

ATMOSFÆREN

Vi starter med at se på atmosfæren, som er en vigtig forudsætning for livet på Jorden. Jordens atmosfære ligger i et tyndt lag omkring Jorden og bliver holdt fast af tyngdekraften. Den ydre grænse for atmosfæren er svær at placere, men den ligger mere end tusind kilometer over Jordens overflade. Atmosfæren består af få luftarter, bl.a. af ilt, som er livsnødvendig for mennesker og dyr, samt af CO_2 og vanddamp, som planterne bruger i fotosyntesen. Atmosfærens sammensætning ses af figur 3.1.

Forsyningen af ilt og CO_2 til mennesker, dyr og planter er ikke atmosfærens eneste funktion. Atmosfæren ligger som et skjold omkring Jorden og beskytter os mod det stadige bombardement af partikler fra ver-

Luftart	%-del af atmosfæren
Kvælstof (Nitrogen)	78 %
Ilt (Oxygen)	21 %
Argon	0,9 %
Kuldioxid (CO_2)	0,035 %
Vanddamp	Variierende mængde

Fig. 3.1: Atmosfærens sammensætning.

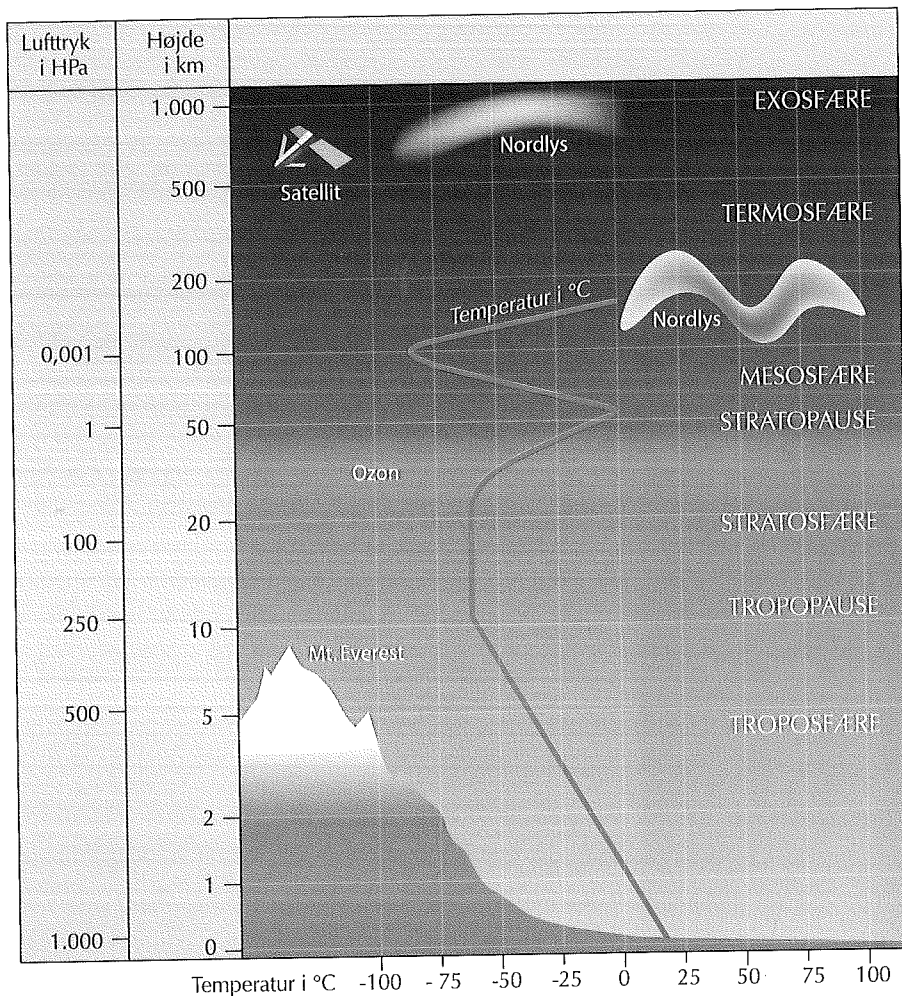


Fig. 3.2: Atmosfærens opbygning og temperatur som funktion af lufttryk og højde over Jordens overflade. (Kilde: Din verden, 1994).

Ozonlag og ozonhul

Det er atmosfærens ozonlag (O_3), der beskytter os mod UV-stråling fra Solen. Ozonlaget ligger i et tykt bælte ca. 10 - 50 km over Jorden. Ozonen er i stand til at absorbere (optage) UV-stråling, som er skadelig for mennesker og dyr. For store mængder UV-stråling kan forårsage hudkræft, øjenskader og skader på immunsystemet.

Ozon dannes ved, at den kortbølgede UV-stråling slår iltmolekyler (O_2) i atmosfæren i stykker. Herved kan iltatomer og iltmolekyler reagere med hinanden, hvorved der dannes ozon (O_3). Absorption af UV-stråling i ozonlaget betyder, at atmosfæren bliver opvarmet.

Ozon nedbrydes ved fysiske processer, hvor sollyset slår molekylerne

i stykker, og ved kemiske processer, der splitter ozonen. Der foregår således til stadighed processer i atmosfæren, hvor ozon dannes og nedbrydes.

