

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 fx Solen. Langbølget stråling bliver udsendt af legemer med

lavere temperatur, som fx 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 (Ku)

Den mængde kortbølget indstråling fra Solen, der rammer atmosfærens ydergrænse, sættes til 100 %, og

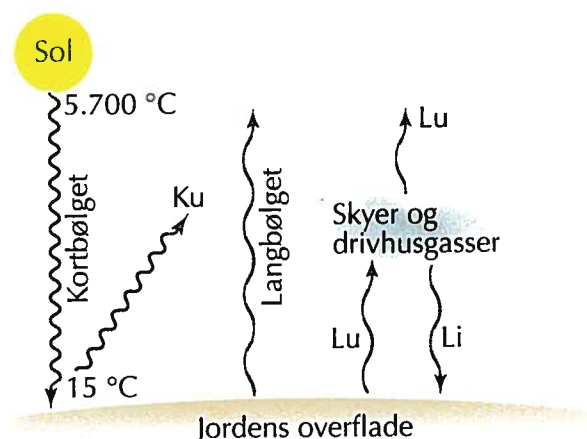
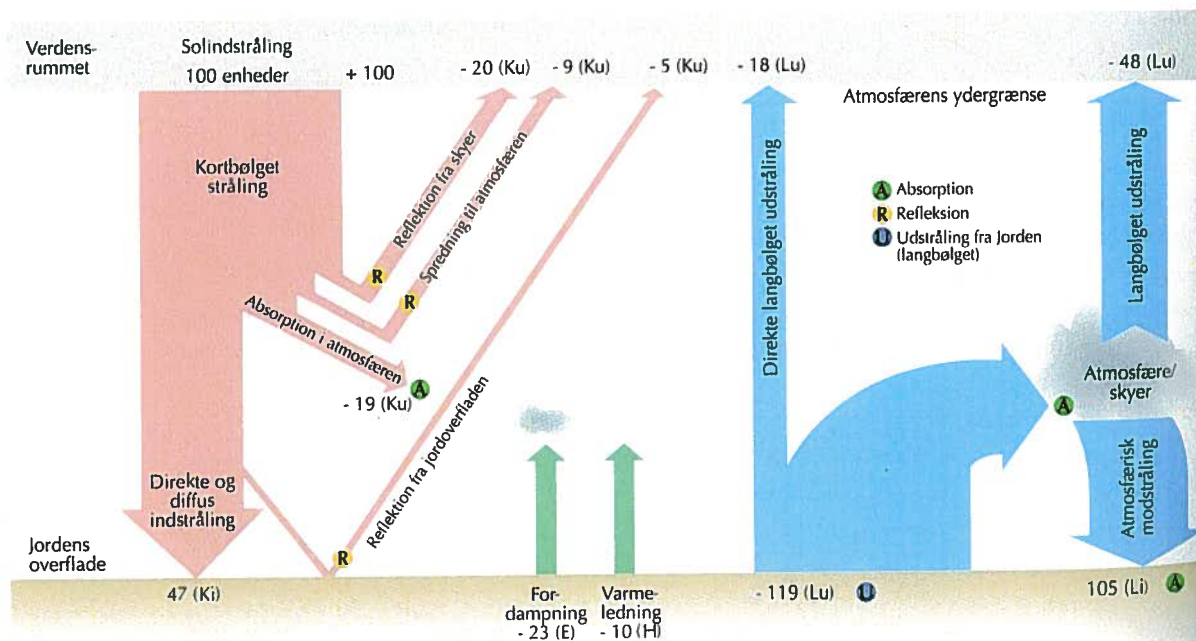


Fig. 3.8A (til venstre): Grov skitse over strålingsforholdene i atmosfæren.

Fig. 3.8B (forneden): Strålings- og energibalancen 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).



