ca  $+15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Det föreligger en differens på  $33 \text{ }^\circ\text{C}$ . Förklaringen till detta är att om jordklotet betraktas från rymden så har det faktiskt en temperatur på  $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ . Huvuddelen av den utgående långvågstrålningen 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  $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ . Jordytan, som skickar ut värme i form av långvågsstrålning som till största delen absorberas av atmosfären ovanför, har däremot en temperatur av ca  $+15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Det existerar med andra ord en "naturlig" växthuseffekt som höjer vår temperatur vid jordytan med  $33 \text{ }^\circ\text{C}$ . Jämför detta resonemang med figur 7.2 nedan.

## 7.4 Jordens energibalans

Som redan antytts så är jordens interna energibalans mer komplicerad än jordens energibalans studerad från rymden. Den huvudsakliga överföringen av energi i det inre systemet sker i form av strålningsenergi, även om direkt värmeöverföring och värmeöverföring genom avdunstning och molnbildning också förekommer (fig 7.2). De sistnämnda energiformerna behandlas inte mer i detta avsnitt, utan nedanstående beskrivning avser endast *strålningsbalansen* för jorden.

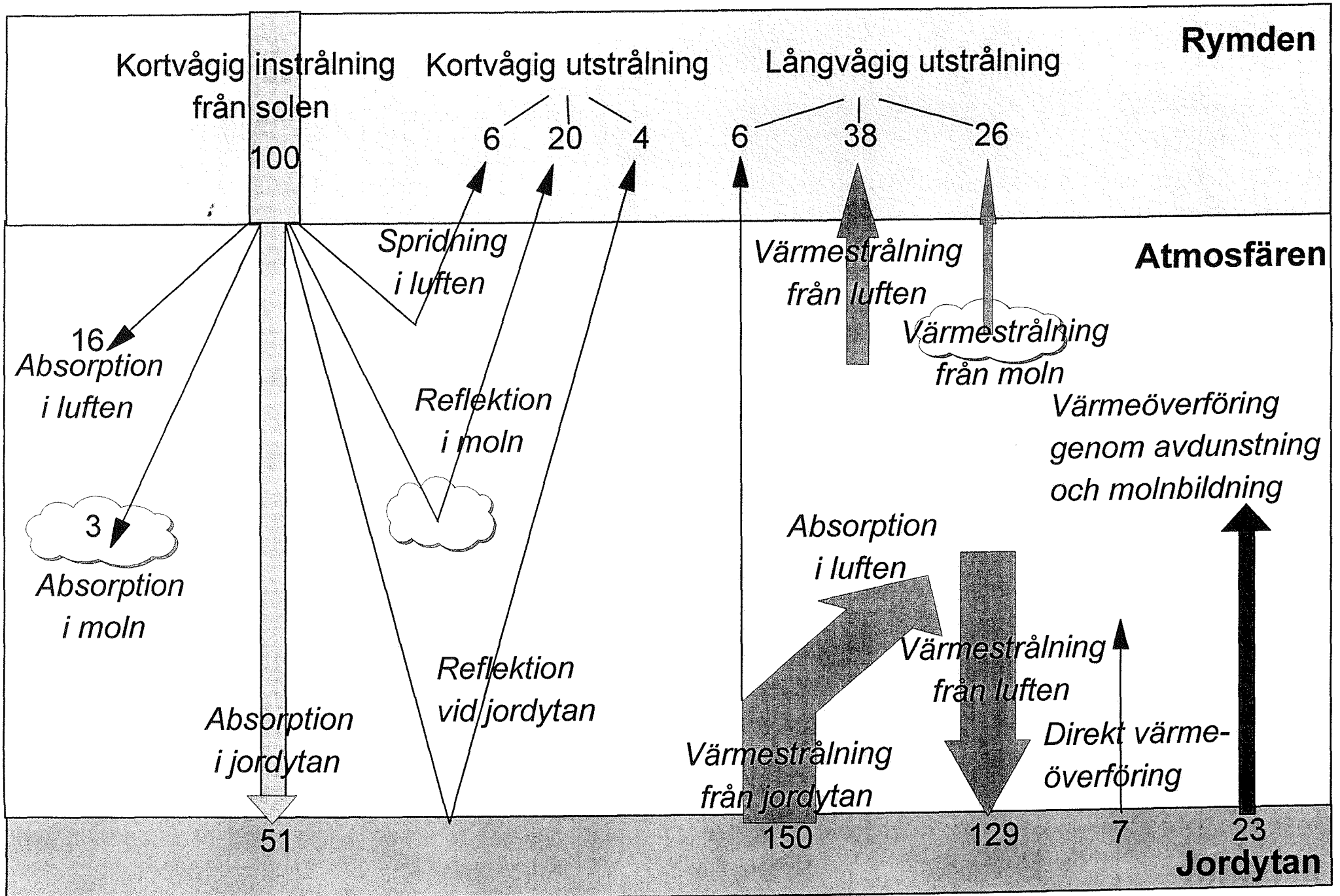
Av figur 7.2 kan några saker noteras som är av intresse för avsnitt 7.3 ovan. Linjen som avgränsar rymden från atmosfären är det plan som studeras när jorden betraktas från rymden. Den kortvågiga strålning som reflekteras (eller sprids) tillbaka ut i rymden igen som kortvågig strålning är ca 30% (6+20+4) av den totala inkommande solstrålningen, vilket förklarar varför  $\alpha$  (reflektionsandelen) sattes till 0.3. Studeras istället den långvågiga strålningen kan det konstateras att endast 9% (6/70) av den totala utgående långvågiga strålningen härstammar från jordytan, och övriga 91% från atmosfären, vilket var förklaringen till att det beräknade värdet på jordens medeltemperatur var så lågt. Ungefär 96% (144/150) av jordytans strålning absorberas av luften och strålar sedan till stor del tillbaka mot marken, vilket sålunda ger upphov till jordytans högre temperatur.

## 7.5 Solstrålningens väg till jordytan

All denna strålningsenergi som strömmar in mot jordytan kommer tydligen inte jorden tillgodo (fig 7.2). På vägen genom atmosfären sker en försvagning av strålningen genom olika s k extinktionsprocesser, vilka innefattar dels spridnings- och reflektionsprocesser, dels absorption i olika gaser. Endast ca 50% absorberas av jordytan. 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 strålningsbudgeten vid ytan i form av s k 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.

Spridning orsakad av luftens molekyler, s k *Rayleigh-spridning*, är proportionell mot  $\lambda^{-4}$ . Spridning orsakad av (små) stoftpartiklar i atmosfären, s k *Mie-spridning*, är proportionell mot  $\lambda^{-n}$  där  $0 < n < 4$ . Spridning i stora partiklar och droppar, s k diffus reflektion, är oberoende av  $\lambda$ , 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



Figur 7.2. Jordens energibalans. (Omritad efter Sveriges Nationalatlas, 1995.)



över horisonten, desto längre väg genom atmosfären tillryggalägger strålarna, och en större andel av den mer kortvågiga delen av strålningen försvagas. Resultatet blir att det direkta (ej spridda) ljuset anrikas på längre våglängder (åt det röda), och detta leder bl a till att den upp- eller nedgående solen oftast ter sig röd eller rödorange.

Även den andra typen av strålningsförsvagning - absorption i gaser,- är på motsvarande sätt våglängdsberoende (och våglängdsberoende!). När det gäller absorption av solstrålning är det framför allt ozon (O<sub>3</sub>) och vattenånga som är verksamma. Ozonet har kraftiga absorptionsband inom det ultravioletta området, framförallt inom det s k 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 f ö av syre (O<sub>2</sub> och O) 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 (ofta kallad bara Beers lag):

$$R_s = R_{sc} e^{-\kappa_a z} \quad 7.8$$

där  $R_s$  är den totala nedåtriktade kortvågiga solstrålningen vid jordytan, även kallad globalstrålningen,  $R_{sc}$  är solarkonstanten och  $\kappa_a$  är den s k extinktionskoefficienten.

$\kappa_a$  kan i sin tur delas upp i flera delar enligt:

$$\kappa_a = a_g + f_s a_s + f_v a_v \quad 7.9$$

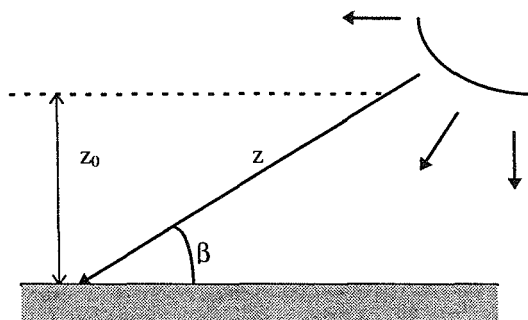
Koefficienterna  $a_g$ ,  $a_s$  och  $a_v$  beskriver spridning i luftens molekyler, spridning i stoftpartiklar, respektive absorption i vattenånga, och  $f_s$  och  $f_v$  står för halterna av stoft och vattenånga i luften. Den mycket betydelsefulla, men relativt konstanta absorptionen av UV-ljus i ozon (som inte har någon egen term i ekv 7.9) 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  $\kappa_a$  kan i regel variera från ca 0,01 km<sup>-1</sup> i mycket ren och torr luft, till 0,03-0,05 km<sup>-1</sup> i stoftrik och fuktig luft. Egentligen är koefficienterna  $a_g$ ,  $a_s$  och  $a_v$ , och därmed också  $\kappa_a$ , våglängdsberoende, så att man får ett uttryck för Beers lag för varje våglängd  $\lambda$ :

$$R_s(\lambda) = R_{sc}(\lambda) e^{-\kappa_a(\lambda)z} \quad 7.10$$

Den form som anges i 7.8, och de storleksvärden på  $\kappa_a$  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 ( $\beta$ ) över horisonten i förhållande till den vertikala tjockleken av atmosfären ( $z_0$ ) (fig 7.3):

$$z = \frac{z_0}{\sin \beta} \quad 7.11$$



**Figur 7.3.** Solstrålningens vägsträcka ( $z$ ) genom atmosfären som funktion av solens vinkelhöjd ( $\beta$ ).

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 7.7.

## 7.6 Strålningsbalansen vid jordytan

När solstrålningen når 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. I tabell 7.3 ges exempel på albedovärden för ett antal vanliga ytor.

**Tabell 7.3.** Reflektionsförmåga (albedo) i procent för kortvågig strålning, våglängder  $< 4,0\mu\text{m}$ . (Förkortat efter Sellers, 1965)

Typ av yta	%	Typ av yta	%
<b>Vattenytor</b>		<b>Vegetationstäckta ytor</b>	
60° lat, vinter	21	Savann, torrtid	25-30
60° lat, sommar	7	Savann, regntid	15-20
<b>Ej vegetationstäckta ytor</b>		Buskskog	15-20
Nyfallen snö	75-95	Ängar	10-20
Gammal snö	40-70	Lövskog	10-20
Havsis	30-40	Barrskog	5-15
Torra sanddyner	35-45	Tundra	15-20
Torr ljus sand	25-45	Sädesfält	15-25
Våta sanddyner	20-30	<b>Molntäcke</b>	
Mörk jord	5-15	Cumuliforma moln	70-90
Grå fuktig jord	10-20	Stratus (låga moln)	59-84
Torr eller grå lera	20-35	Altostratus (medelhöga moln)	35-59
Torr betong	17-27	Cirrostratus (höga moln)	44-50
Svart vägbeläggning	5-10	<b>Jorden som helhet</b>	34-42

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 också med strålningens infallsvinkel, och därmed med tidpunkten på dagen. Vidare kan reflektionsförmågan variera beroende på om ytan är torr eller våt, t ex hos barmarksytor (tänk exempelvis på skillnaden i färg mellan torr och våt sand). Även hos moln varierar reflektionsförmågan i betydande grad även om den överlag är ganska hög.

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

$$R_{sc} = R_{rc} + R_{ra} + R_{absc} + R_{absa} + R_s \cdot \alpha + R_s(1 - \alpha) \quad 7.12$$

där:

$R_{sc}$  = infallande solstrålning utanför atmosfären (solarkonstanten)

$R_{rc}$  = 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 ( $\alpha$  är ytans albedo)

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

(I de två sistnämnda termerna står  $R_s$  för summan av den direkta och den diffusa solstrålning som når ner till jordytan, globalstrålningen.)

Ekvationen ovan är alltså en beskrivning av den *kortvågiga* strålningsbalansen vid jordytan (fig 7.2, vänstra halvan), men för att få ett uttryck för jordytans totala strålningsbalans måste vi inkludera ytterligare ett par termer som gäller den *långvågiga, terrestriska strålningen* (fig 7.2, delar av högra halvan).

Förutom inflödet av strålning ( $R_s$ ) med våglängder mellan 0,29 och ca 4  $\mu m$ , kommer också ett flöde av strålning med våglängder större än 4  $\mu m$  in mot jordytan från atmosfären, den s k atmosfäriska långvågsstrålningen ( $R_{lwa}$ ). Som konstaterats i avsnitt 7.3 ovan, förlorar jordytan energi genom värmeutstrålning ( $R_{lws}$ ) 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:

$$R_{lwb} = R_{lwa} - R_{lws} \quad 7.13$$

där  $R_{lwb}$  är den långvågiga strålningens balans vid jordytan.

Denna balans för långvågig strålning är oftast negativ, dvs det utgående flödet ( $R_{lws}$ ) är i regel något större än det inkommande ( $R_{lwa}$ ) från atmosfären, även om motsatsen kan förekomma.

Jordytans totala strålningsbalans (kortvågig + långvågig strålning) kan nu summeras till följande uttryck:

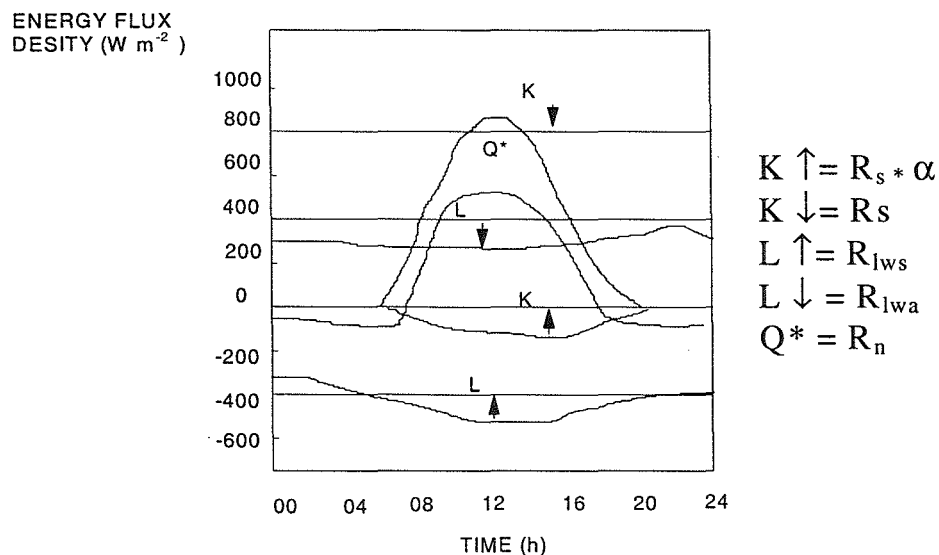
$$R_n = R_s - R_s \cdot \alpha + R_{lwa} - R_{lws}$$

7.14

där  $R_n$  är nettot av den långvågiga och kortvågiga strålningen till marken, vilken kallas nettostrålningen (jmf kap 4).

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  $500-600 \text{ Wm}^{-2}$  en solig sommardag, men blir vanligen negativ eller nära noll under natten och kan under klara nätter vara av storleken  $-80$  till  $-100 \text{ Wm}^{-2}$  (dvs en nettoutstrålning av energi från jordytan) (fig 7.3)



**Figur 7.4.** Komponenter i strålningsbalansen den 30 juli i Matador, Saskatchewan ( $50^\circ\text{N}$ ) över ett bestånd av 0,2 m präriegräs. Molnfri himmel på morgonen, ökande molnighet sent på eftermiddagen och kvällen. Observera att inkommande strålning till ytan är ritade som positiva och utgående strålning är ritad med negativa värden. (Efter Ripely and Redmann, 1976)

### 7.7 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 relativt 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*,  $\tau$ ) för strålning. Denna transmittans, liksom även bladens *reflektans*,  $\alpha$ , varierar med strålningens våglängd, vilket visas i tabell 7.4.

**Tabell 7.4.** 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  $(1-\tau-\alpha) = \text{absorptionsförmågan, } a$ , (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. 7.8) för att beskriva strålningens försvagning på vägen ner genom ett bestånd. För den nedåtriktade, kortvågiga strålningen kan Beers lag exempelvis skrivas:

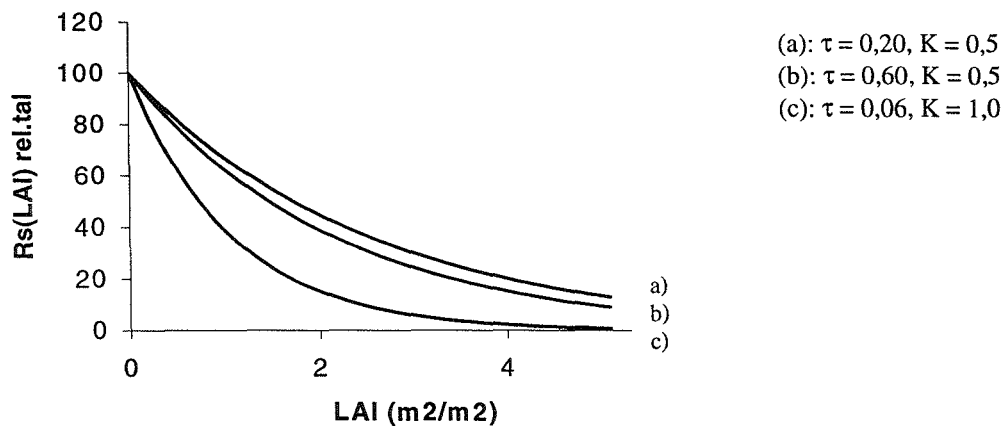
$$R_s(\text{LAI}) = R_s \cdot e^{-\kappa \text{LAI}} \quad 7.15$$

där  $R_s(\text{LAI})$  är den genomsnittliga solstrålningen mot ett plan under ett ackumulerat bladyteindex, LAI,  $R_s$  är solstrålningsflödet på ovansidan av beståndet (globalstrålningen) och  $\kappa$  är en "försvagningskoefficient" (extinktionskoefficient). (Denna formel är analog med ekvation 4.1, men gäller endast kortvågig strålning och ej nettostrålning).

Extinktionskoefficienten ( $\kappa$ ) 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 7.4 ser vi att detta i viss mån står i relation till 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.

$$\kappa = K(1 - \tau) \quad 7.16a$$

Bestånd med till stor del upprätta (vertikala) eller hopklumpade bladsamlingar (t ex tall) får ett lägre K-värde (ungefär 0,3-0,5) medan bestånd med mer horisontella eller mer jämnt fördelade blad ger högre värden (ungefär 0,5-1). Detta medför alltså, att extinktionskoefficienten,  $\kappa$ , inom det fotosyntetiskt aktiva området (eftersom transmissionskoefficienten,  $\tau$ ,  $\approx 0,06$  inom detta våglängdsintervall) antar värden som ligger strax under nämnda geometriska K-värden (fig 7.5).