Ozonlagets tykkelse varierer med breddegraden og årstiden. I områderne omkring ækvator er ozonlaget forholdsvist tyndt, men det har til gengæld ikke den store årstidsvariation. Når man bevæger sig mod polerne, bliver den gennemsnitlige tykkelse af ozonlaget større, til gengæld er der en større årstidsvariation, og det er her man kan finde ozonhuller.

Fra slutningen af 1970'erne er der registreret en forstærket udtynding af ozonlaget i 10 - 25 km's højde. Udtyndingen skyldes nedbrydning af ozonen. Man ved, at en del af denne nedbrydning er menneskeskabt på grund af udslippet af chlor- og bromholdige

gasser, blandt andet CFC og andre halongasser. På overfladen af små iskrystaller i atmosfæren omdannes disse chlor- og bromforbindelser til kemiske forbindelser, der kan nedbryde ozonen. Nedbrydningen sker kun under indvirkning af sollys, så der skal være en kombination af kulde og sollys i atmosfæren, for at nedbrydningen kan ske. Størrelsen af ozonhullet varierer derfor fra år til år og fra sommer til vinter. Når sollyset vender tilbage til Antarktis efter polarnatten, bliver stort set al ozonen i atmosfæren over Antarktis nedbrudt. Nedbrydningen stopper, når atmosfæren over Antarktis hen over sommeren igen er varmet op, og ozonhullet derfor atter lukkes, som følge af dannelse af ny ozon.

densrummet, såsom støv, småsten og små meteoriter. På grund af friktionen i atmosfæren vil småpartikler og mindre meteoritter brænde op, før de når Jordens overflade.

Atmosfæren beskytter os mod skadelige stråler fra rummet som f. eks. ultraviolet stråling (UV-stråling) fra Solen og røntgen- og gamma stråling fra verdensrummet.

Atmosfærens indhold af CFC- og halongasser er reduceret eller stagneret siden midten af 1990'erne. Det skyldes Montreal-protokollen, en international aftale, som forpligter de deltagende lande til at begrænse udledningen. Stofferne har dog en lang opholdstid i atmosfæren, så der går lang tid, før effekterne af de stoffer, der allerede er udledt, ophører.

Atmosfærens vertikale sammensætning

Atmosfæren er delt op i forskellige lag, som det ses på figur 3.2.

Det nederste lag af atmosfæren kaldes troposfæren, og det er her, de processer vi kalder "vejret", udspiller sig. Troposfæren, som er ca. 8 km tyk ved

polerne og omkring 15 km ved ækvator, er blandt andet kendetegnet ved, at temperaturen falder med højden. De nederste ca. 1-2 km kaldes det atmosfæriske grænselag. I dette lag er vejret og temperaturforhold under påvirkning af processer på jordoverfladen.

Over troposfæren følger stratosfæren, der strækker sig fra ca. 10 km til 50 km's højde. Grænsen mellem troposfæren og stratosfæren kaldes tropopausen. Stratosfæren er kendetegnet ved høje vindhastigheder og nogenlunde konstant temperatur til ca. 30 km's højde. I stratosfæren findes ozonlaget, se box s. 30. Ozonlaget strækker sig fra 15 til ca. 30 km's højde. I ozonlaget stiger temperaturen. Det skyldes at ozonen absorberer energien i den kortbølgede stråling fra solen. Temperaturen stiger til omkring frysepunktet ved stratopausen, som er overgangen til atmosfærens næste lag, mesosfæren. I mesosfæren, der strækker sig fra ca. 50 km til ca. 80 km, falder temperaturen igen med højden. Mesopausen markerer overgangen til termosfæren, den såkaldte varmesfære. I termosfæren stiger temperaturen igen, fordi der frigøres energi

ved spaltning af ilt (O_2) og kvælstof, og der derved sker en opvarmning. I dagtimerne kan temperaturen nå helt op på 800 °C i termosfæren.

Termosfæren strækker sig til mellem 500 og 800 km, hvor den afløses af exosfæren, der stort set kun består af helium og brint, som er de letteste grundstoffer. På grund af den lange afstand fra Jorden er tyngdekraften i exosfæren så reduceret, at partikler, der bevæger sig opad, kan forsvinde ud i universet. Exosfæren er flere tusind kilometer tyk, og overgangen til verdensrummet er diffus.

SOLSTRÅLING

Solen udsender energi i form af elektromagnetisk stråling, og Jorden modtager helt op til 99,9 % af sin energi herfra. Strålerne fra Solen driver fotosyntesen, hvorved planter danner organisk materiale ud fra CO_2 og vand. På den måde er Solen drivkraft for næsten alt liv på Jorden.