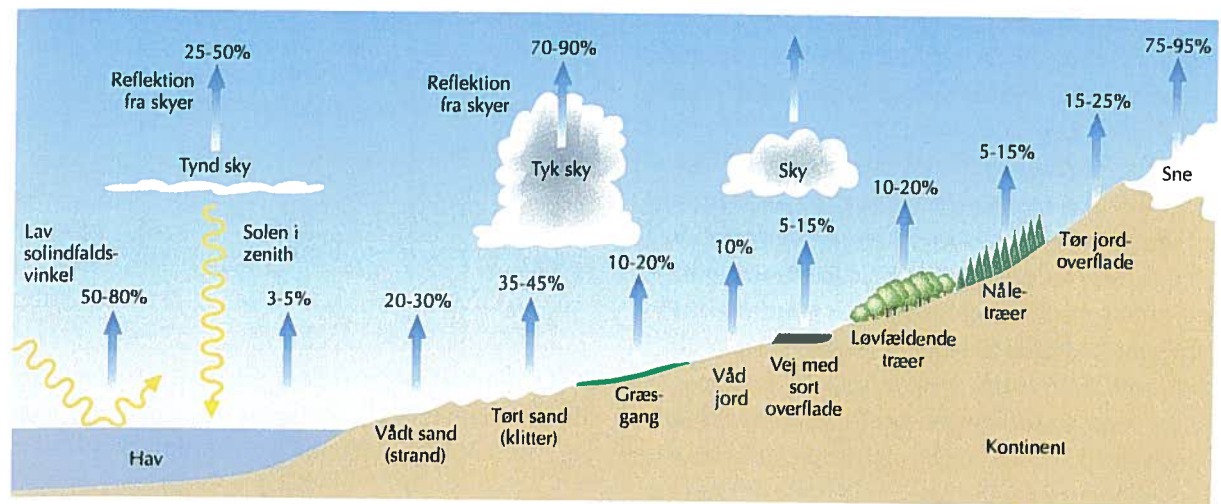


Fig. 3.9: Albedoer for forskellige overflader. Den reflekterede mængde stråling er angivet i procent. Albedoer for lyse overflader som sne og tørt sand er langt større end albedoer for mørke overflader som asfalt og våd jord. (Kilde: Bradshaw & Weaver: *Physical Geography*, Mosby, St. Louis, 1993).

i denne gennemgang bliver alle tal angivet som en procentsats i forhold hertil. Det vil være en god idé at følge med på fig. 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. 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 fig. 3.9. Lyse overflader, som fx nyfalden sne, reflekterer meget stråling og har derfor en høj albedo. Af samme grund smelter nyfalden sne ikke nødvendigvis, selvom det er solskinsvejr. Mørke overflader absorberer meget stråling fra Solen og har derfor en lav albedo. Energien herfra kan så bruges til opvarmning, og det er grunden til, at fx en sort asfaltvej kan blive meget varm i solskin (se box om elektromagnetisk stråling s. 45).

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 s. 43). Ca. 19 % af solindstrålingen bli-

ver 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 (Ki)

Det er kun omkring halvdelen, ca. 47 %, af den kortbølgede indstråling, der bliver absorberet ved jordoverfladen, og derved tilfører Jorden energi.

Langbølget udstråling (Lu)

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

Langbølget indstråling (Li) – 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 imidler-

tid 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, CO_2 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 fig. 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 fx 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 fx 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 vanddamp 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 bjergene, 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 afkøles til gengæld også langsommere. Det er forklaringen på, at kystnære områder, som fx 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 virkelig varmt i Danmark.

Forholdene er anderledes i det indre af kontinenterne. Her bevirker landjordens lave varmekapacitet, at klimaet bliver *kontinentalt* med varme somre og meget kolde vintre.

Varme eller kulde kan også blive tilført, hvis der blæser varme eller kolde luftmasser hen over området. Denne horisontale transport af energi kaldes *advektion*. Vi kender det i Danmark om sommeren, når østenvinde fører varme luftmasser fra kontinentet med sig, og om vinteren, hvor østenvinde bringer kulde. På samme måde bringer vestenvinden kølig luft ind over Danmark i sommerhalvåret, mens vinde fra vest i vinterhalvåret bringer fugtighed og varme. Om vinteren er solindstrålingen i Danmark så begrænset, at varmetil- og fraførsel via advektion er helt afgørende for temperaturen. Således kan fx snesmeltningen være mere styret af vindsystemerne end af solstrålingen.

Temperatur

Et områdes temperatur måles 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 vandets 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 fx i Nordamerika.

Kelvin-skalaen er en tredje skala, og kaldes også den absolutte skala, fordi den har nulpunkt ved det absolutte nulpunkt (= -273,16 °C). Ved denne temperatur er et stofs molekyler i fuldstændig ro. Det kan altså ikke blive koldere, og Kelvin-skalaen har derfor ikke negative værdier.