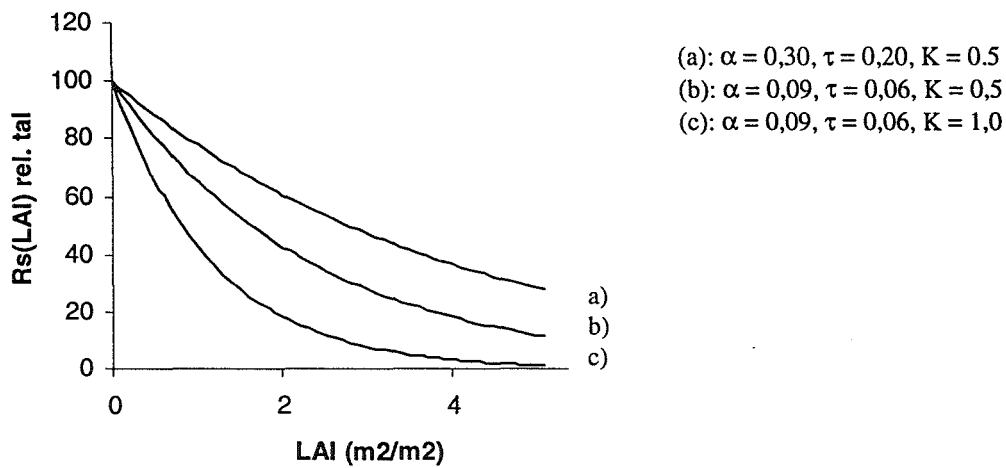
**Figur 7.5.** Det *direkt nedåtriktade* flödet av strålning i ett bestånd som funktion av ackumulerat bladyteindex, LAI, (räknat från bladverkets ovansida), beräknat enligt ekv 7.15 och 7.16a. (a) För större delen av det kortvågiga spektrat (0,35-3,0  $\mu\text{m}$ ) i ett bestånd med  $K=0,5$  (dvs relativt stor andel *vertikala* blad); (b) För PAR (ca 0,4-0,7  $\mu\text{m}$ ), likaså i ett bestånd med  $K=0,5$ ; (c) För PAR men  $K=1$ , dvs huvudsakligen *horisontellt* orienterade blad. (Omritad efter Torsell m fl 1989).

Till detta nedåtriktade flöde kommer emellertid också ett uppåtriktat diffust flöde pga att den direkta strålningen till en del reflekteras och sprids i bladverket. Extinktionskoefficienten kan då, med hänsyn taget till detta, skrivas:

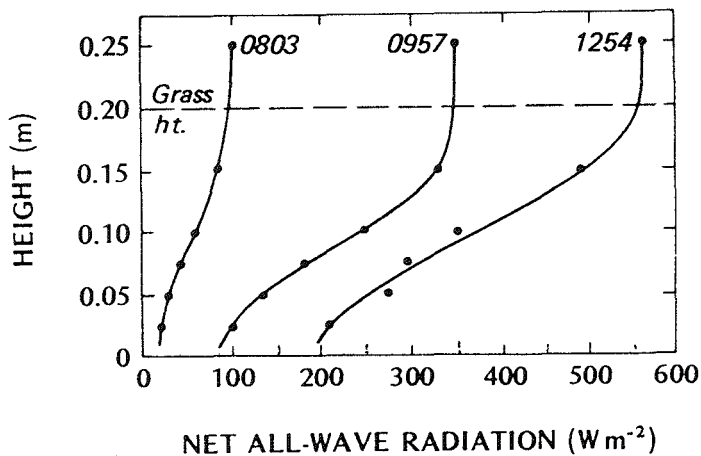
$$\kappa = K(1 - \alpha - \tau) \quad 7.16b$$

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 (fig 7.6).

För att erhålla den totala nettostrålningen,  $R_n$  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 figur 7.7.



**Figur 7.6.** Det totala (dvs direkta + diffusa) flödet av kortvågig strålning i ett bestånd som funktion av bladyteindex LAI (räknat från bladverkets ovansida), beräknat enligt ekvation 7.15 och 7.16b. (a) Större delen av det kortvågiga spektrat (0,35-3,0  $\mu\text{m}$ ),  $K=0,5$ ; (b) PAR,  $K=0,5$ ; (c) PAR,  $K=1$ . (Omritad efter Torsell m fl 1989).



**Figur 7.7.** Nettostrålningen i ett 0,2 m högt gräsbestånd vid tre olika tidpunkter; 8<sup>03</sup>, 9<sup>57</sup> och 12<sup>54</sup> (28 juni 1972, Saskatchewan). (Efter Oke, 1978).

## 8. Atmosfäriska utbytesprocesser

### 8.1 Temperaturvariationer i atmosfären

#### *Energibalans och energiöverföringsprocesser*

Att temperaturen är en viktig faktor i en mängd processer de biologiska systemen är välkänt (se t ex kap 11), men i detta kapitel behandlas temperaturen enbart ur den fysikaliska aspekten. Temperaturen är intimt sammankopplad med jordytans energibalans som kan beskrivas med följande ekvation:

$$R_n + H + LE + q_h + PS + M = 0 \quad 8.1$$

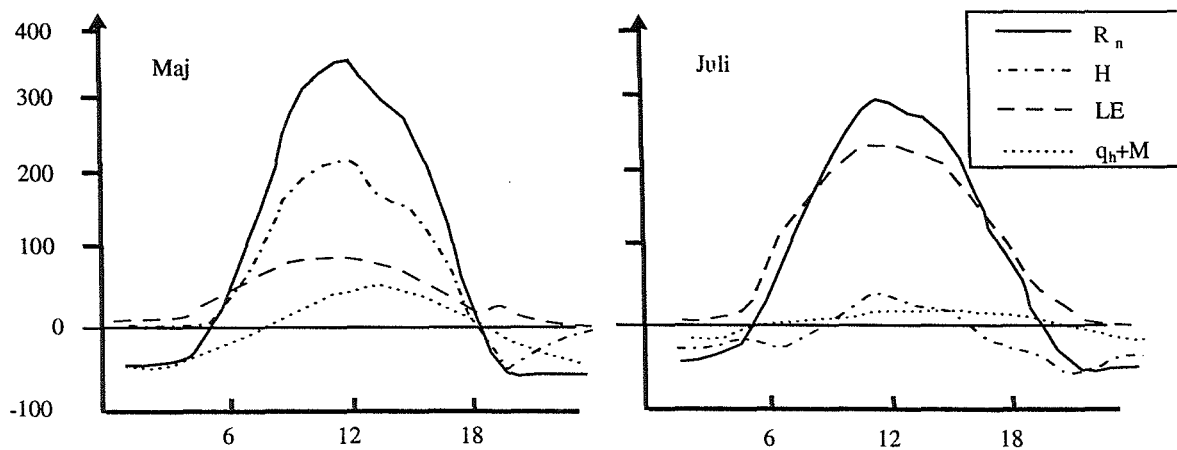
där  $R_n$  är nettostrålning,  $H$  sensibelt (förmibart) värmefflöde,  $LE$  latent värmefflöde (energi som åtgår för avdunstning),  $q_h$  markvärmefflöde,  $PS$  energi som åtgår för fotosyntes och  $M$  är övrigt (lagring i luft, biomassa m m). Det är viktigt att tänka på i vilken riktning flödena är definierade. I detta fall och hela kapitel 8 definieras flödena i energibalansen som positiva när de är riktade nedåt. Notera att detta ej är i överensstämmelse med definitionen i energibalansen för blad (ekv 4.6). Skillnaden blir att det latent och sensibla värmefflödet nu oftast får negativa värden. För att skilja dessa olika definitioner åt, så noteras de som är definierade enligt ekv 8.1 med ett indexerat minustecken. I energibalansen finns de tre energiöverföringsprocesserna i atmosfären representerade:

<i>Strålning</i>	( $R_n$ , $PS$ )
<i>Konvektion</i>	( $H$ , $LE$ )
<i>Ledning</i>	( $q_h$ , $M$ )

Nettostrålningen är normalt den största termen i energibalansen och något förenklat brukar man säga att den utgör den energi som finns tillgänglig att fördela mellan de andra komponenterna. Sett över en längre tidsperiod som ett dygn, svarar de konvektiva flödena för den största delen av 'konsumtionen' av den tillgängliga energin (fig 8.1). Konvektion definieras som den luftförelse som leder till transport och blandning av luftens egenskaper. Med "egenskaper" menas till exempel temperatur, eller den halt av vattenånga, koldioxid eller andra gaser som finns i luften.

Utbytet av sensibelt värme ( $H$  i ekvationen ovan) sker huvudsakligen genom två olika typer av konvektion: Mekanisk konvektion och termisk konvektion. Den mekaniska konvektionen kan förenklat beskrivas som luftförelser orsakade av mekaniska krafter; ojämnheter i luftströmmen ger upphov till virvlar som effektivt kan transportera värme. Den termiska konvektionen är luftförelser som förorsakas av densitetsskillnader i lufthavet. Luftens densitet är starkt beroende av temperaturen och luft som t ex kommer i kontakt med en varm yta värms upp och blir då lättare än omgivande luft. Detta medför att detta "luftpaket" stiger uppåt och på så sätt orsakar omblandning i lufthavet (jfr termik). Dessa konvektiva luftförelser kallas ibland för "turbulens".

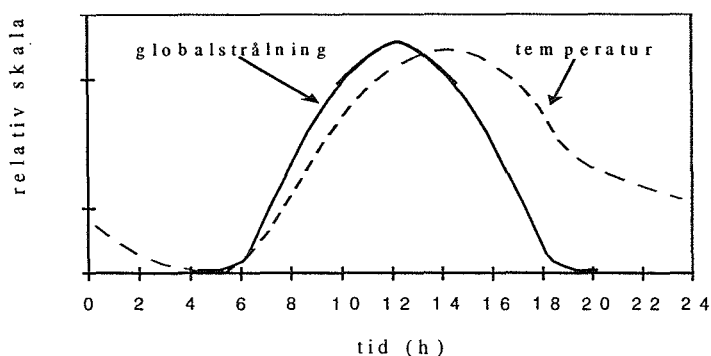




**Figur 8.1.** Exempel på dygnsfördelningen av komponenterna i energibalansen för ett energiskogsbestånd från två olika perioder under växtsäsongen.

### *Daglig och årlig temperaturvariation*

Under en solig dag beskriver lufttemperaturen, grovt sett, en sinussvängning med ett minimum normalt just efter solens uppgång och ett maximum en stund efter strålningsmaximum. Man kan säga att temperaturen hela tiden släpar efter i förhållande till strålningen (fig 8.2). Eftersläpningen mellan strålning och temperatur beror dels på den lagring av energi som sker i mark och vegetation, dels på de övriga



**Figur 8.2.** Relativ solinstrålning och lufttemperatur ovan bar mark (omritad efter Rosenberg et al, 1983).

energiutbyten som sker vid ytan (sensibelt och latent). På förmiddagen sker en ökning av energiinnehållet i mark och vegetation. När strålningen sedan avtar på eftermiddagen frigörs denna energi som då hjälper till att värma luften. Om vi hade ett helt isolerat och torrt system skulle denna färförskjutning mellan strålning och temperatur inte finnas. Situationen blir densamma om man betraktar den årliga cykeln av strålning och temperatur med samma förklaringsgrunder.

Den figur över den dagliga temperaturvariationen som vi just har tittat på avslöjar inte allt om hur temperaturen varierar. Om vi sätter ett förstoringsglas på en del av dygnskurvan upptäcker man att det finns stora variationer som är till synes slumpmässiga utan korrelation med strålningen. Tidsskalan på denna till synes slumpmässiga variation beror på hur nära marken man befinner sig. Närmast marken har man fluktuationer med en frekvens av typiskt 10-20 Hz (10-20 svängningar per sekund). Den hänger samman med den turbulens som finns i luften. Luften är inte homogen utan består av en mängd "luftbubblor" av olika storlek och dessa bubblor kan ha olika temperatur och de rör sig dessutom med olika hastighet och åt olika håll i rummet.

### *Adiabatiska processer, potentiell temperatur*

En ändring av ett tillstånd (temperatur) som sker utan tillförsel eller bortförsl av energi är en adiabatisk process. Utgående från termodynamikens första lag och allmänna gaslagen kan man visa att om trycket hos ett givet luftpaket ändras adiabatiskt från  $p_1$  till  $p_2$  följer att temperaturen ändras enligt följande:

$$\frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{p_2}{p_1} \right)^{\left( \frac{s'-1}{s'} \right)} \quad 8.2a$$

$$s' = \frac{C_p}{C_v} \approx 1.42 \quad 8.2b$$

och där  $C_p$  och  $C_v$  är luftens specifika värme vid konstant tryck respektive konstant volym. Exponenten vid trycktermen är mindre än ett och således ändras temperaturen relativt sett mindre än trycket. Enligt ekvationen ovan minskar temperaturen med minskande tryck och eftersom lufttrycket avtar med höjden så följer att även temperaturen minskar med höjden.

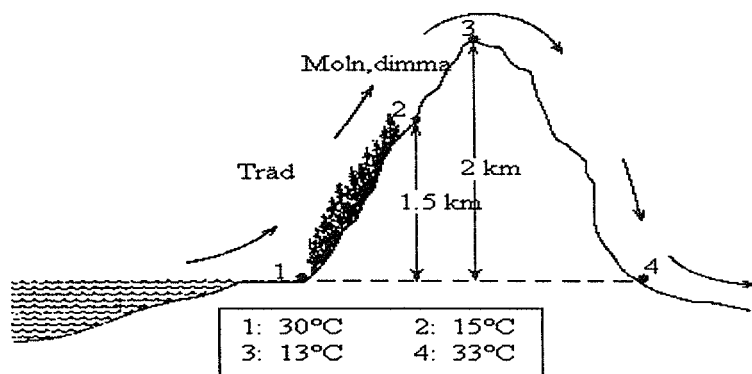
Med utgångspunkt från ovan sagda definierar man den potentiella temperaturen som den temperatur som ett givet luftpaket skulle få om man ändrar dess tryck i en adiabatisk process till ett standardtryck. Begreppet potentiell temperatur används ofta inom meteorologien.

### *Torr- och våtadiabatiskt temperaturavtagande*

Så länge luften inte är vattenmättad och adiabatiska förhållanden råder, minskar temperaturen med stigande höjd med ca 1 °C/100 m när man befinner sig nära havsytan. Detta fenomen kallas för det torradiabatiska temperaturavtagandet. I praktiken innebär detta att ett luftpaket som förflyttas 100 m uppåt, blir en grad kallare p g a att trycket minskar. När luften så småningom blir mättad med avseende på vattenånga, uppstår kondensation som leder till molnbildning och eventuell nederbörd. Vid kondensation frigörs energi (värme), vilket medför att temperaturen avtar långsammare än i det torra fallet. Det våtadiabatiska temperaturavtagandet

varierar mera med tryck och temperatur än det torradiabatiska avtagandet. Vid en temperatur av 30 °C och normalt lufttryck är det våtadiabatiska temperaturavtagandet ca 0.36 °C/100 m, dvs ca en tredjedel av det torradiabatiska avtagandet. Skillnaden mellan dessa två processer orsakar en del intressanta s. k. orografiska effekter.

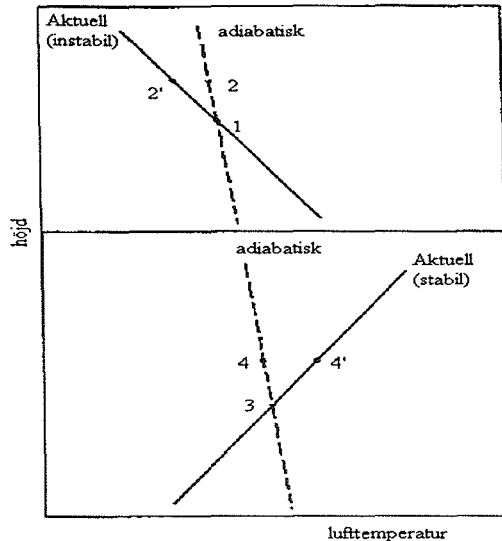
En sådan effekt är den så kallade Föhn effekten. Den uppstår framför allt vid kustnära bergskedjor i samband med "pålandsvind". Temperaturen på läsidan av berget kan bli avsevärt högre än på vindsidan beroende på att när luften tvingas uppåt på grund av berget, kondenseras en del av vattenångan och därvid frigörs energi. Detta gör att luften på läsidan av berget är både varmare och torrare än luften på vindsidan av berget (fig 8.3).



**Figur 8.3.** Temperaturen hos ett luftpaket som rör sig över ett berg (omritat efter Rosenberg et al, 1983).

### *Termisk stabilitet*

Temperaturen i atmosfären varierar alltid med höjden (fig 7.1). Generellt sett är det kallare ju högre upp man kommer, åtminstone i de nedersta 10-tal kilometrarna av lufthavet. Närmast marken, i det som kallas det planetära gränsskiktet, påverkas dock atmosfären i hög grad av det energiutbyte som sker vid själva markytan, och där kan temperaturen både öka respektive minska med höjden. För att karaktärisera atmosfärens tillstånd temperaturmässigt, använder man begreppet *termisk stabilitet*. När temperaturen avtar med höjden enligt det adiabatiska temperaturavtagandet säger man att man har neutral skiktning (fig 8.4). När temperaturen minskar snabbare har man en instabil skiktning och när temperaturen minskar långsammare eller ökar med höjden har man stabil skiktning.



**Figur 8.4.** Schematisk bild av aktuell och adiabatisk temperaturprofil, vilka illustrerar termiskt instabila respektive stabila förhållanden i atmosfären. (Omritat efter Rosenberg et al, 1983).

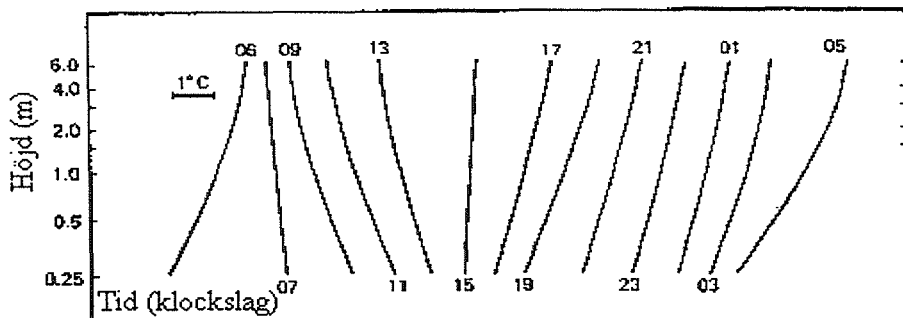
Låt oss illustrera begreppet med fallet för stabil skiktning, dvs luftens temperatur är lägre nära markytan än högre upp. Om vi nu tänker oss att vi har ett luftpaket några meter upp i luften och att detta får en "knuff" neråt, då inträffar det att vårt luftpaket plötsligt befinner sig i en omgivning där densiteten är högre än den luftpaketet självt har. Detta medför att luftpaketet tenderar att lyftas upp igen till den plats varifrån det kom. På motsvarande sätt tenderar ett luftpaket som får en knuff uppåt att vilja sjunka tillbaka till utgångsnivån. Detta innebär att alla rörelser dämpas och det förklarar varför man karaktäriserar atmosfären som stabil. Vid instabil skiktning förstärks i stället alla rörelser, medan man i det neutrala fallet varken får en dämpning eller förstärkning av rörelserna.

### *Temperaturprofiler över naturliga ytor*

På natten, när nettostrålningen vanligtvis är negativ, avkyls mark och vegetationsytor så att ytan blir den kallaste delen av hela profilen. Luft som kommer i kontakt med ytan avkyls också och det bildas en sk temperaturinversion (stabil skiktning). Sådana markinversioner kan man få även på dagen, speciellt vintertid, när solinstrålningen är låg. Snötäckt mark förstärker också stabiliteten genom att en stor del av den infallande strålningen reflekteras tillbaka till atmosfären (se tabell 7.3). I städerna kan sådana temperaturinversioner orsaka stora problem för luftkvaliteten, eftersom omblandningen med ovanliggande luftlager blir för dålig.

På dagen absorberas mycket energi från solen och ytan blir normalt den varmaste delen i profilen (jfr fig 4.2). Detta skapar en instabil skiktning. Detta innebär att under ett typiskt sommardygn ändras profilen från att vara stabil på natten, passerar snabbt en neutral skiktning, ofta i samband med soluppgången, och övergår i en instabil

profil under dagen. På sena eftermiddagen eller kvällen växlar den återigen till en stabil profil (fig 8.5). Om ytan är välförsedd med vatten kan man även på dagen få en stabil skiktning. Detta orsakas av att energi för avdunstning tas från omgivande luft varför ytan blir kallare än omgivningen.