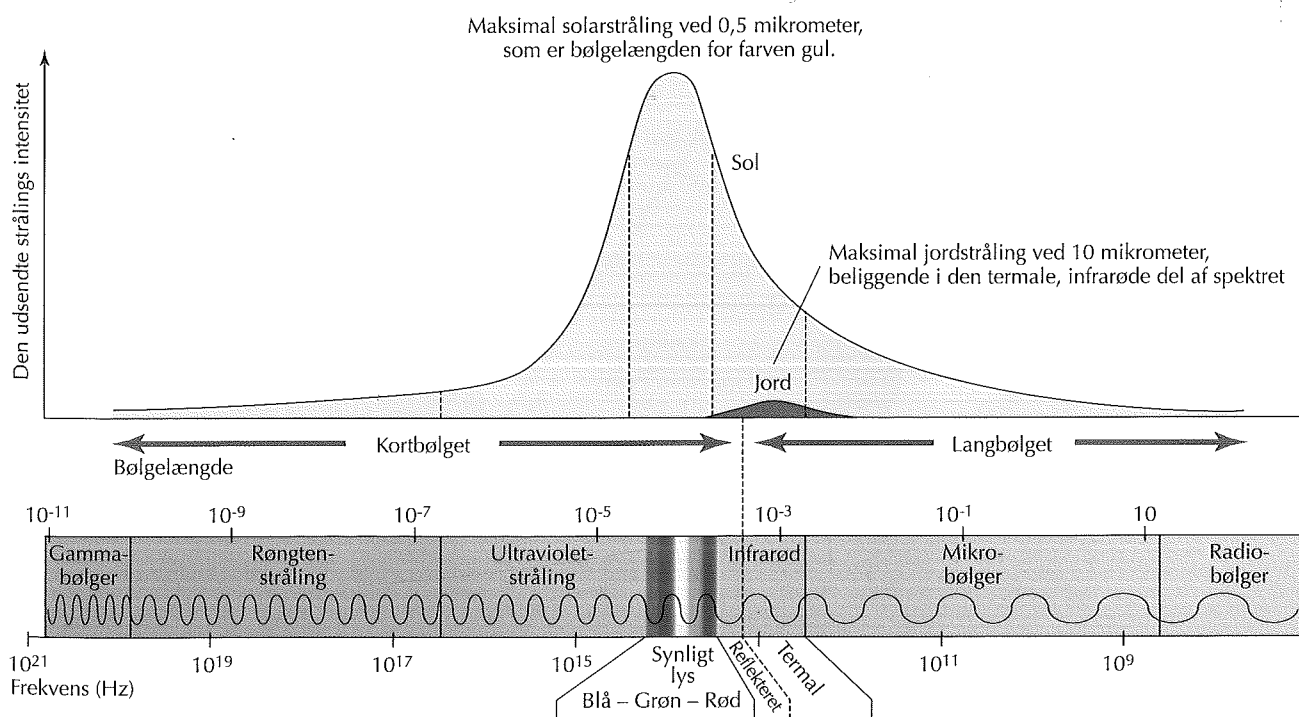


Fig. 3.3: Det elektromagnetiske spektrum (nederst i figuren) og intensiteten i udstrålingen fra Solen og Jorden. Solens overflade har en temperatur på 6.000 °C, og derfor udsendes størstedelen af Solens stråler som kortbølget stråling. Jordens overflade har en temperatur på 15 °C, og derfor udsendes strålingen fra Jorden som langbølget stråling. (Kilde: Bradshaw & Weaver: Physical Geography, Mosby, St. Louis, 1993).

Strålerne fra Solen rejser den 150 millioner km lange vej til Jorden, hvor de passerer gennem atmosfæren og derefter rammer jordoverfladen. På grund af Jordens kugleform bliver solstrålerne fordelt over et større areal ved polerne end ved ækvator, hvilket er illustreret på figur 3.4.

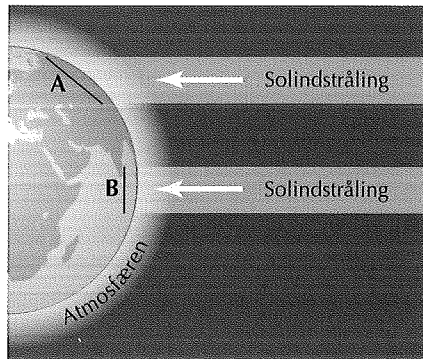


Fig. 3.4: Fordelingen af Solens stråler på Jordens overflade. På grund af krumningen af Jordens overflade fordeles samme mængde stråling over et større område ved A end ved B.

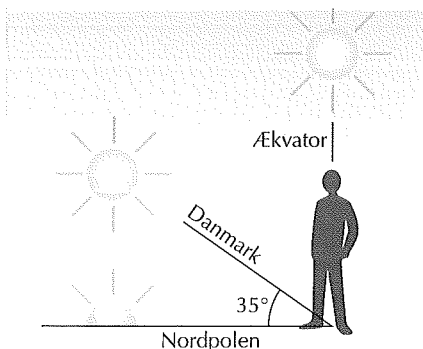
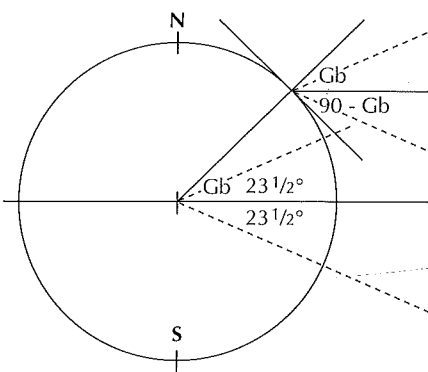


Fig. 3.5: Solhøjden ved jævndøgn. I Danmark er solhøjden 35° , mens solhøjde ved ækvator er 90° , idet solen står i zenith, dvs. lodret over jorden. (Kilde: Øvelsesvejledning til FG1, Geografisk Institut, Københavns Universitet, 1996).



Geografisk bredde = G_b
 Solhøjde ved jævndøgn $S = 90 - G_b$
 Solhøjde ved sommersolhverv $S = 90 - G_b + 23\frac{1}{2}$
 Solhøjde ved vintersolhverv $S = 90 - G_b - 23\frac{1}{2}$

Fig. 3.6: Udregning af solhøjden.

De ækvatoriale egne modtager derfor en langt større energimængde fra Solen per tids- og arealenhed end de polare egne, og derfor er der varmere ved ækvator end ved polerne. Den største mængde energi modtages, når Solen står i zenith, dvs. når solen står lodret over jorden. Så koncentrerer strålingen på et mindre areal, og strålernes vej gennem atmosfæren er kortest. Strålerne er derfor udsat for mindre dæmpning og spredning på vej gennem atmosfæren. Strålernes indfaldsvinkel på jordoverfladen kaldes solhøjden og er et udtryk for, hvor højt Solen står over horisonten, se figur 3.5. Når Solen står højest på himlen ved middag, er solhøjden og den indstrålede energimængde størst. Midt på dagen ved jævndøgn kan solhøjden beregnes ved hjælp af breddegraden: Solhøjden = $90 - \text{breddegraden}$, hvilket kan ses af figur 3.6.

Årstidsvariationer

Som nævnt i indledningen danner Jordens akse en vinkel på $66,5^\circ$ med omdrejningsplanet. Jordens akse peger for tiden mod Nordstjernen, som af

den grund er blevet brugt til at navigere efter på den nordlige halvkugle.

Den mængde solindstråling, et område modtager, afgøres af solhøjden og indstrålingstiden. I vinterhalvåret er den nordlige halvkugle vendt væk fra solen, og i områderne nord for den nordlige polarcirkel ($66,5^\circ$ N) kommer solen i de mørkeste måneder slet ikke over horisonten. Jo større afstand fra ækvator, des større årstidsvariationer er der. Ved de lave breddegrader varierer dagslængden ikke meget over året, hvorimod vi i Danmark omkring (56° N), oplever store årstidsvariationer. Den korteste dag, dvs. den dag, hvor solen er over horisonten i færrest timer, oplever vi på den nordlige halvkugle ved vintersolhverv d. 21. december. På denne dag er Solen kun på himlen i 7 timer i Danmark. Ved sommersolhverv, den 21. juni, er Solen derimod på himlen i 17 timer i Danmark. Midt imellem ligger jævndøgn, hvor nat og dag er lige lange. Ved jævndøgn står Solen i zenith over Ækvator, og ved sommer- og vintersolhverv står Solen i zenith over vendekredsene, som ligger på hhv. $23,5^\circ$ nordlig og sydlig bredde.

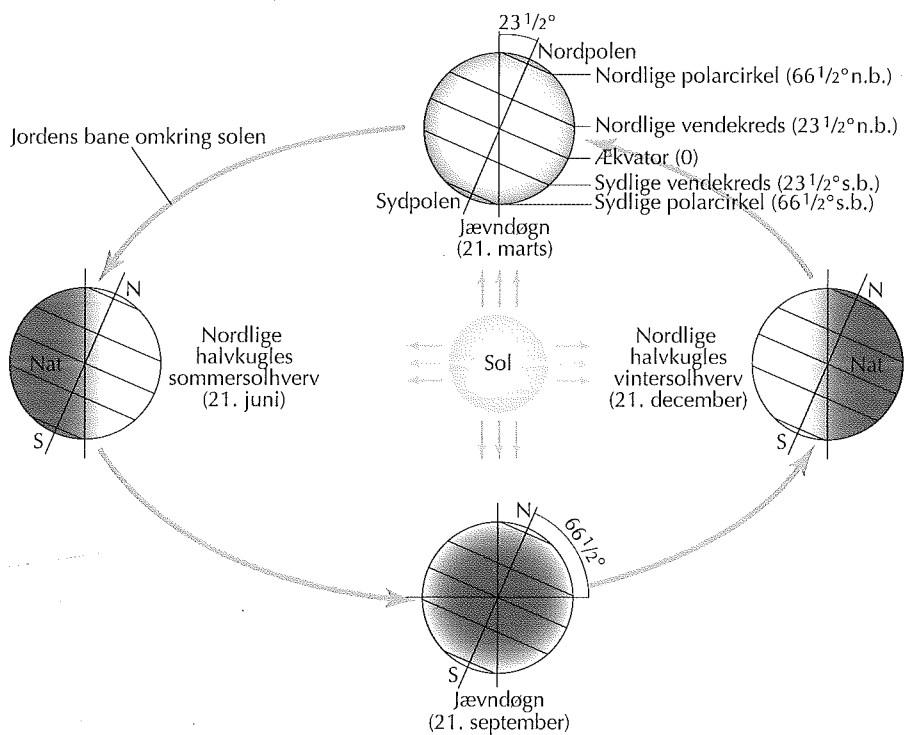


Fig. 3.7: Jordaksens hældning er årsag til årstidsskiftet. Bemærk, at når dagene bliver længere på den nordlige halvkugle, så bliver dagene kortere på den sydlige halvkugle – og omvendt.