**Figur 8.5.** Temperaturprofiler ovanför gräs (0.12 m högt) sent i juli vid Davis. 06.00 råder stabil skiktning, 07.00 närmast neutral och 09.00 är skiktningen av luftmassan instabil (omritat efter Rosenberg et al, 1983).

## 8.2 Fuktvariationer i atmosfären

### *Latent värme*

Inom meteorologien spelar luftens fuktighet en mycket viktig roll bl a därför att stora mängder energi åtgår respektive frigörs när vatten avdunstar respektive kondenserar. För att till exempel avdunsta/kondensera 1 l vatten åtgår/frigörs energi, vilken benämns ångbildningsvärme, och brukar betecknas  $\lambda$  eller  $L = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$  (vid  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Detta är ungefär 6 gånger mer energi än det som krävs för att värma upp motsvarande mängd från  $0$  till  $100 \text{ }^\circ\text{C}$ . Vindens transportförmåga tillsammans med det faktum att så mycket energi finns bunden i vattenångan gör att luftens fuktighet har så stor betydelse för energiutbytet mellan jordytan och atmosfären.

### *Gaslagar (tryck, densitet, volym, massa)*

Viktigt är att konstatera att fuktig luft, d v s luft som innehåller vattenånga, uppför sig som en ideal gas vilket gör att gaslagarna kan tillämpas. En konsekvens av att fuktig luft uppför sig som en ideal gas är att luftens tryck är summan av den torra luftens och ångans partialtryck, eller:

$$p = p_d + e_a$$

8.3

där  $p_d$  är partialtrycket för torr luft och  $e_a$  är vattenångans tryck i gasblandningen.

Densiteten av fuktig luft definieras som:

$$\rho_a = \frac{m}{V} \quad 8.4$$

där  $m$  är massan av torr luft plus massan av vattenånga och  $V$  är volymen. Med hjälp av gaslagarna kan man visa att:

$$\rho_a = \frac{M_a}{R} \cdot \frac{(p - 0.378e_a)}{T} \quad 8.5$$

där  $M_a$  är den torra luftens molekylvikt,  $R$  är den universella gaskonstanten och  $T$  luftens temperatur. Det viktiga med denna ekvation är att vi ser att luftens densitet är en funktion av tryck, temperatur och fuktighet. Fuktighetsberoendet är inte speciellt stort, exempelvis är skillnaden mellan torr och fuktighetsmättad luft endast ca 1% vid 20 °C och normalt tryck. Temperatur och tryckberoendet är desto större. Känner man till den här ekvationen kan man lätt korrigera för dessa faktorer vid behov.

### *Specifik och absolut fuktighet*

Med dessa relationer som utgångspunkt kan vi nu definiera ett antal olika fuktighetsmått. *Specifik fuktighet*,  $q$ , som definieras som förhållandet mellan massan av vattenånga,  $m_w$ , och luftens totala massa:

$$q = \frac{m_w}{(m_w + m_d)} \quad 8.6$$

där  $m_d$  är massan av torr luft. Sambandet mellan specifik fuktighet och ångtrycket ges av:

$$q = \frac{0.622e_a}{(p - 0.378e_a)} \quad 8.7$$

Faktorn 0.622 är kvoten mellan molekylvikten för vatten och molekylvikten för torr luft. Faktorn 0.378 är helt enkelt  $1 - 0.622$ . Specifik fuktighet,  $q$ , är dimensionslös men ofta uttrycks den i sorten  $\text{g kg}^{-1}$  eftersom det ger en mera hanterlig storhet på siffrorna.

*Blandningsförhållandet*,  $w$ , är kvoten mellan massan av vattenånga och massan av torr luft:

$$w = \frac{m_w}{m_d} \quad 8.8$$

och  $w$  är relaterad till ångtrycket genom:

$$w = \frac{0.622e_a}{p_d} \quad 8.9$$

där  $p_d$  är den torra luftens partialtryck. I praktiken kan man för det mesta ersätta  $p_d$  med  $p$  eftersom skillnaden mellan dessa för det mesta är mindre än en procent.

*Absolut fuktighet,  $\chi$* , är mängd vattenånga per volymenhet fuktig luft.

$$\chi = \frac{m_w}{V} \quad 8.10a$$

och vidare är  $\chi$  relaterad till ångtrycket genom:

$$\chi = \frac{e_a M_w}{RT} \quad 8.10b$$

där  $M_w$  är molekylvikten hos vatten.

### ***Mättnadsångtryck och till den relaterade fuktighetsmätt***

Luft som befinner sig ovanför en vattenyta säges vara mättad med avseende på ånga när jämvikt råder, d v s när lika många vattenmolekyler lämnar ytan som de som fångas upp av ytan. Mängden vattenånga i mättad luft är starkt beroende av temperaturen enligt följande samband:

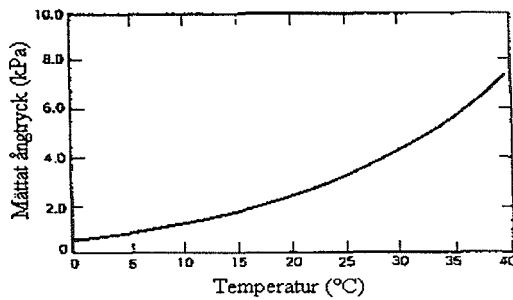
$$e_s = 0.61078e^{\left(\frac{17.269T}{T+237.3}\right)} \quad 8.11$$

där  $e_s$  är mättnadsångtrycket i kPa och  $T$  är temperaturen i °C (notera att  $e$  är basen i det naturliga logaritmsystemet). Ekvationen ovan, som kallas Tetens ekvation, gäller vid temperaturer över noll grader. Som synes ökar mättnadsångtrycket exponentiellt med temperaturen (fig 8.6) och den mängd vattenånga som luften maximalt kan hålla vid t ex 20 °C är 3,8 gånger så stor som vid 0 °C. Om luften är mycket ren kan det inträffa att den blir övermättad, dvs den får en ånghalt som är större än det som ges av ekvationen ovan. Nära jordytan finns emellertid alltid kondensationskärnor som gör att kondens uppstår och därmed nås jämvikt och mättnad i stort sett enligt definitionen ovan.

Den *relativa fuktigheten*,  $h_a$ , definieras här som:

$$h_a = \frac{e_a}{e_s} \cdot 100 \quad 8.12$$

$h_a$  är kanske det mest använda fuktighetsmättet men kanske också det mest missförstådda och missbrukade. Detta beror på att  $h_a$  inget säger om den absoluta fuktigheten. Samma  $h_a$  vid olika temperaturer betyder olika absolut fuktighet.



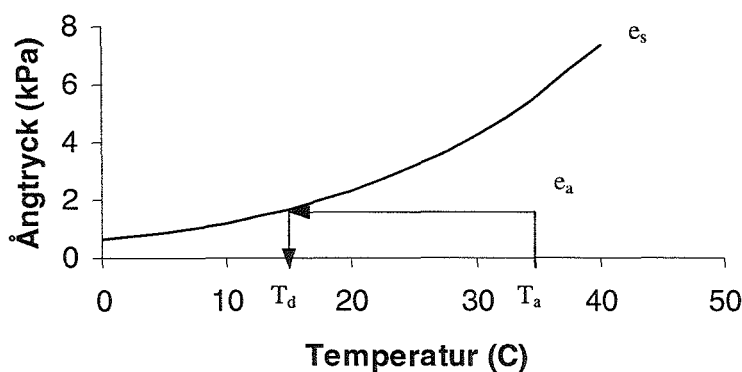
**Figur 8.6.** Mättnadsångtryck hos vatten som funktion av temperatur. (Omritat efter Rosenberg et al, 1983).

*Ångtrycksdeficit* (eller mättnadsdeficit), är ett vanligt begrepp i avdunstnings-sammanhang. Det definieras som skillnaden mellan mättnadsångtryck och aktuellt ångtryck:

$$\Delta e = e_s - e_a \quad 8.13$$

Man brukar säga att  $\Delta e$  är ett mått på "suget" efter vattenånga i luften. Stort ångtrycksdeficit innebär normalt att drivkraften för avdunstning också är stor.

Dagpunktstemperatur definieras som den temperatur till vilken ett luftpaket måste avkylas för att mättnad ska nås (fig 8.7). Om man känner det aktuella ångtrycket kan man beräkna dagpunktstemperaturen ur Tetens ekvation.



**Figur 8.7.** Schematisk bild över bestämning av dagpunktstemperatur. Vid en viss temperatur,  $T_a$ , råder ett visst aktuellt ångtryck,  $e_a$ . Vid den punkt där  $e_a = e_s$  kan dagpunktstemperaturen,  $T_d$ , läsas av på x-axeln.

### 8.3 Vind och turbulent transport

Vinden spelar en viktig roll när det gäller flödet av sensibelt och latent värme mellan jordytan och atmosfären. Flödet sker huvudsakligen genom ett utbyte av massa och

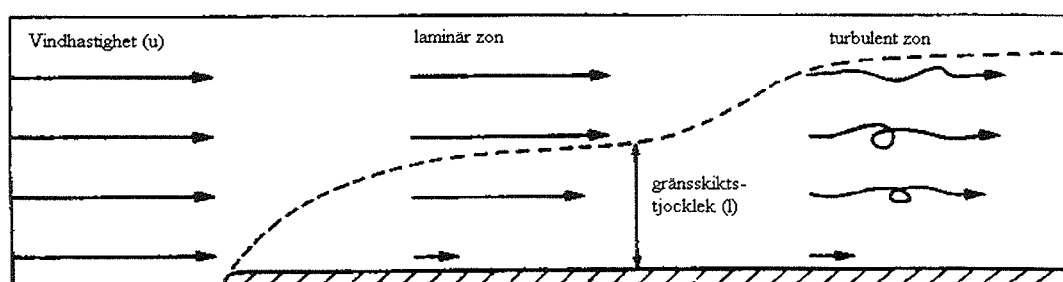


det är vindrörelserna som svarar för att detta massutbyte äger rum. Vinden hjälper till att transportera olika egenskaper hos massan (luften). För att förstå hur detta utbyte går till behöver vi känna till några olika begrepp inom detta område. Inom meteorologin talar man ofta om atmosfäriska gränsskikt. Ett gränsskikt är helt enkelt ett skikt av lufthavet som har liknande egenskaper (ur transportsynpunkt) inom hela skiktet.

När vinden blåser över ett föremål, exempelvis ett blad, uppstår ett tunt skikt närmast ytan där man har laminär strömning. Laminär strömning karaktäriseras av att flödeslinjerna är parallella med ytan och att utbytet genom skiktet sker genom molekylär diffusion (molekylerna knuffar på varandra). Detta skikt kallas det laminära gränsskiktet.

Ovanför det laminära gränsskiktet bildas turbulens som enkelt uttryckt är en till synes "kaotisk" virvelbildning i luften. Tidigare trodde man att dessa virvlar var helt oordnade men med hjälp av förfinad teknik börjar man nu skönja en viss struktur även i dessa. Detta skikt kallas för det turbulenta gränsskiktet (eller ytskiktet) och på dagen sträcker det sig normalt några hundra meter upp i lufthavet. Vid stabil skiktning som på natten minskar dess tjocklek betydligt. Ovanför ytskiktet finns andra typer av gränsskikt som vi dock inte går in på här. Det är i det turbulenta gränsskiktet som vi har väl definierade profiler och som vi strax ska återkomma till.

Om man studerar utvecklingen av gränsskikten över t ex ett blad (fig 8.8) ser man att det först byggs upp ett laminärt skikt från bladkanten och inåt. Detta växer succesivt med avståndet från kanten och när det har nått en viss kritisk tjocklek övergår strömningen delvis i en turbulent strömning. Det turbulenta gränsskiktet växer snabbare än det laminära men det finns fortfarande kvar ett laminärt skikt närmast ytan, ofta endast någon eller några millimeter tjockt.

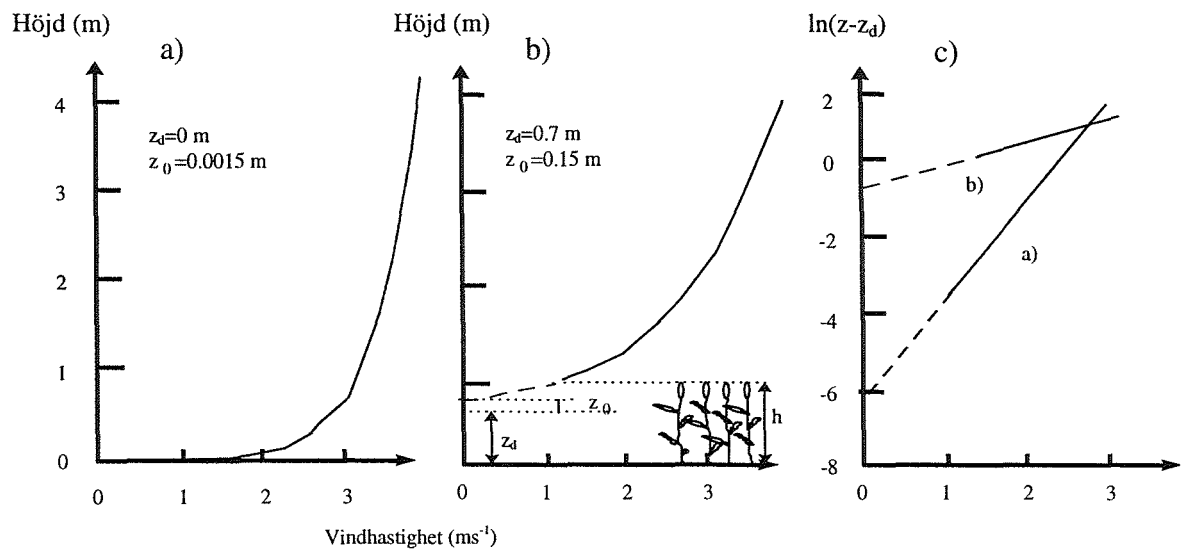


**Figur 8.8.** Schematisk beskrivning av utvecklingen av ett gränsskikt över en slät yta i en laminär luftström. Vindhastigheten minskar närmast den släta ytan, där ett laminärt gränsskikt bildas. Längre in från ytan övergår den laminära luftströmmen till en turbulent luftström. (omritad efter Oke, 1978)

Upphovet till de turbulenta vindrörelserna är av både termisk och mekanisk art. Det är viktigt att påpeka att även om flödet i ytskiktet är oregelbundet, så kan egenskapernas uppförande behandlas på ett systematiskt sätt med hjälp av statistik.

## Vindprofil och impulsflöde

Kunskap om hur vinden varierar med höjden över marken är viktig av åtminstone två skäl: dels kan vindprofilen användas för att beräkna effektiviteten i utbytet mellan marken och atmosfären, och dels kan den användas för att beräkna vindens hastighet på en godtycklig nivå, under förutsättning att man vet vindens hastighet på en annan nivå. Orsaken till att det uppstår en höjdvariation i vindhastighet, är att när vinden sveper över en yta uppstår friktion mellan partiklarna närmast ytan och själva ytan. Luft är en fluid, och en följd av den friktion som uppstår vid ytan, är att det även uppstår friktionskrafter längre upp i luftsvaret. Resultatet av allt detta är att vi får en vindhastighet som ökar, som det har visat sig, logaritmiskt med höjden (fig 8.9a).



**Figur 8.9.** Tänkbara vindprofiler då vindhastigheten på 4 m är  $3.5 \text{ ms}^{-1}$  för bar mark (a) och stråsäd (b) med motsvarande lin-log transformeringar (c). (Omritat efter Oke, 1978).

Vi kommer nu till ett begrepp som är ganska abstrakt, nämligen impuls och impulsflöde, men det är viktigt för fortsättningen att ha en någorlunda klar uppfattning om detta. Impuls eller rörelsemängd är helt enkelt massa gånger hastighet. Vinden har alltså en viss impuls beroende på dess hastighet (känns påtagligt när det blåser). Om man gör en analogi med temperatur och sensibelt värmefflöde där vi konstaterade att energi flödar från ställen med hög potential (temperatur) mot ställen med låg potential, så inser man när man betraktar vindprofilen i figur 8.9a, att impuls flödar mot markytan. Till skillnad mot värmefflöden så är impulsflödet alltid riktat mot marken, eftersom vindprofilen aldrig kan anta en motsatt riktning.

Den totala friktionskraften per markytenhet utgör det så kallade *impulsflödet* ( $\tau_i$ ) (eng. shearing stress). Man kan se impulsflödet, som ju är ett flöde i vertikalled, som en manifestation av den horisontella impuls som vinden förlorar när den passerar över

en yta med friktion. Storleken på impulsflödet ger även en indikation på hur effektivt utbytet av värme, vattenånga och andra gaser sker.

Empiriskt har man funnit att vindprofilen är logaritmisk och att hastigheten på en viss höjd,  $u(z)$ , därmed kan beskrivas med följande funktion:

$$u(z) = \frac{u_* \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{k} \quad 8.14$$

där  $u_*$  är friktionshastighet ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $z$  är höjden över marken (m),  $z_0$  är skrovlighetslängden (m) och  $k$  von Karman's konstant ( $=0.40$ ). För vegetationsytor som har en signifikant höjd, t ex grödor och särskilt skogar, måste man införa en skrovlighetsförskjutning för att kunna beskriva vindprofilen korrekt ovanför ytan (fig 8.9b). Den mera kompletta ekvationen för vindprofilen (*logaritmiska vindlagen*) blir då:

$$u(z) = \frac{u_* \ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right)}{k} \quad 8.15$$

där  $z_d$  är nollplanshöjden. Om man plottar höjden  $\ln(z - z_d)$  mot vindhastigheten får man en rät linje med lutningen  $k/u_*$  och där skärningen med y-axeln ger värdet på  $z_0$  (fig 8.9c). Detta används som en metod att bestämma skrovlighetsparametrarna  $z_0$  och  $z_d$ , alternativt, om dessa är kända, att beräkna  $u_*$ .

Friktionshastigheten,  $u_*$ , är en karaktäristisk hastighet som är relaterad till friktionen och turbulensen. Ett stort värde på  $u_*$  betyder hög turbulensintensitet. Friktionshastigheten definieras genom relationen:

$$u_*^2 = \frac{\tau_i}{\rho_a} \quad 8.16$$

där  $\tau_i$  är impulsflödet ( $\text{g m}^{-1} \text{s}^{-2}$ ) och  $\rho_a$  är luftens densitet ( $\text{g m}^{-3}$ ).

Skrovlighetslängden,  $z_0$ , är ett mått på ytans ojämnhet. Ju skrovligare, ojämna ytan är, desto större är dess skrovlighetslängd. En yta som har ett stort värde på  $z_0$  skapar mera turbulens än en yta med lågt  $z_0$  vid i övrigt samma förhållanden. En enkel tumregel säger att:

$$z_0 \approx 0.1 z_h \quad 8.17$$

där  $z_h$  är vegetationens medelhöjd. Detta innebär att skrovlighetslängden är typiskt 10 cm för en gröda och 1-2 m för skog. I realiteten beror  $z_0$  för ett vegetationstäck även av faktorer som mängden och den vertikala fördelningen av ytelementen.

Nollplansförskjutningen,  $z_d$ , kan tolkas som den höjd där tyngdpunkten för den av vegetationen absorberade impulsen ligger. Nollplansförskjutningen är på samma sätt som  $z_0$  en komplicerad funktion av beståndets struktur men empiriskt har man funnit att för de flesta vegetationstyper gäller:

$$z_d \approx 0.67 z_h \quad 8.18$$

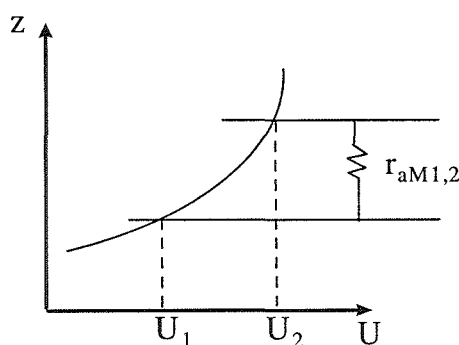
Det bör påpekas att det som sagts ovan vad gäller vindprofilernas logaritmiska form, endast gäller vid neutral skiktning i atmosfären. Vid avvikelser från detta avviker profilen från den "rena" logaritmiska formen åt olika håll beroende på om det är instabil eller stabil skiktning.