Elektromagnetisk stråling

Ethvert legeme, der har en temperatur over det absolutte nulpunkt, $-273,15\text{ }^{\circ}\text{C}$, udsender elektromagnetisk stråling. Den elektromagnetiske stråling omsættes til varme, når strålerne optages af et legeme. Som eksempel kan nævnes, at mennesker mærker varme, når vi bliver ramt af Solens stråler. På samme måde bliver jordoverfladen også opvarmet af solstrålerne. Det er en forudsætning, at det legeme som strålingen rammer, er i stand til at absorbere (optage) strålerne. Hvis ikke, bliver strålerne reflekteret, uden at der er sket en opvarmning. Den elektromagnetiske stråling opdeles i synlig og ikke synlig stråling. Den synlige stråling har korte bølglængder, $0,4 - 0,7$ mikrometer, og er udsendt af legemer med meget høj temperatur, som f.eks. Solen. Den ikke synlige stråling er f.eks. ultraviolet stråling og langbølget stråling, som f.eks. udstråling fra Jorden. Den langbølgede stråling kaldes også infrarød stråling eller varmestråling, og udsendes fra legemer med lavere temperatur. Se fig. 3.3 og 3.8A.

Strålings- og energibalancen

I dette afsnit vender vi tilbage til solstrålingen og ser på, hvad der sker med den energi, som Jorden modtager. Vi opstiller et simpelt regnskab for stråling og energi i atmosfæren og på jordoverfladen. Det er vigtigt at huske på, at regnskabet er et gennemsnitsregnskab for en længere periode for hele Jorden. Hvis man opstiller regnskabet for lokale steder, kan det se helt anderledes ud.

Der skelnes mellem kortbølget og langbølget stråling. Den kortbølgede stråling bliver udsendt af legemer med meget høj temperatur, som f.eks. Solen. Langbølget stråling bliver udsendt af legemer med lavere temperatur, som f.eks. Jorden eller atmosfæren. Den kortbølgede stråling finder kun sted i dagtimerne, hvor der er sollys, mens den langbølgede stråling, som også kaldes varmestråling, finder sted hele døgnet.

Der skelnes også mellem indstråling og udstråling. Indstråling er defineret som stråling der går *mod* jordoverfladen, mens udstråling er stråling som går *væk fra* jordoverfladen.

Kortbølget udstråling

Den mængde kortbølget indstråling fra Solen, der rammer atmosfærens yderkant, sættes til 100 %, og i denne gennemgang bliver alle tal angivet som en procentsats i forhold hertil. Det vil være en god idé at følge med på figur 3.8B, hvor I kan genfinde alle de tal, der bliver angivet i teksten.

Ca. 9 % af den kortbølgede solindstråling bliver reflekteret, når den rammer partikler i atmosfæren og ca. 20 % bliver reflekteret, når den rammer skyer. Denne stråling kaldes kortbølget udstråling.

Af den kortbølgede indstråling, der når Jordens overflade, bliver ca.

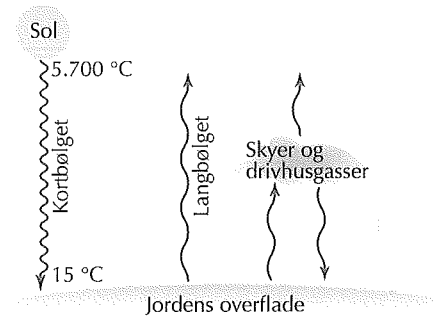


Fig. 3.8A: Grov skitse over strålingsforholdene i atmosfæren.