### *Aerodynamisk resistans*

I detta avsnitt beskrivs mer utförligt hur denna resistans definieras och hur man kan beräkna den utifrån kännedom om vinden samt vissa vegetationsegenskaper. I analogi med Ohms lag, kan ett flöde beräknas som en potentialskillnad dividerat med en resistans. Om vi tillämpar detta för impulsflödet,  $\tau_i$ , får vi:

$$\tau_i = \rho_a \frac{u(z_2) - u(z_1)}{r_{aM1,2}} \quad 8.19$$

där  $u(z_2)$  och  $u(z_1)$  är vindhastigheten på höjden  $z_2$  respektive  $z_1$  och där  $r_{aM1,2}$  är resistansen för rörelsemängd i lufthavet mellan de två nivåerna (fig 8.10).



**Figur 8.10.** Schematisk bild över hur den aerodynamiska resistansen,  $r_{aM}$  beräknas utifrån vindhastigheten,  $U$ , på höjden  $z$ .

Denna resistans som definieras av ekvationen enligt ovan, kallas normalt den aerodynamiska resistansen. Om man känner impulsflödet och vindhastigheten på dessa nivåer skulle man kunna beräkna resistansen. Impulsflödet är svårt att komma åt så man måste utveckla ekvationen ytterligare för att kunna uttrycka den i enkelt mätbara storheter. Till att börja med kan vi ersätta impulsflödet med friktionshastigheten, eftersom vi tidigare definierat ett samband mellan dessa (ekv. 8.15) och får då:

$$r_{aM1,2} = \frac{u(z_2) - u(z_1)}{u_*^2} \quad 8.20$$

Denna ekvation ger resistansen mellan två nivåer i lufthavet och följaktligen kan den totala resistansen från vegetationen, där vindhastigheten definitionsmässigt är noll, till en godtycklig nivå uttryckas som:

$$r_{aM} = \frac{u(z)}{u_*^2} \quad 8.21$$

Problemet med denna till synes enkla ekvation är att finna ett värde på  $u_*$ . Vi har tidigare definierat den logaritmiska vindlagen (ekv. 8.14) och ur den kan vi lösa ut  $u_*$  som:

$$u_* = k \frac{u(z)}{\ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right)} \quad 8.22$$

och om vi nu ersätter  $u_*$  i ekvation 8.21 med detta uttryck får vi:

$$r_{aM} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z - z_d}{z_0}\right)\right]^2}{k^2 u(z)} \quad 8.23$$

Vi har nu fått ett uttryck för den aerodynamiska resistansen som innehåller en relativt enkelt mätbar storhet som vindhastigheten samt de två skrovlighetsparametrarna,  $z_d$  och  $z_0$ , som det också är möjligt att erhålla värden på. Den resistans som vi nu har härlett gäller för *impulsflödet*. Tyvärr är det inte så enkelt att resistansen för det vertikala utbytet av värme och vattenånga är exakt samma som för impuls. När det gäller utbytet av värme så tillkommer en resistans som beror av kontakten med ytan, så kallad "skin friction". Konsekvensen av detta blir att:

$$r_{aM} \leq r_{aH} \quad 8.24$$

där  $r_{aH}$  är resistansen för utbyte av värme (vilken är ungefär lika stor som resistansen för utbyte av vattenånga). För en vegetationsyta kan man tolka detta som att skrovlighetslängden,  $z_0$ , är mindre för värme och vattenånga än motsvarande för vinden.

För jämna vegetationsytor som gräs och grödor, kan man grovt ansätta att skrovlighetslängden för värme är en tiondel av skrovlighetslängden för impuls. För skog tyder dock undersökningar på att  $r_{aH} \approx r_{aM}$ . Vår kunskap om vilka faktorer som bestämmer skillnaden mellan olika typer av resistans ( $r_{aM}$ ,  $r_{aH}$  och  $r_{aLE}$ ) är för närvarande begränsad, men forskning pågår.

#### 8.4 Beräkning av avdunstning utgående från tillstånd i atmosfären och dess gränsyta mot vegetation/mark

Det vatten som finns i atmosfären har tillkommit i sin helhet genom avdunstning från land och hav (och isar). Transporten av vattenånga i luften kan behandlas analogt med den sensibla värmetransporten. Nettoflödet av vattenånga är vanligtvis uppåt på dagen, medan det kan gå i bägge riktningar på natten. Detta innebär att fuktighetsprofilen nästan alltid är avtagande på dagen medan temperaturprofilen kan vara båggedera. Studerar man dygnsdynamiken av luftens fuktighet finner man att den ofta har ett maximum en kort period efter det att strålningen har sitt maximum.

Inom hydrologin har avdunstning kunnat beräknas utgående från vattenbalansekvationerna sedan slutet av 1600-talet. Det dröjde dock länge innan mer exakta metoder utvecklades som också tog hänsyn till avdunstningens orsaker. Kombinationsekvationer kallas en skara av metoder för beräkning av avdunstning. Deras uppkomst kan härledas till ett pionjärbete av H.L. Penman som gjordes redan 1948. Penman var den förste som beaktade både energitillförseln via strålning, och den turbulenta transporten av värme och vattenånga. En av dessa s k kombinationsmetoder bygger på att man beräknar avdunstningen som en restterm av energibalansen:

$$LE_{-} = -R_n - H_{-} \quad 8.25$$

och

$$H_{-} = -\left(\frac{\rho_a C_p (T_s - T_a)}{r_a}\right) \quad 8.26$$

där  $H_{-}$  är det sensibla värmefflödet och  $T_s$  är temperaturen på den yta som mottagit strålning (jmf med ekv 4.5 som gäller för en bladyta, varför  $T_c$  istället används i denna formel). Observera att man här har antagit att alla lagringstermer samt markvärmefflödet är försumbara (se vidare kap 4).  $R_n$  och  $T_a$  kan mätas relativt enkelt och nuförtiden finns strålningstermometrar med vars hjälp man kan mäta ytors temperatur. Tidigare har beskrivits hur  $r_a$  kan beräknas. Problemet ligger i att det fortfarande är svårt att mäta  $T_s$  på ett representativt sätt, och det är långt ifrån en standardmetod som kan tillämpas i stor skala.

Samtidigt kan vi uttrycka avdunstningen som:

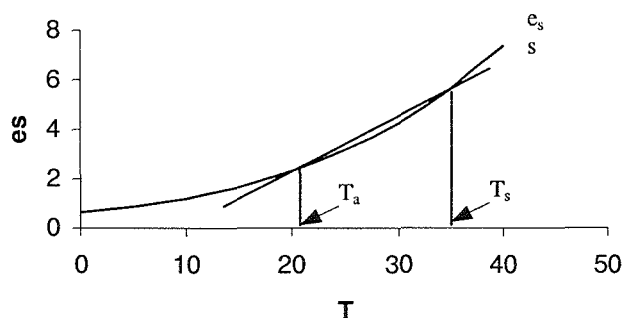
$$LE_{-} = -\left(\frac{\rho_a C_p (e_s(T_s) - e_a)}{\gamma(r_a)}\right) \quad 8.27$$

där  $\gamma$  är den så kallade psykrometerkonstanten. Denna ekvation gäller för avdunstning från en våt yta i allmänhet, vilket är förklaringen till att  $e_s$  och  $T_s$  används, samt att  $r_c$  inte har inkluderats i nämnaren (jmf ekv 4.3 som gäller för en bladyta). Det är lätt att ställa sig frågan varför vi behöver kombinera dessa två ekvationer som bägge ger avdunstningshastigheten. Det är ju tillräckligt att använda bara en om vi känner de

ingående storheterna i ekvationerna. För att kunna lösa ut LE utgående från  $R_n$  och  $H$ , krävs kännedom om nettostrålning och temperatur på den avdunstande ytan, och temperatur i luften. Mellan ytan och punkten i luften där temperaturen är känd, skall också den aerodynamiska resistansen som reglerar det sensibla flödet vara känd. För att kunna lösa ut LE från den grundläggande flödesekvationen behövs på samma sätt ångtrycket i luften och det mätnadsångtryck som motsvarar temperaturen hos den avdunstande ytan. Dessutom behövs förstås den aerodynamiska resistansen på samma sätt som för det sensibla flödet.

Svårigheten ligger i att vi sällan vet temperaturen för den avdunstande ytan. Det innebär att vi normalt inte kan uttala oss om storleken på vare sig  $H$  eller  $LE$ . Vad Penman gjorde var att han kopplade ihop den tillgängliga strålningsenergin med  $LE$  och  $H$  som energiflöden, för att därigenom lösa ut tillståndet för ytan, dvs  $e_s(T_s)$ . Detta kan göras om man utgår från att vi har ett system i jämvikt och att ytans temperatur och fuktighet ställer in sig i detta jämviktstillstånd. Vi förutsätter vidare att ytan alltid är helt täckt av vatten. För att kunna sätta ihop temperatur och ångtryck för ytan, definierar vi en ny storhet,  $s$ , som är lutningen på ångtryck-temperaturkurvan vid medelvärdet av  $T_a$  och  $T_s$  (fig 8.11):

$$s = \frac{(e_s(T_s) - e_s(T_a))}{(T_s - T_a)} \quad 8.28$$



**Figur 8.11** Grafisk beskrivning av  $s$  (ekv 8.28) som lutningen på mätnadsångtryck-temperaturkurvan vid medelvärdet av  $T_a$  och  $T_s$ .

Genom att kombinera de fyra ekvationerna kan man sedan uttrycka avdunstningen som:

$$LE_- = - \left( R_n s + \frac{\rho c_p \delta e}{r_a} \right) \cdot \frac{1}{(s + \gamma)} \quad 8.29$$

Detta är en generell ekvation för avdunstning från en våt yta. Observera att den ej är beroende av några ytvariabler och att det som ingår är ångtrycksdeficitet i luften och ej

det vid vegetationsytan. Det är alltså tillräckligt med att ha tillgång till klimatdata från en nivå i luften. Det är sådant som mäts standardmässigt i t ex SMHI:s stationsnät.

Detta var ett empiriskt sätt att behandla saken på och Penman kom själv på en bättre, mera strikt lösning, när han introducerade resistansbegreppet i ekvationerna. Denna modifikation brukar tillskrivas J.L. Monteith, men faktum är att Monteith själv refererade till Penman i sitt arbete om detta. Numera har han dock accepterat begreppet Penman-Monteith ekvation om följande:

$$LE_{T_s} = \frac{R_n s + \left( \frac{\rho c_p \Delta e}{r_a} \right)}{s + \gamma \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \quad 8.30$$

där  $LE_{T_s}$  är transpirationen och  $r_c$  är den integrerade stomataresistansen för hela bladverket. Denna ekvation kan också behandla avdunstning från en yta som ej är helt våt. Detta görs genom att den integrerade stomataresistansen,  $r_c$ , introduceras. Denna resistans representerar värdet av alla stomataresistanser kopplade parallellt, räknat per markytenhet.

### *Meteorologiska parametrars inverkan på avdunstningen*

Utgående från Penman-Monteith ekvation kan vi relativt lätt läsa ut hur olika faktorer påverkar avdunstningen.

- **Nettostrålning:** Det är klart att  $R_n$  är den huvudsakliga energikällan för avdunstningen. I humida klimat kan man för grödor grovt ansätta att  $R_n = LE$  när grödan är välutvecklad och vattentillgången är god. I viss litteratur kan man finna uppgiften att  $R_n$  är en övre gräns för avdunstning men det stämmer inte - det finns ingen sådan teoretisk begränsning. För låg vegetation och grödor finns normalt ett starkt samband mellan avdunstning och nettostrålning. För hög vegetation som skog är det snarare ångtrycksdeficitet som kontrollerar avdunstningen. För stora områden kan man också säga att  $R_n$  är viktigare än ångtrycksdeficitet, eftersom ångtrycket i luften ställer in sig i en jämvikt som beror av tillgången på energi och vatten.
- **Vind:** Vinden påverkar avdunstningen genom den aerodynamiska resistansen. För skrovliga ytor som t ex skog, styrs avdunstningen mer av ångtrycksdeficit och vind, än av nettostrålning, enligt Penman-Monteith ekvation. Notera dock återkopplingen till atmosfären som kan kyla luften och minska ångtrycksdeficitet om den skrovliga ytan representerar ett större område. För släta ytor blir ofta vinden mindre betydelsefull, eftersom nettostrålningen här är den avgörande faktorn.
- **Luftfuktighet:** Avdunstningen påverkas i hög grad av den omgivande luftens fuktighet. Ju torrare luften är desto större blir potentialskillnaden, drivkraften, för



vattenångflöde och desto högre blir avdunstningen. Normalt finner man god korrelation mellan avdunstningen och ångtrycksdeficitet,  $\delta_e$ , utom när växterna reagerar med att stänga klyvöppningarna och därmed den vägen minska avdunstningen. Notera dock att  $\delta_e$  minskar då luften tillförs vattenånga, och att den dessutom minskar om H är motriktat LE, dvs att luften kyls när värme går åt vid avdunstningen.

- Temperatur: Generellt kan man säga att temperaturen påverkar avdunstningen på fyra olika sätt: (1) Hög temperatur är en förutsättning för att man ska kunna ha ett högt ångtrycksdeficit, (2) när temperaturen är hög finns mycket sensibelt värme lagrad i luften. Detta kan användas som ett 'energitillskott' utöver energi från strålning, till att driva avdunstningen, (3) vid höga temperaturer åtgår mindre energi för att avdunsta vatten, och (4) stomatas funktion kan påverkas av temperaturen. Här saknas dock generell kunskap för närvarande.

## 9. 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 alltså 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 förringas 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 de grundläggande fysikaliska mekanismerna för värmetransport och värmelagring både i luft och mark. Under vinterförhållanden måste vi dessutom beakta snöns inverkan och betydelsen av fasomvandlingen då marken tjälar (se avsnittet om tjäle).

I detta kapitel diskuteras:

- 1) Strålningsbalansen vid markytan
- 2) Energibalansen vid markytan
- 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

### 9.1 Strålningsbalansen vid markytan

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

- genom strålning
- genom ett massflöde, dvs konvektion
- 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. 7).

Emissiviteten,  $\epsilon$ , 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, kap7), där  $\lambda$  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  $\mu\text{m}$ . Hela spektrat, som brukar kallas för långvågig strålning, ligger i intervallet från 5 till 30  $\mu\text{m}$ . Denna strålning ligger i ett helt annat spektra än det synliga ljuset som alstras av solen med en ytemperatur av cirka 6 000 °K. Solens strålning kallar vi på motsvarande sätt för kortvågig strålning och den ligger i intervallet från 0,3 till 3  $\mu\text{m}$ .

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 ( $\alpha$ ) 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 plögtiltorna mot solstrålningen och därigenom få den direkta solstrålningen att träffa marken vinkelrätt.

## 9.2 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:

$$R_n = LE + H + q_h \quad 9.1$$

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	$q_h$	
600 =	275	+ 275	+ 50	Vacker 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	$q_h$	
200 =	250	-40	-10	Efter en 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	$q_h$	
600 =	0	+500	+100	Uttorkad markyta

Exemplen ovan illustrerar tydligt hur förhållandena i atmosfären påverkar värmeflödet 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 vårnatt 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 värmeflödet från marken kan bli att luften istället avkyls så kraftigt att vi får en svår frost med förödande konsekvenser för frostkänsliga växter.

### 9.3 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  $\rho C$  och den uttrycks i enheten  $J m^{-3} C^{-1}$ . I andra sammanhang kan vi benämna  $C$  som värmekapacitet och vi använder då enheten  $J kg^{-1} C^{-1}$ . 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 ( $C$ ) behöver vi känna till volymsandelarna av jordens sammansättning och deras respektive värmekapaciteter. Matematiskt uttrycks det:

$$C = f_m \cdot C_m + f_o \cdot C_o + f_w \cdot C_w + f_i \cdot C_i + f_a \cdot C_a \quad 9.2$$

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:

**Tabell 9.1.** Värmekapacitet för markens vanligaste beståndsdelar

Ämne	Värmekapacitet (MJ m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )
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
- de resterande delarna av jorden utgörs av luft.

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 energibalanskvationen 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.

## 9.4 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:

$$q_h = -k_h \frac{dT_g}{dz} \quad 9.3$$

där  $q_h$  är värmeflödet genom en ytenhet vid djupet  $z$ , vid en temperaturgradient  $dT_g/dz$ . Benämningen värmeflöde 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.

**Tabell 9.2.** Olika ämnens termiska konduktivitet

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

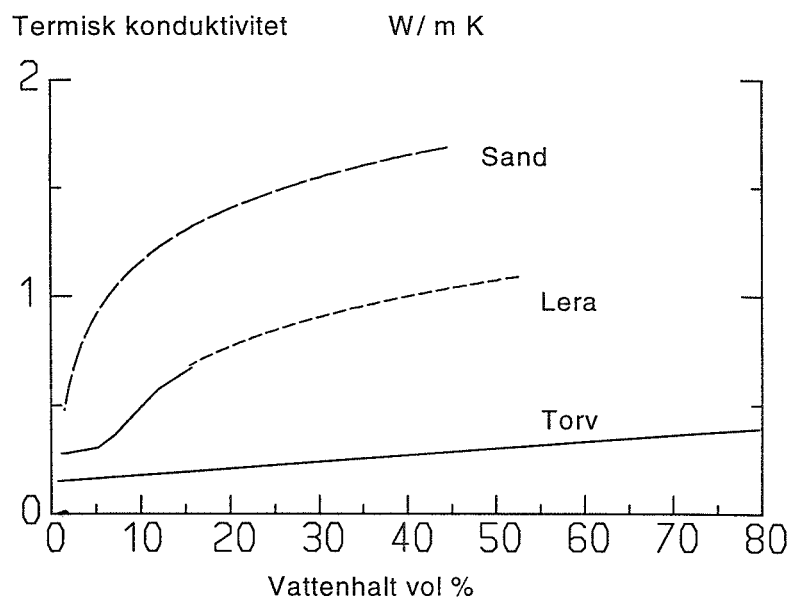
Jämfört med värmekapaciteten uppvisar den termiska konduktiviteten en mycket större variation mellan markens olika beståndsdelar. För markens fasta beståndsdelar erhålls nu stora skillnader vilka kan få en avgörande betydelse för uppskattningen av den termiska konduktiviteten.

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 9.1. 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:

$$k_h = f_w \cdot k_{hw} \quad 9.4$$

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 9.1 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.

## 9.5 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:

- Alla värmeflöden sker vertikalt.
- 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  $\Delta z$ .

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

$$q_h(z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z)}{dz} \quad 9.5$$

$$q_h(z + \Delta z) = -k_h \cdot \frac{dT_g(z + \Delta z)}{dz} \quad 9.6$$

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  $\Delta t$ . Detta leder då till att skiktets temperatur kommer att förändras enligt ekvationen:

$$\Delta T_g \cdot C \cdot \Delta z = (q_h(z) - q_h(z + \Delta z)) \cdot \Delta t \quad 9.7$$

där  $\Delta T_g$  är temperaturförändringen i skiktet och  $C$  är värmekapaciteten hos skiktet. Om vi nu dividerar bägge leden med skiktets mäktighet  $\Delta z$  och tidsintervallet  $\Delta t$  så erhålles ekvationen:

$$\frac{\Delta T_g \cdot C}{\Delta t} = \frac{q_h(z) - q_h(z + \Delta z)}{\Delta z} \quad 9.8$$

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

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} \quad 9.9$$

insättes sedan uttrycket för värmeflödet  $q_h$  erhålles:

$$\frac{\partial T_g \cdot C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_h \cdot \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) \quad 9.10$$

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

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{k_h \partial^2 T_g}{C \partial z^2} \quad 9.11$$

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 ( $D$ ) eller temperaturledningsförmåga (eng thermal diffusivity).

$$D = \frac{k_h}{C} \quad 9.12$$

Om  $k_h$  och  $C$  anges med SI-enheter kommer  $D$  att få enheten  $m^2s^{-1}$  (kolla detta!). Läggs 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 (superdatorer) 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 tjälar 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:

$$T_g(0, t) = T_{gm} + T_{ga} \sin(\omega t) \quad 9.13$$

$$T_g(\infty, t) = T_{gm} \quad 9.14$$

där  $T_{gm}$  är markens medeltemperatur,  $T_{ga}$  är temperaturamplituden vid markytan och  $\omega$  är vinkelfrekvensen. Om tiden  $t$  anges i dygn antar således  $\omega$  värdet  $2\pi$  för ett dygn och  $2\pi/365$  för ett år.

För varje djup i marken ges då temperaturen som:

$$T(z, t) = T_{gm} + T_a \cdot e^{-z/d} \cdot \sin\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \quad 9.15$$

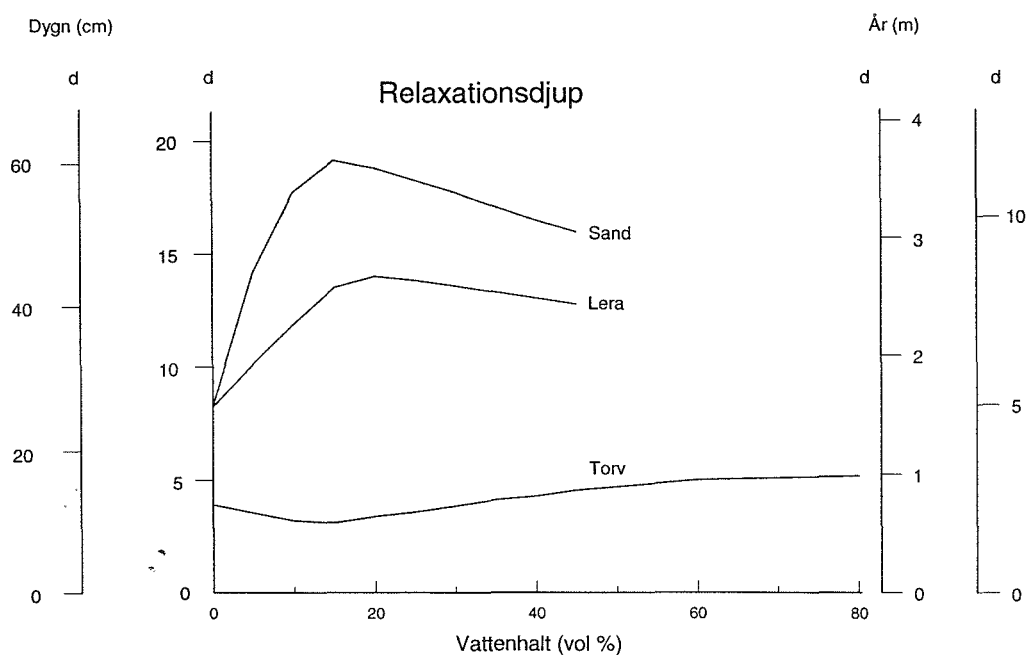
där  $d$  kallas för dämpningsdjup eller relaxationsdjup (eng. damping depth). Detta dämpningsdjup visar dels hur snabbt temperaturs amplitud minskar mot ökande djup dels hur mycket temperatursvängningen fasförskjuts mot ökande djup. Vi kan lägga märke till att vid ett djup där är lika stort som dämpningsdjupet,  $d$ , 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 4 % (kolla detta!)

Användbarheten av denna matematiska lösning av den partiella differentialekvationen 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:

$$d = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad 9.16$$

där  $\omega$  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.



Figur 9.2. Relaxationsdjupet (dämpningsdjupet) som funktion av vattenhalten.

I figur 9.2 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!

## 9.6 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.

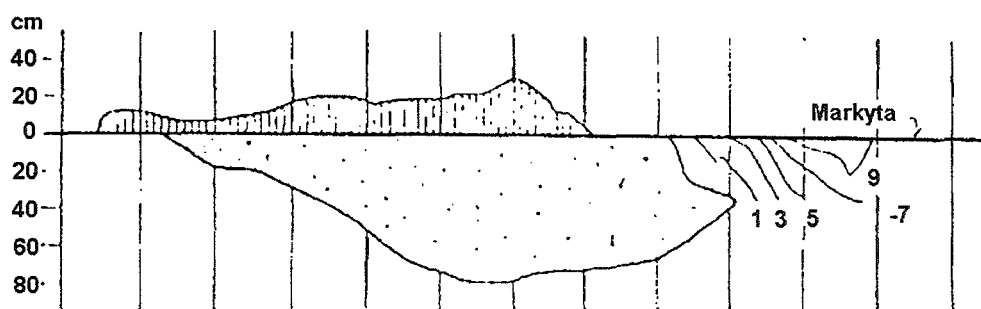
Skall vi erhålla en snabb uppvärmning av marken på våren måste markytan nås av solstrålningen. En tät skog eller en mark täckt av gräs, ris eller annat organiskt material kan i vissa fall effektivt utestänga kortvågsstrålningen från marken och därmed kraftigt försena uppvärmningen. Det skulle kunna tyckas 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 kalluft 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.

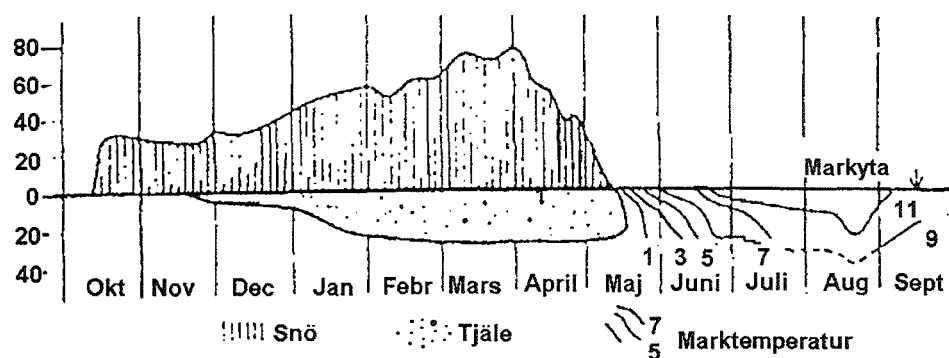
Utgående från den termiska diffusiviten kan vi direkt beräkna hur snabbt temperaturförändringar sprider sig i homogena markprofiler. I skiktade profiler blir situationen mer komplicerad.

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.



b) Gallrad yta. Granunderväxten borthuggen



**Figur 9.3.** Tjäle och temperaturförhållanden i en tät granskog i Ångermanland. Översta figuren visar en ogallrad yta medan den undre visar förhållanden i motsvarande gallrad yta.

En god värmeledare som överlagrar 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 termiskt konduktivitet, vilket innebär att de till stor del påverkar förhållandena också i ytligare skikt.

## 10. Tjäle

### 10.1 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 styrt 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.

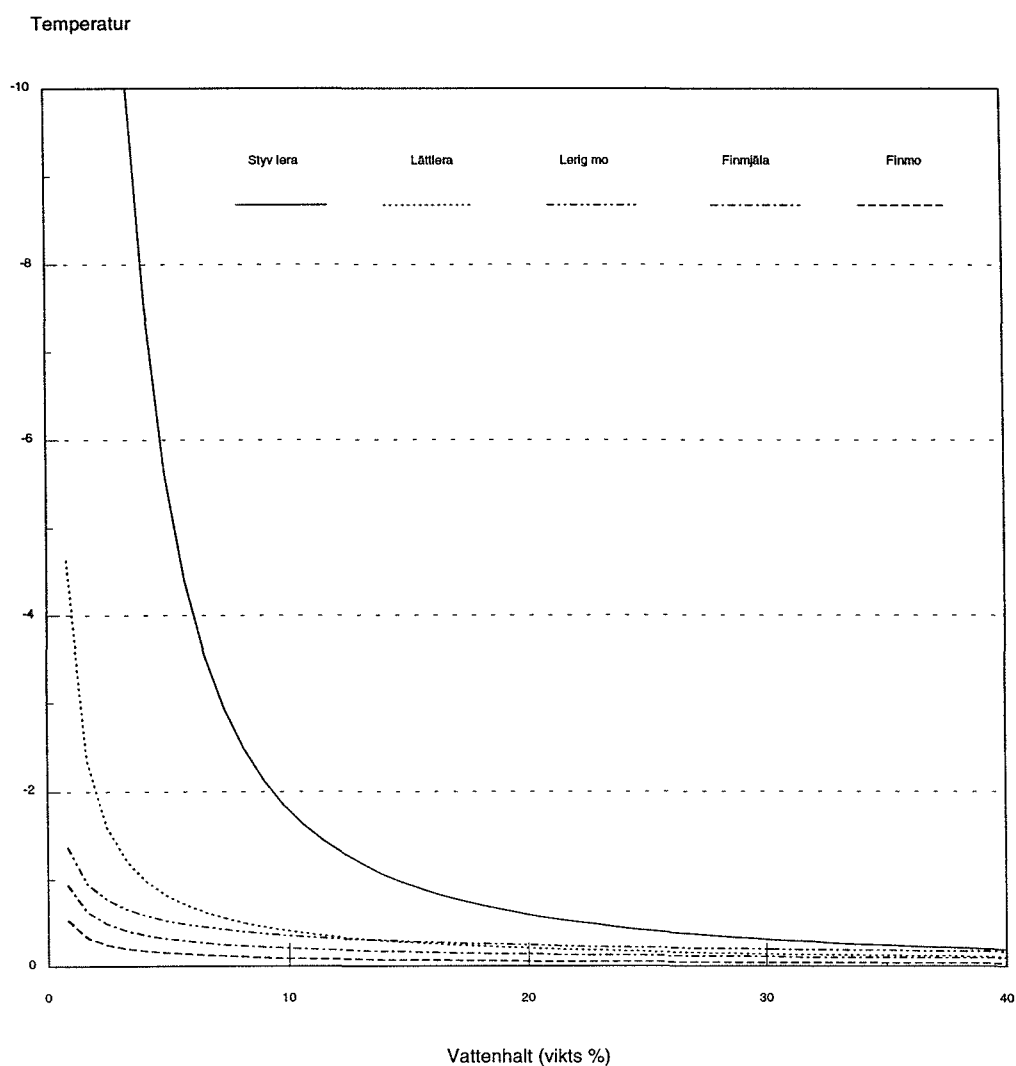
### 10.2 Tre faser med is

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.

### 10.3 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 s k 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 (fig 10.1). Detta

bekräftar vad som också har kunnat härledas från termodynamiken, nämligen att det är vattnets bindningspotential som i stort sett helt bestämmer fryspunkts-nedsättningen.



**Figur 10.1.** Frystemperatur som funktion av ofrusen vattenhalt för jordarter. Efter Beskow (1935).

Skillnaden i energi per massenhet hos vattnet i marken,  $\psi_g$ , jämfört med vatten vid atmosfärstryck kan uttryckas som:

$$\psi_g = L_1 \frac{\Delta T_g}{T_g} \quad 10.1$$

där  $L_1$  är latent energi för fasomvandling från vätska till is ( $\text{Jkg}^{-1}$ ),  $\Delta T_g$  är temperaturskillnaden mellan frystemperatur vid atmosfärstrycket och vid aktuell vattenpotential i mark och  $T_g$  är temperaturen vid frysning vid atmosfärstryck (i  $^\circ\text{K}$ ). 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.

#### 10.4 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 gränsytan 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 islinjen). Marken blir underkyld.
- En ny islinje kan börja att utvecklas vid noll grader isotermens position, men först då isotermen förflyttats förbi det hårt bundna vattnet i aggregaten och når 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.

### 10.5 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 islinser.

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 islin 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 mjåla- och finmojordar utbildas linser 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 lätttrörligt. Samtidigt är porerna så små att fryspunktsnedsättningen ej är helt försumbar som hos de grovkorniga jordarterna.

### 10.6 Tjäldjup

En vägledning för beräkning av tjäldjupet i olika marker vid olika temperaturförhållanden 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,  $\Delta x$ , under ett tidsintervall,  $\Delta t$ , måste balanseras av den värmetransport som sker genom tjälen mot markytan. Värmetransporten från otjälad jord under tjälfronten kan försummas. För små  $\Delta x$  och  $\Delta t$  fås:

$$k_h \cdot \frac{T}{x} = L_i \cdot \frac{dx}{dt} \quad 10.2$$

där  $k_h$  är värmeledningsförmågan för tjälad jord,  $T_s$  är temperaturen vid markytan,  $x$  är tjäldjupet och  $L_1$  är latent värme hos porvattnet. Genom omarrangering av termerna och integrering med avseende på tid och djup fås:

$$\frac{k_h}{L_1} \int T_{gs} dt = \int x dx \quad 10.3$$

$$\frac{k_h}{L_1} \int T_{gs} dt = \frac{x^2}{2} \quad 10.4$$

$$x = \sqrt{\frac{2k_h \int T_{gs} dt}{L_1}} \quad 10.5$$

Tjäldjupet kan alltså erhållas som en konstant och roten av en tidsintegral av markens ytemperatur. 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.

$$x = c \sqrt{\Sigma T_{gs}} \quad 10.6$$

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<sup>-1</sup>C<sup>-1</sup> medan vatten har en betydligt lägre konduktivitet (0,6 Wm<sup>-1</sup>C<sup>-1</sup>).

### 10.7 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:

$$q_h = -k_{hs} \frac{T_a - T_{gs}}{z_s} = -k_h \frac{T_{gs}}{x} \quad 10.7$$

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:

$$T_{gs} = \frac{T_a}{1 + \frac{k_h \cdot z_s}{k_{hs} \cdot x}} \quad 10.8$$

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 ytttemperaturen att vara kring -0,9 °C, vilket minskar värmeflödet med en faktor 11.

## 11. Kol och kväveflödets samspel med vatten, temperatur och strålningsförhållanden

Kol och kväve är, genom sin betydelse vid uppbyggnad av organiskt material, intimt förbundna med varandra i våra biologiska system. Tillsammans med väte och syre är kol och kväve de kvantitativt viktigaste ämnena för biologiskt liv. Växtbiomassan består av ca 40% kol och 1-5% kväve.

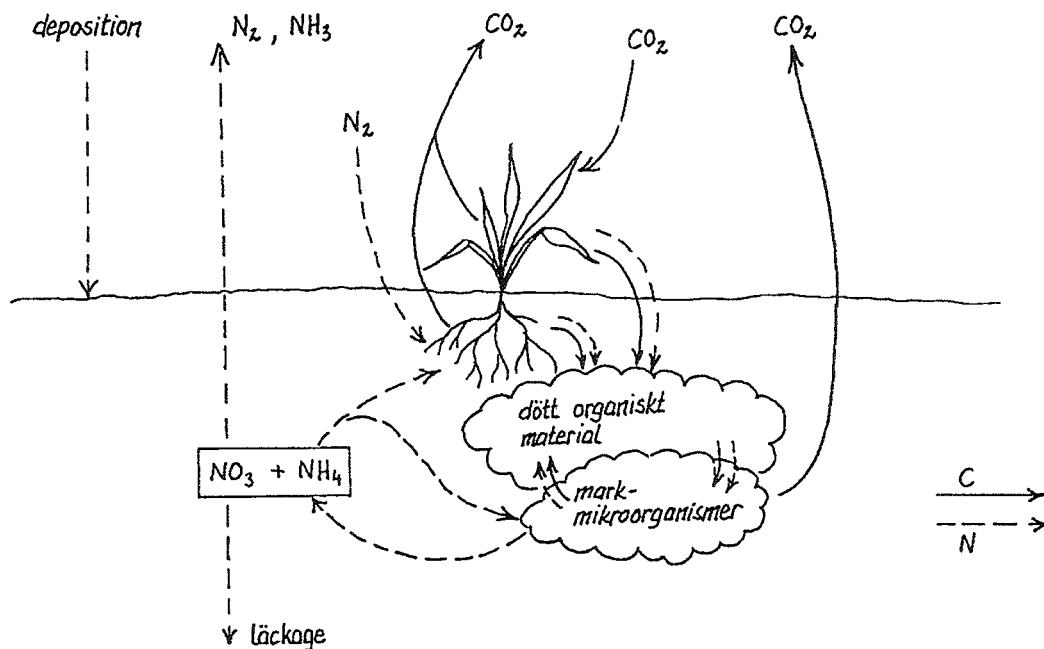
Kolets och kvävetets flöden påverkar starkt varandra, och är i stor utsträckning beroende av biologiska processer och därmed även beroende av de faktorer som påverkar dessa processer. I detta kapitel skall vi belysa några av dessa faktorer inverkan, nämligen vattnets, temperaturens och strålningens effekt på kol- och kvävedynamiken.

Vattnet tar del i de flesta biologisk-kemiska reaktioner. Dessutom transporterar vattnet olika ämnen inom systemet, och möjliggör därmed olika reaktioner. Temperaturen har stor betydelse för olika reaktioners hastighet. Strålningsförhållandena påverkar växternas fotosyntes och är därmed helt avgörande för det biologiska systemets primärproduktion. Dessutom påverkar ljusförhållandena (dagslängd) tillsammans med temperaturen de biologiska klockorna, och är ofta bestämmande för när t ex en växt går över från ett utvecklingsstadium till ett annat.

### 11.1 Kol- och kväveprocesser i markväxsystemet

De kvantitativt viktigaste kol- och kväveflödena i mark-växsystemet kan schematiskt beskrivas som i figur 11.1. En av de mest grundläggande processerna är växternas förmåga att binda atmosfäriskt kol. Genom att utnyttja inkommande solstrålning som energikälla kan våra växter genom *fotosyntesen* omvandla CO<sub>2</sub> från atmosfären till energirik växtbiomassa. Solstrålningen fångas upp av bladytan genom klorofyllet, medan CO<sub>2</sub> måste diffundera in genom bladens stomata. För att släppa in CO<sub>2</sub> måste stomata öppnas och det innebär att vatten diffunderar ut, transpirerar, genom öppningarna (se kap 6), dvs för att växten skall kunna göra en CO<sub>2</sub>-vinst måste den samtidigt göra en H<sub>2</sub>O-förlust.

Kväve och andra näringsämnen tas upp av växten och byggs in i biomassan i förhållande till den mängd kol som inlagras. Finns inte näringsämnen tillgängliga i tillräcklig utsträckning hämmas tillväxten. Beroende på vilken utvecklingsfas, vilket *fenologiskt stadium*, växten befinner sig i utnyttjas och fördelas, *allokeras*, kolassimilat och näringsämnen i växten. Det innebär t ex att vid den tidiga utvecklingen prioriteras rot- och blad tillväxt, medan vid kärnsättning och kärnfyllnad i stort sett all allökering sker till kärnorna. Växterna kan även utnyttja tidigare inlagrad näring genom omallokering. Detta sker t ex vid kärnfyllnad och invintring då kväve omlagras från bladen till kärnorna respektive övervintrande växtdelar.



**Figur 11.1.** Schematisk bild av de kvantitativt viktigaste kol och kväveflödena i mark-växsystemet

Även växtens näringsbalans påverkar allokeringsmönstret. Vid kvävebrist, liksom vid svavel- och fosforbrist, fördelas relativt mer av tillväxten till rötterna än till skottet. Även vattenbrist har denna effekt på allokeringsmönstret. Då fotosyntesen hämmas, som t ex vid beskuggning eller kaliumbrist, uppstår "kolbrist". Det leder till att relativt mer av tillväxten allokeras till skottet och bladen på bekostnad av rötterna. Man är ännu inte klar över mekanismerna för denna förmåga att anpassa allokeringen, men den medför att växterna i viss mån kan kompensera för en bristsituation. Vid kvävebrist har växter med större rotsystem större möjlighet att ta upp kväve eftersom större jordvolym exploateras, liksom en växt med större bladyta har större möjlighet att fånga upp ljus och  $\text{CO}_2$  och därmed minska kolbristen.