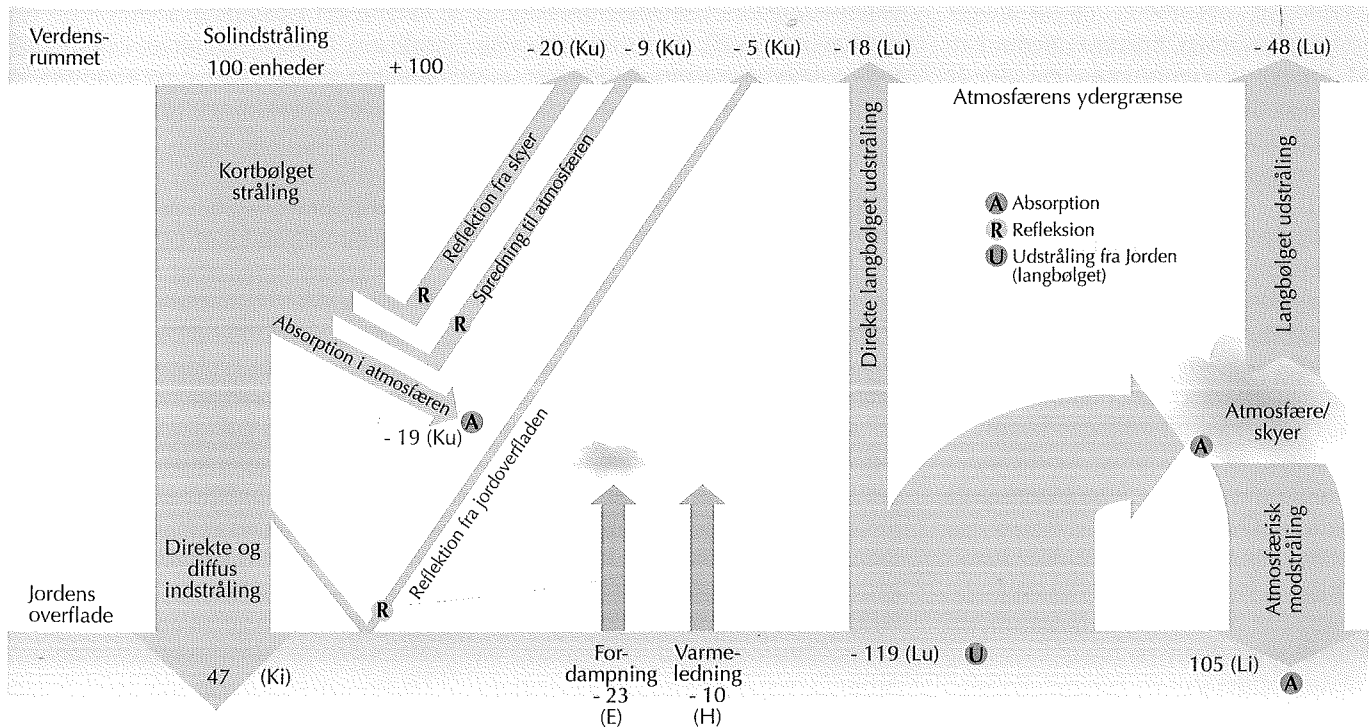


Fig. 3.8B: Strålings- og energibalance for Jorden. Tallene angiver strålingsmængden i procent. Solindstrålingen ved atmosfærens ydergrænse er sat til 100 %. Bemærk, at tallet er positivt, når strålingen tilfører energi til jordoverfladen. Tallet er negativt, når strålingen eller energitransporterne tilfører energi til atmosfæren. Resultatet af strålingsbalancen er den mængde energi, der kan bruges til fordampning (E) og varmeledning (H). (Kilde: Bradshaw & Weaver: *Physical Geography*, Mosby, St. Louis, 1993).

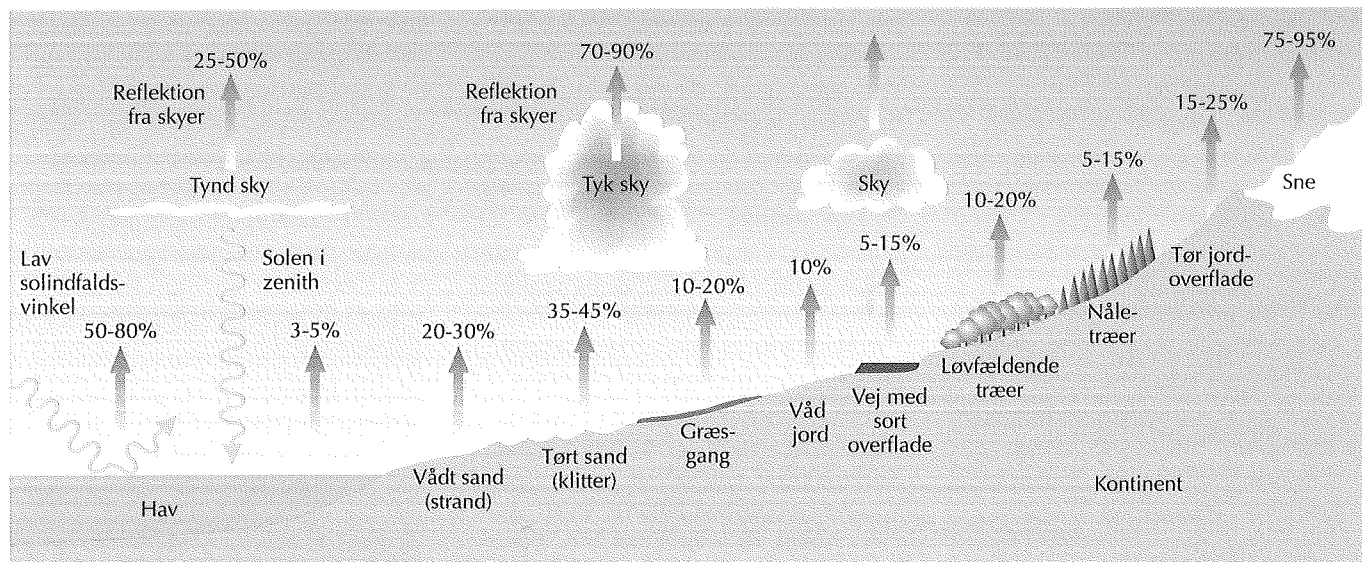


Fig. 3.9: Albedoer for forskellige overflader. Den reflekterede mængde stråling er angivet i procent. Albedoer for lyse overflader som sne og tørt sand er langt større end albedoer for mørke overflader som asfalt og våd jord.