Att bygga upp och fördela biomassa, liksom att vidmakthålla funktionsduglighet i olika delar, är för växten energikrävande processer. Genom att förbruka sina egna uppbyggda, energirika kolföreningar frigörs energi som växten kan utnyttja. Denna nedbrytningsprocess kallas respiration, varvid syre förbrukas och  $\text{CO}_2$  förloras från växten och återgår till atmosfären. Man brukar ofta skilja på *tillväxtrespiration* och *underhållsrespiration*. Tillväxtrespirationen är kopplad till den energiförbrukning som åtgår vid produktion av ny biomassa. Underhållsrespirationen producerar den energi som åtgår för att bibehålla funktionsduglighet, t ex för ämnestransport, upprätthållande av jongradienter och reparation av växtbeståndsdelar som membran och övriga cellstrukturer. Underhållsrespirationens storlek beror på den totala

mängden växtbiomassa, dvs hur mycket som behöver underhållas, och är också starkt temperaturberoende.

Den mängd kol som finns lagrad i växtbiomassan beror alltså på den mängd CO<sub>2</sub> som tas upp genom fotosyntesprocessen, men också på den mängd CO<sub>2</sub> som förloras via respirationen. Denna s.k. *nettofotosyntes* varierar kraftigt beroende på klimatiska faktorer, med stark nettoinlagring vid goda tillväxtbetingelser (rikligt med ljus, vatten och näring), men med netto-kolförlust vid t ex dåliga ljusförhållanden. Totalt beräknas 30-60% av upptaget kol förloras genom respiration.

När växten eller växtdelar dör införlivas den döda växtbiomassan i marken och utgör där, i form av markens organiska material, en energi- och näringskälla för markens mikroorganismer. Vid mikroorganismernas *nedbrytningen* av det organiska materialet frigörs energi som utnyttjas av organismerna för livsuppehållande processer. Frigörelsen av energin är, liksom i växten, en oxidationsprocess där syre förbrukas och CO<sub>2</sub> avges till atmosfären. Processen betecknas *markrespiration*.

Även kväve och andra näringsämnen frigörs, *mineraliserar*, då det organiska materialet omsätts, och blir därmed åter tillgängliga för upptag av växterna eller mikroorganismerna. Växterna och mikroorganismerna konkurrerar om samma näringsförråd. Mikroorganismernas upptag av näringsämnen i mineralform kallas för *immobilisering*. Beroende på om mikrobsamhällets konsumtion är högre eller lägre än mineraliseringen benämner man det *nettoimmobilisering* respektive *nettomineralisering*. Mineralkvävet, ammonium (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) och nitrat (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), tillförs marken, förutom via mineralisering av markens organiska material, också via gödsling och deposition från luften. Vid mineralisering frigörs alltid kvävet som NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, medan tillförseln via gödsling och deposition kan vara i form av både NH<sub>4</sub><sup>+</sup> och NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. I väl luftade jordar med nära neutralt pH föreligger mineralkvävet till största delen som NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Det beror på att nitrifierande bakterier omvandlar, *nitrifierar*, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> till NO<sub>3</sub><sup>-</sup> under frigivande av energi. I vattenmättade jordar eller i jordar med lågt pH-värde kan däremot denna process vara starkt hämmad, och i många av våra skogsjordar föreligger det mesta mineralkvävet i NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-form.

Växterna tar huvudsakligen upp kväve i mineralform. En del växter har förmåga att i viss utsträckning ta upp organiskt kväve, t ex i form av aminosyror. Vissa växter, t ex baljväxter och al, kan genom symbios med *kvävefixerande* bakterier utnyttja kvävgas direkt från luften.

Vid skörd och bortförsel av en gröda förloras kväve från mark-växtsystemet. Kväve kan också förloras genom *läckage* eller genom gasavgång. I marken binds NH<sub>4</sub><sup>+</sup> till jordpartiklarna, medan NO<sub>3</sub><sup>-</sup> till största delen befinner sig löst i markvätskan. Detta innebär att NO<sub>3</sub><sup>-</sup> lätt transporteras i marken med markvattnets rörelser, och därmed också lätt förloras genom läckage då vatten sköljer genom jordprofilen.

Gasformiga förluster av kväve sker antingen genom *denitrifikation* eller genom *ammoniakavgång*. Denitrifikationen innebär att  $\text{NO}_3^-$  övergår till gasformigt  $\text{N}_2$  eller  $\text{N}_2\text{O}$  då vissa bakterier utnyttjar  $\text{NO}_3^-$  istället för syrgas vid sin respiration. Denitrifikation sker bara då syrebrist föreligger i marken, dvs vid vattenmättnad eller då gasutbytet i marken av någon anledning går för långsamt. Vid för övrigt gynnsamma förhållanden (neutralt pH, temperaturer runt  $25^\circ\text{C}$ ) kan denitrifikationen utgöra en betydande förluskälla. Förlust av ammoniak ( $\text{NH}_3$ ) sker framför allt från jordar med högt pH-värde ( $>7$ ) där jämviktsreaktionen mellan  $\text{NH}_4^+$  och  $\text{NH}_3$  förskjuts mot  $\text{NH}_3$ . Stora förluster av  $\text{NH}_3$  kan också ske då organiskt "avfall" (stallgödsel, rötslam) blir liggande på markytan.

## 11.2 Kol- och kvävedynamik i markväxtsystemet

Kol- och kväveflöden i systemet beror som vi sett på ett stort antal processer som pågår samtidigt och dessutom påverkar varandra. För att mer i detalj studera konsekvenserna av respektive process och hur de samverkar med varandra har det formulerats simuleringsmodeller. Ett viktigt syfte med modellerna är att de ska kunna användas för att utvärdera till vilken grad teorierna om dynamiken i systemet är korrekta. Detta ställer vissa krav på modellerna (se sista avsnittet i kap 5.3). Man måste göra förenklingar genom att beakta enbart de mest väsentliga processerna eller att representera flera mindre processer med kanske en enda. Modellerna testas, utvärderas och formuleras om. Vi erhåller kunskap om den noggrannhet med vilken modellerna kan förutse den uppmätta dynamiken. Noggrannheten förbättras successivt. Är modellen uppbyggd på processer är den ett utmärkt underlag för en beskrivning av hur dynamiken fungerar. Därför har vi valt två sådana modeller för att studera hur processerna, som de beskrivits i föregående avsnitt (kap 11.1), samverkar med processerna för energi och vatten (kap 3 till 10). SOIL-modellen är en beskrivning av de viktigaste processerna vad gäller markens vatten- och temperaturförhållanden (Jansson & Halldin, 1979; Jansson 1991). SOILN-modellen beskriver de viktigaste kol och kväveförhållandena i mark och växt (Johnsson m fl 1987; Eckersten & Jansson 1991; Eckersten m fl 1996). Modellerna är kopplade till varandra. SOILN fokuserar på kvävedynamiken trots att det finns många andra näringsämnen av betydelse för växten. Dessa förutsätts dock finnas i sådan omfattning att de ej är begränsande för den biologiska aktiviteten. Modellerna behandlar alltså fyra storheter (vatten, energi, kol och kväve) och speciellt samspelet mellan dem. Nedan beskrivs speciellt hur energi (strålning och temperatur) och vattenförhållanden påverkar kol- och kvävedynamiken.

Dynamiken i mark-växtsystemet kan i enkla termer beskrivas på följande sätt. Antag ett utgångsläge (initialtillstånd) med viss tillgång på resurser för de levande organismerna. Atmosfären har en viss mängd koldioxid, marken en viss mängd vatten, kväve och dött organiskt material och de levande organismerna, växt och mikroorganismer, har en viss storlek. Genom absorption av solstrålning och avdunstning av vatten (transpiration, se kap 6) tar växten upp kol. Genom upptag av



kväve från marken kan kolet användas för tillväxt. Växten får både mer blad och mer rötter. Mer blad orsakar större absorption av solstrålning. På grund av självskuggning (se Beers lag kap 4 och 7) så absorberas allt mindre solstrålning per nybildad bladyta. Den ökade bladytan ger alltså ökad tillväxt men då bladverket börjar bli slutet så avtar ökningshastigheten per bladyteökning alltmer och strålningsabsorptionen blir begränsande för koldioxidupptaget. Allteftersom växten blir större transpirerar den mer och vattentillgången minskar om inte vatten tillförs i motsvarande mängd. Större växt ger större koldioxidupptag och större kvävebehov till tillväxtprocesserna. Kväveresurser minskar successivt. I början är alltså växtens tillväxt begränsad av dess egen storlek, dvs av bladytan som ger förmåga att absorbera strålning och rotutvecklingen vilken ger förmåga att ta upp vatten och kväve. Senare när växten har ett högt bladyteindex och välutvecklat rotsystem blir tillgången på resurser alltmer begränsande. Då blir tillförseln av dessa ämnen, transporterarna från omgivningen till växten, styrande för växtens tillväxt. I fallet med koldioxiden försummas detta problem i SOILN, dvs omrörningen i atmosfären antas vara så effektiv att förluster i koldioxid omedelbart (inom ett dygn) ersätts genom transport från omgivande luft.

Genom att ändra allokeringen av tillväxt mellan ovanjordiska och underjordiska delar kan växten till viss utsträckning kompensera för de uppkomna resursbristerna (se kap 11.1). Vid vatten eller kvävebrist leder ett större rotsystem till att transportvägarnas längd minskar och att en allt större markvolym exploateras. Ökad skotttillväxt (stam och blad) möjliggör en större absorption av solstrålning vilket är av intresse då tillgången på kväve och vatten är god.

Mängden växttillgängligt mineralkväve i marken beror på mikroorganismernas aktivitet. Desto aktivare mikrosamhälle (större nedbrytning) desto större möjlighet till N mineralisering. Det motsatta kan dock gälla. Hög aktivitet kan orsaka stort kväveupptag av mikroorganismerna (om det organiska materialet har mycket kol i förhållande till kväve) som därmed konkurrerar med växterna om mineral N. I allmänhet är denna period av immobilisering kort jämfört med den period då mikroorganismernas nedbrytning frigör kväve. Normalt kan man anta att mikrosamhället har en hög potential att tillväxa och att det för nedbrytningens del i stort sett aldrig råder brist på mikroorganismer. Istället är det brist på resursen dött organiskt material. Växten förser marken med detta material genom sitt förnafall. Denna förna är "färsk" och bryts ned relativt sett snabbt (huvuddelen bryts ned inom ett år). Lägre tillväxt ger normalt lägre förnanedfall. Detta ger alltså minskad mängd dött organiskt material till nedbrytningen och troligen minskad tillgång på kväve för växten vilket ger en låg tillväxt. Detta är ett exempel på en förstärkt återkoppling som ger allt lägre tillväxt. Emellertid konsumerar mikroorganismerna också "gammalt" dött organiskt material (humus), om än långsamt. Denna resurs är dock så stor att bidraget till mineraliserat N totalt sett blir betydande. Ofta är det en stor del av växtens totala N behov som täcks genom nedbrytning av humus och växten är därmed inte enbart utlämnad åt nedbrytningen av sitt eget "färska" förnanedfall.

I stort fungerar alltså samspelet mellan växten och dess omgivning så att växten tar resurser från sin omgivning. Då resurserna minskar blir tillväxten mindre varvid resurstillgången kan återhämta sig. Då ökar tillväxten osv. Sett över en viss tidsperiod inställer sig en balans mellan växt och omgivningen vars läge bestäms av växtens behov och egenskaper och omgivningens förmåga att skapa och transportera resurser. Sett över kortare tidsperioder är det fråga om en ständig obalans.

### 11.3 Strålningens påverkan

Fotoner (kvanta) i större delen av det synliga spektrat av solstrålningen absorberas mycket effektivt av bladen (se Beers lag, kap 7). För lövverket som helhet är den *potentiella bindningen av koldioxid* proportionell mot denna absorption (med potentiell avses att vatten, temperatur och kväveförhållanden ej är begränsande). I atmosfären är andelen synligt ljus av globalstrålningen (kap 7) relativt konstant. Av det skälet kan det potentiella strålningsutnyttjandeeffektiviteten (koldioxidupptag per strålningsabsorption) beräknas som proportionell mot mängden globalstrålning absorberas av lövverket. Ett annat alternativ är att beräkna fotosyntesen för enskilda blad med en sk ljusresponskurva där fotosyntesen enbart vid låga ljusnivåer är proportionell mot solstrålningen. Vid höga nivåer uppstår ljusmättnad. Detta kräver en beräkning av ljusabsorption hos enskilda blad inne i lövverket. Sedan summeras alla bladens koldioxidupptag (denna möjlighet finns dock inte i SOILN). Orsaken till att koldioxidupptaget för hela lövverket är relativt proportionellt mot absorberad strålning (medan det inte är det för enskilda blad) är att det i stort sett aldrig uppstår ljusmättnad på denna nivå.

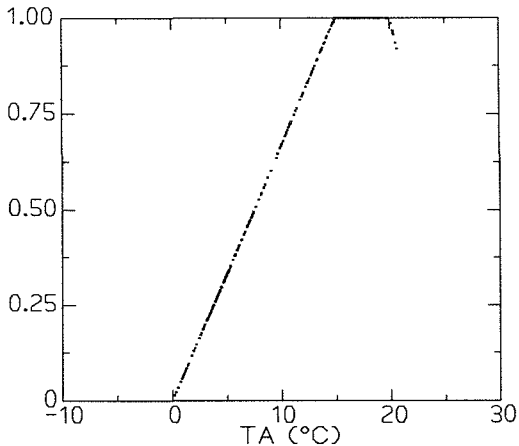
Strålningen, i termer av dagslängd, påverkar växtens *fenologi*. Tidpunkten för när kärnfullningen startar inträffar tidigare desto större dagslängden är.

Den främsta effekten av ökad solstrålning är dock dess positiva effekt på koldioxidupptaget. En betydelsefull indirekt effekt finns också genom att mängden strålningsenergi till avdunstning har ökat (se nedan om vattnets påverkan).

### 11.4 Temperaturens påverkan

*Nettoinlagringen av kol i fotosyntesprocessen* är resultatet av dels ett upptag av koldioxid (bruttofotosyntes) dels en avgivning av koldioxid genom respiration kopplat till upptaget (se kap 11.1). Båda processerna stimuleras av ökad temperatur; bruttofotosyntesen svarar starkt på temperaturhöjningar vid låga temperaturer jämfört med vad respirationen gör. Vid höga temperaturer gäller det motsatta, dvs att respirationen svarar mest på en temperaturhöjning. Följden blir att nettofotosyntesen (skillnaden mellan de två processerna) ökar starkt vid låga temperaturer (vårtemperaturer i Sverige), uppvisar små förändringar vid mellantemperaturer (sommartemperaturer i Sverige) och avtar vid höga temperaturer

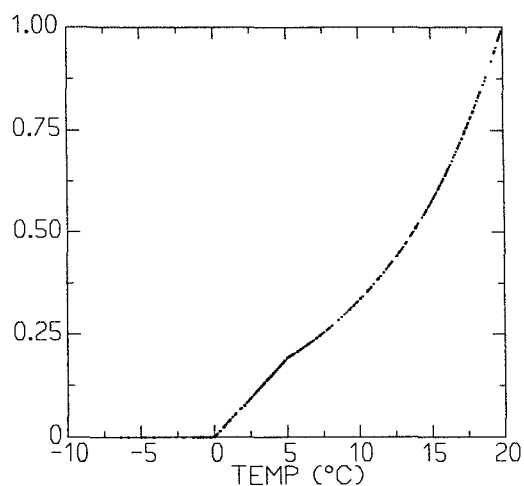
(sommartemperaturer i Sydeuropa) (fig 11.2, se också t ex figur 3.34 i Larcher 1983). Växtens kolupptag antas alltså var bestämd av fotosyntesprocessen. Dock finns det belägg för att fotosynteshastigheten kan underordnas andra tillväxtprocessers behov av kol såsom fastläggning av kol i tillväxtzonerna. Då påverkas kolupptaget av dessa processers temperaturberoende.



**Figur 11.2.** Kolupptagets (per dag) relativa respons på dygnsmedelvärdet av lufttemperaturen (TA). Från SOILN simulering av Blombäck & Eckersten (199X).

Den respiration som ej är direkt relaterad till fotosyntesen utan beror på växtens övriga energikrävande processer är mer styrd av växtens mängd biomassa än dess tillväxthastighet. Precis som för den tillväxtrelaterade respirationen ökar denna *respiration* svagt med temperaturen vid låga temperaturer och starkt vid höga. För en stor växt kan denna förlust vara större än kolintaget och växten uppvisar en nettoförlust av kol. Vid låg instrålning då fotosyntes ej äger rum kan detsamma inträffa; t ex minskar "fånggrödor" sin biomassa under vintern beroende på respirationsförluster (fig 11.5a). Är växten stor med mycket biomassa som ska underhållas så är effekterna större.

Temperaturen styr också växternas *fenologi*. Ju högre temperaturen är desto fortare utvecklas växten. För t ex höstveten innebär detta att växten blommar tidigare, dvs perioden med vegetativ tillväxt är kortare. Perioden då kärnorna utvecklas är kortare. Effekten är så stor att en eventuell ökning av temperaturen i framtiden bedöms ge minskad skörd trots att koldioxidupptaget per tidsenhet blir större (Wolf m fl 1995, 1996). Å andra sidan kommer grödor kunna växa på platser där de ej hunnit mogna tidigare. T ex bedöms en ökad årsmedeltemperatur öka vårvetets odlingszon i Finland med i storleksordningen 15 mil/°C i nordlig riktning, och något mindre för korn (Carter & Saarikko 1995).



**Figur 11.3.** Mikroorganismernas relativa aktivitetsgrad (nedbrytning, nitrifikation och denitrifikation) i relation till marktemperaturen (TEMP). Från SOILN simulering av Blombäck & Eckersten (199X).

Ökad marktemperatur gynnar rötternas *vattenupptag* (se SOIL-modellen, Jansson 1991) som därmed verkar mindre begränsande på transpirationen. Marktemperaturen påverkar också mikroorganismerna. Temperaturberoendet hos deras respiration (fig 11.3) liknar växtrespirationens, dvs successivt mer ökande vid höga temperaturer. Detta innebär att *mineraliseringen av kväve* (som sker i form av ammonium, se kap 11.1) och *nitrifikationen* är hög på sommaren när växtens kväveupptag är stort. Vid ändrade klimatförhållanden, t ex varmare vintrar, är det av betydelse att veta hur dessa kvävelevererande processer reagerar på de ändrade temperaturförhållandena jämfört med växtens kvävekonsumerande upptag. Om växtens efterfrågan på kväve inte ökar (dvs tillväxten se fig 11.2) i samma utsträckning som mineraliseringen och nitrifikationen (fig 11.3) så ökar mängden nitrat i marklösningen. Vid omättade vattenförhållanden i marken stannar nitraten kvar i profilen och kan tas upp av växten. Men risken för utlakning av kväve ökar. I händelse av ett omfattande regn blir en större andel av markprofilen successivt mättad. Då hämmas den kapillära upptransporten (se kap 4.4) och det nitratberikade vattnet transporteras nedåt i profilen, bort från rotzonen med ökad utlakning som följd. *Denitrifikationen* är också temperaturberoende; hög temperatur orsakar hög denitrifikation om fuktighetsförhållandena är gynnsamma (se nedan).