(Kilde: Bradshaw & Weaver: *Physical Geography*, Mosby, St. Louis, 1993).

5 % reflekteret fra jordoverfladen. Det kaldes også kortbølget udstråling. Hvor meget der reflekteres afhænger af overfladens albedo. Albedo er et udtryk for, hvor stor en del af strålingen, der bliver reflekteret, hvilket ses af figur 3.9. Lyse overflader, som f.eks. nyfalden sne, har en høj albedo og reflekterer derfor meget stråling. Af samme grund smelter nyfalden sne ikke nødvendigvis, selvom det er solskinsvej. Mørke overflader har derimod en lav albedo og absorberer derfor meget stråling fra Solen. Energien herfra kan så bruges til opvarmning, og det er grunden til, at f.eks. en sort asfaltvej kan blive meget varm i solskin (se også boksen om elektromagnetisk stråling).

Absorption i atmosfæren

Når Solens stråler passerer gennem Jordens atmosfære, bliver en del af strålingen absorberet af ozonlaget, hvilket forårsager en opvarmning, (se boks om ozonlaget på side 30). Ca. 19 % af solindstrålingen bliver absorberet af partikler og vanddamp i atmosfæren, og energien bliver således forbrugt til opvarmning og fordampning i atmosfæren. Læg her mærke til forskellen på refleksion og absorption. Refleksionen fungerer lige som et spejl: strålerne bliver kastet tilbage fra det stof de rammer. Reflekteret stråling tilfører derfor ikke energi til stoffet. Ved absorption bliver strålerne derimod optaget af det stof de rammer, og derigennem tilføres energi til stoffet.

Kortbølget indstråling

Det er således kun omkring halvdelen, ca. 47 %, af den kortbølgede solindstråling, der bliver absorberet ved jordoverfladen, så Jorden får tilført energi.

Langbølget udstråling

Jorden udsender også stråling. Jordens gennemsnitlige overfladetemperatur er 'kun' ca. 15 °C, og derfor udsender Jorden sin stråling som langbølget stråling (varme stråling), I alt udsender Jorden langbølget udstråling svarende til 119 % af den samlede kortbølgede solindstråling ved atmosfærens ydergrænse.

Langbølget indstråling

– drivhuseffekten

Det lyder jo mærkeligt, at Jorden kan udsende en mængde energi, der svarer til 119 % af den indkommende kortbølgede stråling fra Solen, når kun 47 % bliver absorberet ved jordoverfladen. Der er imidlertid en logisk forklaring: når den langbølgede udstråling fra Jorden kommer ud i atmosfæren, bliver det meste af den absorberet af drivhusgasser. Atmosfærens indhold af vanddamp, CO₂ og en række andre gasser har en formidabel evne til at absorbere langbølget stråling og derefter sende den tilbage mod jorden. Afhængig af atmosfærens sammensætning bliver

størstedelen af den energi, som atmosfæren modtager fra Jorden, sendt tilbage igen. Dette fænomen kaldes den atmosfæriske modstråling – eller mere populært: drivhuseffekten, som er et naturligt fænomen.

Pga. drivhuseffekten bliver en mængde energi, der svarer til 105 %, sendt tilbage til jordoverfladen som langbølget indstråling. Der er altså tale om, at energien bliver cirkuleret mellem jordoverfladen og atmosfæren. Det kan sammenlignes med et fjernvarmeanlæg: varmen bliver produceret centralt, og det varme vand bliver pumpet rundt i radiatorerne. Det samme vand kan cirkulere rundt i radiatorerne flere gange, og hver gang bidrager det til opvarmning af stuerne.

Drivhuseffekten fungerer altså ligesom en dyne omkring Jorden. Man kan faktisk regne ud, at uden drivhuseffekten ville Jorden have en gennemsnitstemperatur på ca. -18 °C, og ikke 15 °C. Drivhuseffekten holder simpelthen Jorden varm, og gør den til et sted, hvor vi kan leve.

Strålings- og energibalancen

Når man arbejder med stråling og energi opstilles nogle simple ligninger kaldet strålingsbalancen og energibalancen. Strålingsbalancen bruges til at anslå hvor stor en mængde energi, der er til rådighed et givent sted. Denne mængde energi kaldes også

nettostrålingen, R_n . Energibalancen bruges til at anslå, hvordan energien bruges det givne sted.