### 11.5 Vattnets påverkan

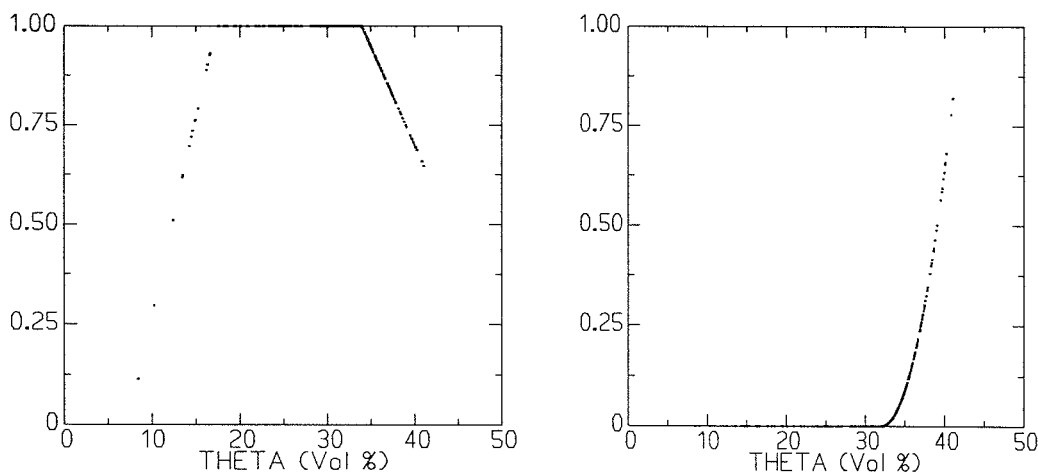
Både *växtens kolupptag* och transpiration styrs av stomatas öppningsgrad (se kap 6). Därför är det naturligt att det finns ett samband mellan dessa två flöden. Mekanismen bakom sambanden är dock komplex och orsak-verkan förhållandena är oklara. Ett mycket vanligt antagande (vilket även används i SOILN) är att om det uppstår

vattenbrist och transpirationen minskar så verkar detta hämmande på koluttaget. Andelen assimilat som avsätts för skottillväxt minskar medan rötterna ökar sin andel, dvs *allokeringen* påverkas. Därmed ökar växten sina möjligheter att ta upp mer av vattnet i den redan exploaterade rotzonen och/eller ta upp vatten från djupare skikt. I och med att rottillväxten förändras ändras också förnabildningen och mängden dött organiskt material i olika skikt. Större rotdjup orsakar bildning av färsk förna i allt djupare skikt med ökad N mineralisering som följd.

Nederbörden påverkar koluttaget genom att vatten intercepteras på bladen (kap 4). Antal stomata i direktkontakt med omgivande atmosfärluft minskar vilket hämmar både transpirationen och koluttaget. Nederbördens intensitet spelar här en roll. Måttligt regn ger större *interception* än om regnet kommer som häftiga skurar då en stor andel når markytan.

Nederbörden för med sig kväve till markytan (*våtdeposition*). Dels direkt till markytan genom att regn faller mellan bladen, dels genom att regnet sköljer av kväve som fastnat på bladytorna genom *torrdeposition*.

Vattenhalten i marken styr den mikrobiella aktiviteten. Mikroorganismerna som styr N *mineraliseringen* respektive *nitrifieringen* är vid normala förhållanden relativt oberoende av vattenhalten. Men om vattenhalten blir låg (vattnet är hårt bundet till markpartiklarna) blir aktiviteten låg. Då det finns så mycket vatten blir syretillförseln begränsande för den mikrobiella aktiviteten (fig 11.4a). Då är i stället förhållandena gynnsamma för de mikroorganismer som orsakar *denitrifikation* (fig 11.4b).



**Figur 11.4a, b.** a) Aeroba mikroorganismers relativa aktivitetsgrad (nedbrytning och nitrifikation) i relation till markvattenhalten (THETA). b) Anaeroba mikroorganismers , relativa aktivitetsgrad (denitrifikation) i relation till markvattenhalten. Från SOILN simulering av Blombäck & Eckersten (199X).

Utlakningsförlusterna sker också i situationer med hög vattenhalt. Nitratkväveförlusterna till omgivningen sker alltså vid förhållanden då förutsättningarna för frigörelsen av mineralt N är dåliga. Enbart våta förhållanden ger alltså förluster som så småningom begränsas av att nybildning av nitrat är liten. Omväxlande våta och torra förhållanden ger däremot en ständigt god nybildning av nitrat och förlusterna kan totalt sett bli större. Ammonium kan också lakas ut men beroende på markens adsorptionsegenskaper är det ofta frågan om mycket små mängder. SOILN-modellen beräknar inte ammoniakavgången.

Rötternas *vattenupptag* är starkt kopplat till markvattenpotentialen. Vid en relativt måttlig upptorkning hämmas upptaget inte speciellt mycket men vid låga vattenpotentialer blir hämningen stor (se t ex fig 4.5 och tabell 4.4). Lågt rotupptag ger låg transpiration som resulterar i lågt kolupptag.

Beroende på markens strukturella egenskaper och om marken är frusen eller uttorkad, kommer förutsättningarna för infiltration av nederbörd och *vattenflöden i marken* att vara olika. Är markytan t ex frusen så är risken för ytavrinning stor. Med *ytavrinning* går markprofilen (rotzonen) miste om dels själva vattnet, dels de ämnen som följer med ytavrinningen, såsom mineralkäve från depositionen eller förnafall innehållande organiskt bundet kväve. I det gynnsamma fallet däremot rinner allt vatten sakta ned genom små porer i profilen och ökar vattenhalten i hela markvolymen. Mellan dessa två ytterligheter finns ett spektrum av möjligheter, beroende på hur markens porstruktur ser ut. En del av nederbörden kan följa med ytavrinning, en del kan passera snabbt förbi de övre skikten genom stora porer men komma de undre skikten av rotzonen tillgodo, och en annan del kan infiltreras långsamt och våta de övre skikten (se t ex MACRO-modellen, Jarvis 1991).

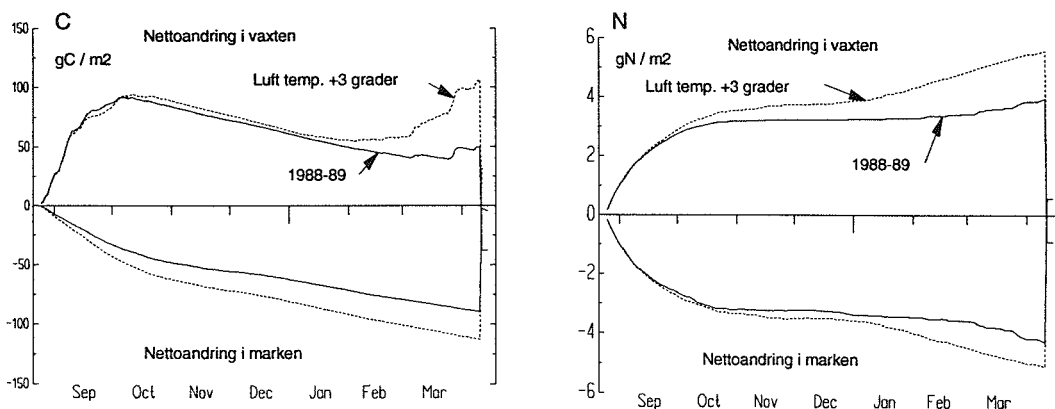
## 11.6 Effekterna av en temperaturhöjning i klimatet

De flesta förutsägelser om klimatets utveckling de närmaste 100 åren ger vid handen att temperaturen i de nordiska länderna kommer att öka. Speciellt vintertid kan det bli fråga om en temperaturökning på flera grader. Effekten av en sådan klimatförändring på kol, kväve och vattenflöden i växtodlingssystem bedöms med simuleringsmodeller liknande SOIL/SOILN (se t ex Harrison m fl 1995). I fig 11.5 har vi gjort ett förenklat numeriskt experiment med en likformig höjning av lufttemperaturen med 3 °C för ett fånggrödesystem i södra Sverige. Hur skulle denna temperaturökning kunna påverka kol och kväveflödena? SOIL/SOILN har anpassats till (parameteriserats för) denna odling av Lewan (1993) och Blombäck & Eckersten (199X).

I simuleringen för de faktiska väderförhållandena 1988-89 ökar först kolinnehållet i växten fram till mitten av oktober (heldragen linje i fig 11.5a). Därefter överstiger förlusterna, genom respiration och förnafall, upptaget via bladens fotosyntes. Växten minskar sitt kolinnehåll fram t o m februari. Det är främst respirationen som orsakar

förlusterna ty förnedfallet är kopplat till tillväxten. I mars börjar så åter fotosyntesens kolupptag överstiga respirationsförlusterna. I marken sker en ständig tillförsel av kol via rotomsättning och rotexudater (utsöndring av olika föreningar innehållande bl a kol) så länge som rottillväxt pågår. Förluster av kol sker genom markrespiration (orsakad av mikrobernas nedbrytning av det döda organiska materialet) så länge temperaturen överstiger fryspunkten. Förlusterna överstiger tillförseln så att kolinnehållet i marken minskar hela tiden fram tills dess plöjningen sker. Då ökas markens kolförråd med mängden kol i den nedplöjda växten. För mark och växt som helhet sker ändå en nettoförlust av kol.

Kväveinnehållet i växten (heldragen linje i fig 11.5b) ökar under hösten liksom kolinnehållet. Men i motsatt till kolet så påverkas inte N-innehållet av respirationen och det minskar därmed inte under vintern. Grödans N koncentration ökar. Kväveinnehållet i marken minskar på hösten p g a växtens kväveupptag. Från November t o m januari sker i stort sett inget N upptag. De små förluster som görs i markens N-innehåll under denna period är orsakade av utlakning. Vid plöjning tillförs marken växtens kväve igen och ändringen i kväveinnehåll i marken och växten som helhet är liten jämfört med vad fallet var för kolet. En liten minskning kan noteras som beror på förluster av kväve genom utlakning och denitrifikation. Kol-kväveknoten i marken har minskat under hösten och vintern och förutsättningarna för mineralisering av N har förbättrats.



**Figur 11.5 a och b.** Simulerad ackumulerad nettoändring av kol och kväve i växt och mark för en fånggröda (Italienskt ryegräs) i Mellby. Simuleringarna är gjorda med SOIL/SOILN modellerna dels för det aktuella vädret 1988-89 (Blombäck & Eckersten 199X), dels för en antagen ökning av temperaturen med 3 °C, jämnt över hela perioden.

Som en följd av temperaturökningen ökar kolupplagringen i växten markant under våren medan den ändras obetydligt under hösten. Då är tillväxten kvävebegränsad p g a den omfattande immobiliseringen av kväve som sker i samband med nedbrytningen

av huvudgrödans kolrika skörderester. Kolförlusterna från marken ökar beroende på den ökade mikrobiella aktiviteten. Systemet som helhet minskar därmed sitt kolinnehåll under hösten och vintern jämfört med innan temperaturhöjningen. Vid plöjningen är kolinnehållet i marken nästan oförändrat jämfört med efter skörden av huvudgrödan i augusti. Temperaturökningen har alltså orsakat en ökning av kolinnehållet i marken.

Temperaturökningen orsakar att växtens kväveupptag ökar som följd av den ökade tillväxten, dvs speciellt under våren. På hösten är tillgången på mineralkväve dålig och växten kan inte ta upp mer trots att det blir varmare. Den ökade temperaturen har inte ökat netto-mineraliseringen av kväve beroende på att en omfattande immobilisering då sker. Senare på hösten och vintern mineraliseras det mer än innan temperaturhöjningen. Växten växer bättre och tar upp mer kväve. Ökningen av kväve i växten är större än minskningen i markkväve vilket tyder på att åtminstone en del av den ökade mängden mineraliserat kväve tagits upp av växten och därmed inte lakats ut. Det kan också tyda på att den ökade tillväxten har minskat utlakningen. Efter plöjning ser vi att marken har ökat sitt kväveinnehåll. En närmare analys (data visas ej här) visar att orsaken till detta är att utlakningen minskat markant. Höjningen i markens kväveinnehåll är dock mindre än höjningen i kolinnehåll vilket innebär att det organiska material som mikroorganismerna bryter ned har blivit förhållandevis kvävefattigare, vilket verkar hämmande på kävemineraliseringen, åtminstone på kort sikt.

Experimentet visar på tre positiva miljöeffekter av en temperaturhöjning under en höst och vinterperiod. Nettoupplagringen i marken av atmosfäriskt koldioxid ökar och kväveutlakning minskar, under perioden med temperaturökningen. Dessutom minskar risken för kväveutlakning under våren efter plöjningen eftersom N mineraliseringen hämmas av en ökad C/N-kvot i det nedplöjda materialet. Detta motverkas dock i viss mån av att kväveinnehållet i det organiska materialet ökat. Först, under våren, slår en ökning av C/N-kvoten igenom och mineraliseringen minskar. Men så småningom, när nedbrytningen pågått ett tag, minskar C/N-kvoten (under denna tid ökar koldioxidavgivningen till atmosfären). Det finns nu mer kväve i det organiska materialet (inbegripet mikroorganismerna) som kan mineraliseras jämfört med om ingen temperaturhöjning hade skett. Huvudgrödan (t ex stråsåd) kommer att erbjudas mer kväve från den normala nedbrytningen och kan tillväxa bättre (dvs större koldioxidupptag från atmosfären), alternativt minska sitt behov av kvävegödsling. Översiktligt ser vi att den ökade kolupplagringen orsakad av temperaturhöjningen tenderar att hålla kvar kvävet i mark-växtsystemet.

Vad avser den andra effekten ovan, minskad utlakning på vintern, är kanske den viktigaste faktorn den effekt en temperaturhöjning har på vattenflödena. En ökad temperatur innebär att mätnadsångtrycket i atmosfären ökar. Ångtrycksdeficitet och därmed drivkraften för avdunstning ökar (se tabell 4.3). I allmänhet är nettoflödet av vatten under det mörka halvåret riktat nedåt. Den ökade temperaturen orsakar alltså att mer vatten avdunstar till atmosfären och därmed minskar avrinningen och mer



kväve blir kvar i systemet. Det ska dock framhållas att vi i detta experiment ej beaktat att nederbörden kanske också ökar vid en framtida klimatförändring. Om vi antar en ökning på 15% reduceras i det här fallet utlakningsminskningen med hälften jämfört med oförändrad nederbörd.

Temperaturhöjningen är orsakad av en höjning av  $\text{CO}_2$ -halten i atmosfären. Om vi skulle ta hänsyn till denna  $\text{CO}_2$ -höjnings direkta effekt på fotosyntesen skulle effektiviteten i strålningsutnyttjandet öka och därmed kolupptaget. Stomatamotståndet skulle troligen också öka vilket skulle kunna orsaka en minskad transpiration (ekv 4.3). Detta skulle dock också innebära varmare bladytor och därmed en ytterligare uppvärmning av atmosfären (ekv. 4.7). Bladytornas energibalans (ekv 4.6), som till betydande del bestäms av växtegenskaper (t ex  $r_c$  i ekv 4.3), påverkar alltså klimatet.

## 12. Referenser

\* = litteratur med karaktär av lärobok

- Anonym 1992. Miljö från A till Ö. Det naturliga steget. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.
- Barrow E., Hulme M. & Semenov M., 1994. Site specific scenarios. In: Harrison P A, Butterfield R E och Downing T E (eds). Climate change and agriculture in Europe: Assesment of impacts and adaptations. Annual report for Environment programme, Commision of European Union. Environmental Change Unit, University of Oxford. pp 15-24
- Barrow E. & Semenov M., 1995. Climate change scenarios with high temporal and spatial resolution for Agricultural applications. *Forestry*, 68:349-360.
- 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 pp.
- Blombäck K. & Eckersten H., 199X. Simulation of carbon and nitrogen dynamics of catch crop. (manuskript)
- 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.
- Carter T. R. & Saarikko R. 1995. Modelling the effects of climate change on crops at the regional scale. Effects on spring wheat and spring barley in Finland. In: Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. pp 319-329.
- Cermák J., Cienciala E., Kucera J. & Hällgren J-E. 1992. Radial velocity profiles of water flow in trunks of Norway spruce and oak and the response of spruce to severing. *Tree Physiology*, 10:367-380
- \*Chang R., 1994. Chemistry. 5<sup>th</sup> edition. McGraw-Hill, Inc., Hightstown, NJ 08520. 994 pp.
- Cienciala E., Eckersten H., Lindroth A. & Hällgren J-E., 1994. Simulated and measured water uptake by *Picea abies* under non-limiting soil water conditions. *Agric. and Forest Meteor.* 71:147-164.
- Eckersten H. 1986. Willow growth as a function of climate, water and nitrogen. Department of Ecology and Environmental Research. Report 25 (Dissertation), Swedish University of Agricultural Sciences. Uppsala Sweden.

- Eckersten H., 1997. 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 pp.
- Eckersten H. & Jansson P-E., 1991. Modelling water flow, nitrogen uptake and production for wheat. *Fert Res.* 27:313-329.
- Eckersten H., Jansson P-E. & Johnsson H., 1996. SOILN model (ver 9.1), User's manual. Division of Agricultural Hydrotechnics, Communications 96: Dep. of Soil Sci., Swed. Univ. of Agric. Sci., Uppsala. ISRN SLU-Hy-AVDM--96/ --SE. 95 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.
- Giorgi F., Mearns L. O., 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews on Geophysics.* 29:191-216.
- Grip H. & Rodhe A., 1985. Vattnets väg från regn till bäck. Forskningsrådets förlagstjänst. Karlshamn.
- Halldin S., 1990. Biogeofysik. I Nationalencyklopedin, andra bandet. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.
- Harrison P.A., Butterfield R.E. & Downing T.E., 1995. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. 411 pp.
- \*Hillel D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.
- Jiangang L., 1988. A theoretical model of the process of rainfall interception in forest canopy. *Ecological modelling.* 42: 111-123.
- \*Jansson, R. & Lejenäs, H., 1992. Ozon i stratosfären. Meteorologiska institutionen, Stockholms Universitet, Stockholm. 21 pp.
- 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. & 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. & 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, 2<sup>nd</sup> 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.
- \*Kutilek, M. & Nielsen, D.R. 1994. Soil hydrology. Cremlingen-Destedt: Catena-Verl., 370 pp.
- \*Larcher, W., 1983. Physiological plant ecology. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, NewYork, Tokyo. 303 pp.
- Lewan L. 1993. Evaporation and discharge from arable land with cropped or bare soils during winter. Measurements and simulations. *Agric & For. Meteorol.*, 64:131-159.
- Lewan L. & Jansson P-E. 1996. Significance of spatial variation in soil properties and evaporation for simulation of soil water flows. In Lewan L: Evaporation, discharge and nitrogen leaching from a sandy soil in Sweden - Simulations and measurements at different scales in space and time. Department of Soil Sciences, Reports and dissertations 27, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala, Sweden. 22 pp.
- \*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.
- Lindroth A. & Halldin S. 1990. Gradient measurement with fixed and reversing temperature and humidity sensors above a forest. *Agric. & Forest Meteorology*, 53:81-103
- \*Marshall T. J. & Holmes J. W., 1988. Soil physics, 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge University Press, Cambridge. 374 pp.
- \*Monteith J. L. & Unsworth M. H., 1990. Principles of environmental physics, 2<sup>nd</sup> edition. Edward Arnold, London. 291 pp.