Strålings- og energibalancen kan både opstilles globalt og lokalt, og kan opstilles for kortere eller længere perioder: fra timebasis og op til perioder på flere år. I denne gennemgang ser vi på det gennemsnitlige strålingsregnskab for hele Jorden over en længere årrække. Hvis al energi, der ledes bort fra jordoverfladen, regnes for negativ, og al energi, der føres til jordoverfladen regnes for positiv, så kan vi opstille følgende strålingsbalance for jordoverfladen:

$$K_i + K_u + L_i + L_u = R_n,$$

K_i = kortbølget indstråling (fra Solen), positiv

K_u = kortbølget udstråling (reflekteret solindstråling), negativ

L_i = langbølget indstråling (fra atmosfæren = drivhuseffekten), positiv

L_u = langbølget udstråling (varmestråling fra Jorden), negativ

R_n = nettostrålingen

Når vi indsætter værdierne for Jordens strålingsbalance, som er gennemgået i ovenstående eksempel og i figur 3.8, får vi følgende regnestykke:

$$100 + (-53) + 105 + (-119) = 33$$

Strålingsbalancen fortæller, at mængden af energi til rådighed ved jordoverfladen er 33 % af den samlede indkommende solstråling. Bemærk, at den mængde kortbølget indstråling, der bliver absorberet i atmosfæren, ca. 19 %, er regnet med i den kortbølgede udstråling. Det er vigtigt at huske, at denne strålingsbalance gælder for jordoverfladen. Man kan også opstille en strålingsbalance, der gælder for f.eks. atmosfæren, og den vil være anderledes.

Den energi Jorden modtager forbruges til fordampning og til opvarmning. Fra strålingsbalancen ved vi, at nettostrålingen, dvs. den mængde energi der er til rådighed ved jordoverfladen, er 33 %. Heraf bliver 23 % brugt til fordampning, og 10 % til opvarmning (varmeledning). Disse tal kan man sætte ind i energibalancen:

$$R_n + E + H + G = 0$$

R_n = nettostrålingen (fra strålingsbalancen)

E = energi brugt til fordampning

H = energi brugt til opvarmning

G = den mængde energi, der kommer fra Jordens indre.

G er positiv, fordi den ligesom nettostrålingen er et bidrag til den mængde energi, der er til rådighed. G er lille i forhold til den samlede energibalance, og er i dette eksempel sat til 0. E og H er negative, fordi de repræsenterer "forbrug" af energi. Jordens energibalance bliver som følger:

$$33 + (-23) + (-10) + 0 = 0$$

Hvis ikke Jordens energibalance bliver 0, betyder det, at Jorden enten er ved at blive opvarmet eller afkølet. Tænk selv over hvorfor!

Det er igen vigtigt at huske, at den ovenstående energibalance gælder for jordoverfladen. Hvis energibalancen blev opstillet for f.eks. atmosfæren, ville E og H være positive, fordi de repræsenterer energi, der bliver ført fra jordoverfladen og til atmosfæren. Den mængde energi, der bliver forbrugt til fordampning fra jordoverfladen bliver jo faktisk tilført atmosfæren, når vanddampen fortættes, under frigivelse af energi.

TEMPERATUR

Temperaturen er en af de faktorer, der bliver brugt til at karakterisere et område klimatologisk. Den er i overvejende grad bestemt af den aktuelle strålingsbalance mellem kortbølget ind- og udstråling, og langbølget ind og -udstråling. Mængden af solstråling er bestemt af breddegrad, solhøjde, daglængde og skydække, som vi så det i afsnittet om solstråling.

Der er imidlertid også andre faktorer, der afgør et områdes temperatur. Højden over havniveau, vindhastighed og -retning, terrænforhold og forskelle i varmekapaciteten for havoverflade hhv. landoverflade har også stor indflydelse.

Når man bevæger sig op i bjer-

Temperatur

Et områdes temperatur bliver målt med forskellige former for termometre og angives i grader. I Danmark benytter vi oftest Celsius-skalaen, som har nulpunkt ved rent, luftmættet vands frysepunkt (0 °C), og hvor 100 °C svarer til rent vands kogepunkt ved et lufttryk på 1013,25 hPa. En anden ofte anvendt skala er Fahrenheit-skalaen, hvor 0 grader svarer til salmiak-mættet vands frysepunkt (= -17,8 °C) og hvor 100 grader svarer til menneskets normale kropstemperatur (=37,3 °C). Fahrenheit-skalaen anvendes f.eks. i Nordamerika. Kelvin-skalaen er en tredje skala, og kaldes også den såkaldte absolutte skala, fordi den har nulpunkt ved det absolutte nulpunkt (= -273,16 °C). Ved det absolutte nulpunkt er et stofs molekyler i fuldstændig ro. Det kan altså ikke blive koldere, og Kelvin-skalaen har derfor ikke negative værdier.

gene, vil temperaturen falde med højden, fordi lufttrykket aftager, og luftmassen derfor udvider sig, hvilket kræver energi.

Terrænforholdene har betydning, idet solstrålernes indfaldsvinkel vil være større på en sydvendt skråning, der derfor vil modtage mere indstråling end en nordvendt skråning.

Overfladens varmekapacitet spiller også en rolle. Hav har større varmekapacitet end jord. Havet opvarmes derfor langsommere end landjorden, men det afkøles til gengæld også langsommere. Det er forklaringen på, at kystnære områder, som f.eks. Danmark, har et maritimt klima med små temperaturforskelle mellem sommer og vinter. Havet opvarmes langsomt i sommerhalvåret men oplagrer store mængder af den modtagne energi. Havvandet kommer derved til at fungere som et enormt varmelager, som langsomt leverer energien tilbage i vinterhalvåret. Det bliver derfor sjældent virkeligt koldt eller virkeligt varmt i Danmark.

Forholdene er anderledes i det indre af kontinenterne. Her bevirker