- \*Monteith J. L., 1973. Principles of environmental physics. Edward Arnold, London. 241 pp.
- Morén, A-S., 1996. Biogeofysikern - på tvären i ung vetenskap. Fakta skog nr 2, 1996, SLU kontakt. 4 pp.
- \*Murck, B.W., Skinner, B.J. & Porter, S.C., 1997. Dangerous earth - an introduction to geological hazards. John Wiley & sons inc. 300 pp.
- Odin H., 1976. Kompendium i skogsmeteorologi. Skoghögskolan Umeå. 20 pp.
- \*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 miljövård, SLU, Uppsala. Kurskompendium.
- Perttu K., 1995b. Agrometeorologi: Definitioner, processer och tillämpningar. Avd för biogeofysik, Inst för ekologi och miljövård, SLU, Uppsala. Kurskompendium.
- Racsko P., Szeidl L. & Semenov M. 1991. A serial approach to local stochastic weather models. Ecological Modelling, 57:27-41
- Raven, P.H., Evert, R.E. & Eichhorn, S.E., 1992. Biology of plants. 5<sup>th</sup> edition. Worth publishers, NewYork. 790 pp.
- Rodhe, H., 1996. Luftens partiklar - kan de påverka klimatet. i: Jordens klimat, Naturvetenskapliga forskningsrådets årsbok, 1996. pp. 25-35.
- \*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. & Ross C. W., 1992. Plant physiology, 4<sup>th</sup> edition. Wadsworth Publishing Company, Belmont, Carlifornia. 682 pp.
- \*Sellers, W.D. 1965. Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago & London, 272 pp.
- \*SNA, 1995. Klimat, sjöar och vattendrag. Sveriges Nationalatlas. Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs. 176 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.
- \*Torsell B., Karlsson S. & Bodin B., 1989. Kompendium i växtodlingens produktionsbiologi. Institutionen för växtodlingslära. Rapport 11. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. ISBN 91-576-3957-4.
- Van Genuchten M. Th., Kavle F., Russell W.B. & Yates S.R., 1989. Direct and indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In : J. Bouma and A. K. Bregt (ed): Land qualities in space and time. Pudoc, Wageningen. pp 61-72.

- Wolf J., Semenov M.A., Eckersten H., Evans L.G., Iglesias A. & Porter J.R., 1995. Modelling the effects of climate change and climatic variability on crops at the site scale. Effects on winter wheat: A comparison of five models. In: Harrison PA, Butterfield RE & Downing TE. Climate change and agriculture in Europe - assessment of impacts and adaptations. Research Report 9, Environmental Change Unit, University of Oxford, Oxford, UK. pp 231-279.
- Wolf J., Evans L.G., Semenov M.A., Eckersten H. & Iglesias A., 1996. Comparison of wheat simulation models under climate change. I. Model calibration and sensitivity analyses. *Climate research*. 7:253-270.

## I. Appendix - Svar till räkneuppgifter

### Uppgift 4.1)

$$\text{tid} = 10^{01}$$

$$E_T = (\rho C_p / L \gamma) * (e_{cs}(T_c) - e_a) / (r_c + r_a)$$

$$\rho C_p / L \gamma = 1204.7 * 1.004 / 2451.8 / 67 \text{ [g m}^{-3} \text{ Pa}^{-1}]$$

$$(Om T_c = T_a)$$

$$e_{cs}(T_c) = e_s(T_a) = 0.61078 \exp(17.269 T_a / (T_a + 237.3)) ;$$

$$T_a = 20^\circ \text{C ger } 2.338 \text{ [kPa]} = 2338 \text{ [Pa]}$$

$$\text{och: } e_a = h_a * e_s(T_a) = 0.7 * 2338 = 1637 \text{ [Pa]}$$

$$r_a = \ln^2((z_u - z_d) / z_o) / 0.41^2 / u = 15.3 \text{ [s/m]}$$

$$z_u = 3 + 2 \text{ [m]}$$

$$z_d = 0.7 * 3 = 2.1 \text{ [m]}$$

$$z_o = 0.1 * 3 = 0.3 \text{ [m]}$$

$$r_c = r_s / LAI = 250 / 5 = 50 \text{ [s/m]}$$

$$\text{detta ger } E_T = 0.079 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$F_U = (\psi_g - \psi_c) / (r_g + r_p)$$

$$\psi_g = 0$$

$$r_g = 0$$

$$r_p = 10$$

$$\psi_c = \psi_{cMin} * (1 - m_v / m_{vMax}) \quad (\psi_{cMax} = 0)$$

$$m_v = 80 * 5 \text{ [g m}^{-2}]; \text{ vid } t = 10^{01}$$

$$m_{vMax} = 100 * 5 \text{ [g m}^{-2}]$$

$$\psi_c = -2 * (1 - 400 / 500) = -0.4 \text{ [MPa]}$$

$$F_U = 0.4 / 10 = 0.04 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t = (-0.079 + 0.04) * 60 = -2.34 \text{ [g m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$$

$$m_v(t = 10^{02}) = m_v(t = 10^{01}) + \delta m_v = 400 - 2.34 = 397.66 \text{ [g m}^{-2}]$$

Ändringen i mängd markvatten är försumbar:  $F_U = 2.4 \text{ [g m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$  är mycket liten jämfört med poolens storlek som är i storleksordningen  $200\,000 \text{ [g m}^{-2}]$ .

Nästa tidsteg:

$$\text{tid} = 10^{02}$$

(Om  $T_c = T_a$ )

$$e_{cs}(T_c) = e_s(T_a) = 0.61078 \exp(17.269 T_a / (T_a + 237.3)) \quad ;$$

$$T_a = 21^\circ\text{C} \quad g_{er} = 2487 \text{ [Pa]}$$

$$\text{och: } e_a = h_a * e_s(T_a) = 0.66 * 2487 = 1641 \text{ [Pa]}$$

$r_a = \text{samma}$

$r_c = \text{samma}$

$$\text{detta ger } E_T = 0.095 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$\psi_g = 0$$

$$r_g = 0$$

$r_p = \text{samma}$

$$m_v = 397.66 \text{ [g m}^{-2}]$$

$$\psi_c = -2 * (1 - 397.66/500) = -0.41 \text{ [MPa]}$$

$$F_U = 0.4/10 = 0.041 \text{ [g m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$$

$$\delta m_v = (-E_T + F_U) \delta t = (-0.095 + 0.041) * 60 = -3.24 \text{ [g m}^{-2} \text{ min}^{-1}]$$

$$m_v(t=10^{03}) = m_v(t=10^{02}) + \delta m_v = 397.66 - 3.24 = 394.42 \text{ [g m}^{-2}]$$

Svar: Från tiden  $10^{01}$  till  $10^{03}$  har växten minskat sin vattenmängd med  $5.58 \text{ g m}^{-2}$

#### Uppgift 4.2)

a)

$$R_{nc} = LE_T + H_T$$

$$H = 300 - 2451.8 * 0.079 = 300 - 193.7 = 106.3 \text{ [W m}^{-2}]$$

$$H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_a$$

$$T_c = H r_a \rho / C_p + T_a = 106.3 * 0.01265 + 20 = 21.34 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

b)

$$e_{cs}(T_c = 21.34) = 2539 \text{ [Pa]}$$

$$e_{cs} - e_a = 761 \text{ [Pa]} = +8\% \text{ jämfört med i a) dvs transpirationen är } 8\% \text{ större}$$



dvs  $LE_T = 210.3 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$

c)

$$H = 300 - 210.3 = 89.7 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$$

$$T_c = 89.7 * 0.01265 + 20 = 21.13 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

d)

$$e_{cs}(T_c = 21.13) = 2507 \text{ [Pa]}$$

$e_{cs} - e_a = 752 \text{ [Pa]} = -1\%$  jämfört med i c) dvs transpirationen är 1% lägre

dvs  $LE_T = 207.8 \text{ [W m}^{-2}\text{]}$ ; Vilket är ungefär 7% mer än då vi antog att  $T_c = T_a$ .

Genom att göra ytterligare en iteration skulle vi få ett exaktare värde, osv.

## II. Appendix- Symbollista

Symbol	Beskrivning	Enhet
$\alpha$	Andelen strålning som reflekteras, albedo	-
$\alpha_\lambda$	Absorptionsförmågan vid en given våglängd	-
$\beta$	Solhöjd	rad
$\delta$	Allmänt använd för att beteckna tidsintervall	-
$\Delta$	Allmänt använd för att beteckna skillnader i storheter	-
$\varepsilon$	Emmisivitet	-
$\gamma$	Psykrometerkonstant (=67)	Pa K <sup>-1</sup>
$\lambda$	Våglängd för elektromagnetisk strålning	$\mu\text{m}$
$\kappa$	Extinktionskoefficient för bestånd, relaterad till bladyteindex	-
$\kappa_a$	Extinktionskoefficient för atmosfären, relaterad till sträcka	m <sup>-1</sup>
$\kappa_p$	Interceptionskoefficient för regn relaterad till bladyteindex	-
$\Psi_{\text{Air}}$	Vattenpotential i atmosfären	MPa
$\Psi_{\text{cMin}}$	Minimum vattenpotential i baldverket	MPa
$\Psi_{\text{cMax}}$	Maximum vattenpotential i bladverket	MPa
$\Psi_{\text{c}}$	Bladverkets vattenpotential	MPa
$\Psi_{\text{g}}$	Markvattenpotential	MPa
$\Psi_{\text{Grav}}$	Vattenpotential beroende på gravitationskrafter	MPa
$\Psi_{\text{Pressure}}$	Vattenpotential beroende på tryckkrafter från omgivande material	MPa
$\Psi_{\text{Pressure/Matrix}}$	Vattenpotential beroende på tryckkrafter från omgivande material i marken	MPa
$\Psi_{\text{Solute}}$	Vattenpotential beroende på att ämnen är lösta i vattnet	MPa
$\Psi_{\text{Turgor}}$	Vattenpotential beroende på tryckkrafter från cellväggen	MPa
$\rho_a$	Densiteten för fuktig luft (=1.2047)	kg m <sup>-3</sup>
$\rho_g$	Markens skrymdensitet	g m <sup>-3</sup>
$\rho_w$	Vattnets densitet	g m <sup>-3</sup>
$\theta$	Markens relativa vatteninnehåll	-
$\theta_s$	Markens relativa vatteninnehåll vid mättnad	-
$\omega$	Vinkelfrekvens	d <sup>-1</sup>
$\tau$	Andelen strålning som transmitteras	-
$\tau_i$	Impulsflöde	g m <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup>
$\Delta_e$	Ångtrycksdeficit, VPD	hPa
$\Delta_q$	Nettoflöde av vatten in i en kolumn	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$\sigma$	Stephan-Boltzmanns konstant (= 5.67 10 <sup>-8</sup> )	J m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-4</sup>
$\chi$	Absolut fuktighet	g m <sup>-3</sup>
$\zeta$	Konstant i allmänhet	-
$a_g$	Koefficient för hydraulisk konduktivitet vid mättnad (för $r_g$ )	g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$a_{g,s,v}$	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 <sub>2</sub>
$A_{\text{Win}}, A_{\text{Wut}}$	Advektion av vatten/vattenånga in i respektive ut ur en kolumn	g m <sub>2</sub> s <sup>-1</sup>
$b_g$	Koefficient för rotutbredning (för $r_g$ )	MPa
$C$	Markens totala värmekapacitet (per volymenhet)	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
$C_{a,w,i}$	Värmekapacitet (per volymenhet) för luft, vatten och is	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
$c_{\text{BC}}$	Porstorlekskoefficient i Brooks & Coreys ekv.	-
$c_g$	Koefficient för porstorleksfördelning (för $r_g$ )	-
$C_m$	Värmekapacitet (per volymenhet) för mineraldelen av marken	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
$C_o$	Värmekapacitet (per volymenhet) för den organiska delen av marken	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>

Symbol	Beskrivning	Enhet
$C_p$	Luftens specifika värme vid ett givet tryck (per massenhet=1004)	$J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
$C_v$	Luftens specifika värme vid en given volym (per massenhet)	$J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
$d$	Dämpningsdjup	m
$D$	Markens termiska diffusivitet	$m^2\ d^{-1}$
$E$	Avdunstning (. notering innebär att flöde mot ytan definieras som positivt)	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$E_{pot}$	Avdunstning från en fri vattenyta	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$e_a$	Aktuellt ångtryck i atmosfären	hPa
$e_{cs}$	Mättnadsångtryck vid bladytorna	hPa
$E_{eq}$	Jämviktsavdunstning (. notering innebär att flöde mot ytan definieras som positivt)	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$E_g$	Markyteavdunstning	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$E_I$	Interceptionsavdunstning	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$e_s$	Mättnadsångtryck i atmosfären	hPa
$E_{PT}$	Avdunstning beräknad enligt Prestley-Taylors ekvation	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$E_T$	Transpiration (. notering innebär att flöde mot ytan definieras som positivt)	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$f_{a,i,m,o,w}$	Volymsandelen av luft, is, mineral, organiskt material och vatten i marken	-
$f_{s,v}$	Halter av stoft och vattenånga i atmosfären	-
$F_U$	Rotupptag	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$h_a$	Atmosfärens relativa fuktighet	-
$H$	Förnimbart (sensibelt) värmefflöde (. notering innebär att flöde mot ytan definieras som positivt)	$W\ m^{-2}$
$H_g$	Förnimbart (sensibelt) värmefflöde från markytan	$W\ m^{-2}$
$H_I$	Förnimbart (sensibelt) värmefflöde från interceperat	$W\ m^{-2}$
$H_T$	Förnimbart (sensibelt) värmefflöde från transpirerande ytor	$W\ m^{-2}$
$I$	Flödestäthet	$W\ m^{-2}$
$I_0$	Strålningsintensitet	$W\ m^{-2}$
$k$	von Karman's konstant (=0.41)	-
$K$	Geometrisk koefficient för strålning i bestånd	-
$k_h$	Termiska konduktiviteten i marken	$W\ m^{-10}C^{-1}$
$k_{hs}$	Termiska konduktiviteten hos snö	$W\ m^{-10}C^{-1}$
$k_{hw}$	Vattnets termiska konduktivitet	$W\ m^{-10}C^{-1}$
$L$	Latenta värmeför fasomvandling från vatten till vattenånga (=2.4518 $10^6$ )	$J\ kg^{-1}$
$LAI$	Bladyteindex	-
$L_I$	Latenta värmeför fasomvandling från vatten till is	$J\ kg^{-1}$
$M$	Lagring av energi	$W\ m^{-2}$
$M_a$	Torra luftens molekylvikt	$g\ mol^{-1}$
$m_a$	Mängd vatten och vattenånga i atmosfären	$g\ m^{-2}$
$m_d$	Mängd torr luft	g
$m_g$	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	$g\ m^{-2}$
$m_{VI}Max$	Max interceperat vatten per markyteenhet	$g\ m^{-2}$
$m_{VIo}$	Max interceperat vatten per bladyteenhet	$g\ m^{-2}$
$m_{VM}Max$	Max lättillgängligt vatten i växten per markyteenhet	$g\ m^{-2}$
$m_{Vo}$	Max lättillgängligt vatten i växten per bladyteenhet	$g\ m^{-2}$
$m_w$	Mängd vattenånga	g
$p$	Tryck	Pa
$P$	Nederbörd ovanför beståndet	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$p_d$	Partialtryck för torr luft	Pa
$P_g$	Nederbörd som når markytan	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$PS$	Energi som åtgår för fotosyntes	$W\ m^{-2}$
$q$	Specifik luftfuktighet	-
$q_h$	Värmeledning till marken	$W\ m^{-2}$

<b>Symbol</b>	<b>Beskrivning</b>	<b>Enhet</b>
$Q_{Loss}$	Förlust av vatten från marken genom avrinning och perkulation	$g\ m^{-2}\ s^{-1}$
$r_a$	Aerodynamiskt motstånd	$s\ m^{-1}$
$r_{aH}$	Aerodynamiskt motstånd för sensibla värmeflödet	$s\ m^{-1}$
$r_{aM}$	Aerodynamiskt motstånd för impulsflödet	$s\ m^{-1}$
$R_{absa}$	KV-strålning som absorberas av gaser i atmosfären	$W\ m^{-2}$
$R_{absc}$	KV-strålning som absorberas i moln	$W\ m^{-2}$
$r_b$	"Excess resistance" ( $=r_{aH}-r_{aM}$ )	$s\ m^{-1}$
$r_c$	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; globalstrålning	$W\ m^{-2}$
$R_{sc}$	Solarkonstanten	$W\ m^{-2}$
$s$	Mättnadsångtryckets förändring per grad vid den aktuella lufttemperaturen	$Pa\ ^\circ C^{-1}$
$s'$	Exponent för beräkning av det adiabatiskatemperaturavtagandet ( $=C_p/C_v$ )	-
$S$	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	$^\circ C$
$T_{ct}, T_{cT}$	Bladverkets temperatur; våta respektive transpirerande ytor	$^\circ C$
$T_d$	Daggpunktstemperatur	$^\circ C$
$T_g$	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	$m\ s^{-1}$
$u_*$	Friktionshastighet	$m\ s^{-1}$
$x$	Tjäldjup	$m$
$z$	Höjd över, eller djup från markytan	$m$
$z_d$	Nollplansförskjutning	$m$
$z_h$	Vegetationsmedelhöjd	$m$
$z_o$	Skrovlighetslängd	$m$
$z_r$	Rotdjup	$m$
$z_s$	Snötäckets mäktighet	$m$
$z_u$	Höjd ovan markytan där vindhastigheten är mätt	$m$
$w$	Blandningsförhållande (mängd vattenånga/torr luft)	-

Förteckning över utgivna häften i publikationsserien

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET, UPPSALA. INSTITUTIONEN FÖR MARKVETENSKAP.  
AVDELNINGEN FÖR LANTBRUKETS HYDROTEKNIK. AVDELNINGSMEDDELANDE. Fr o m 1996

- 96:1 Eckersten, H., Jansson, P-E., & Johnsson, H. SOILN model, user´s manual. Version 9.1. 93 s.
- 96:2 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Lindroth, A., Persson, B., Perttu, K. & Andersson, J. En introduktion till biogeofysik, 2:a upplagan. 110 s.
- 96:3 Carlsson, H., Larsson, K. & Linnér, H. Växtnäringsstyrning i potatis. 69 s.
- 97:1 Uppenberg, S., Wallgren, O. & Åhman, M. Saturated hydraulic conductivity in an acid sulphate soil. A minor field study in the the Vietnamese Mekong delta. 45 s.
- 97:2 Djodjic, F. Avrinningsmönster i ett litet åkerområde under 40 år av successiv urbanisering. 38 s.
- 97:3 Vukovic, M. The effect of soil hydraulic properties on ground water fluctuations in a heavy clay soil. Measurements and simulations. 43 s.
- 97:4 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Lindroth, A., Persson, B., Perttu, K., Carlsson, M., Lewan, L. & Blombäck, K. En introduktion till biogeofysik, 3:e upplagan. 130 s.
- 97:5 Eckersten, H. Simulation of water flow in plant communities. SPAC model description, exercises and user´s manual. 2<sup>nd</sup> edition. SPAC version 5.0. 52 s.
- 98:1 Lustig, T. Land Evaluation Methodology. Small-Scale Agro-Pastoralist Farming Systems. Agricultural community case study in the IV region of Chile. 91 s.
- 98:2 Jansson, P-E. Simulating model for soil water and heat conditions. Description of the SOIL model. 81 s.
- 98:3 Casanova, M. Influence of slope gradient and aspect on soil hydraulic conductivity measured with tension infiltrometer. Field study in the Central Zone of Chile. 50 s.
- 98:4 Ingvar-Nilsson, N. Variationsmönster hos grundvattennivåerna i skogsmark. Fältstudier i Norunda hösten 1995. 52 s.
- 98:5 Carlsson, M. Sources of errors in Time Domain Reflectometry measurements of soil moisture. 50 s.
- 98:6 Eckersten, H., Jansson, P-E., & Johnsson, H. SOILN model, User´s manual. Version 9.2. 113 s.
- 98:7 Quang, v. P. Soil water flow dynamics on raised beds in an acid sulphate soil. Field study at Hoa An station, Mekong delta, Vietnam. 33 s.
- 98:8 Tri, V.K. Water flow paths during the rainy season in an acid sulphate soil. Field study in the plain of reeds of the Mekong delta, Vietnam. 40 s.
- 98:9 Eckersten, H., Jansson, P-E., Karlsson, S., Lindroth, A., Persson, B., Perttu, K., Blombäck, K., Karlberg, L. & Persson, G. Biogeofysik - en introduktion. 146 s.



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

Tel. 018-67 11 85, 67 11 86

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

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

---