KLIMATOLOGI

af Otto Leholt (ver. 4.4 aug. 2018)

Indholdsfortegnelse:

INDLEDNING: 2

GLOBALE TEMPERATURER 2

JORDENS HÆLDNING OG ÅRSTIDERNE 3
JORDENS ATMOSFÆRE..... 5
STRÅLINGSBALANCEN. 7
LOKALE TEMPERATURFORHOLD 9

LUFTTRYK OG VINDE 11

TERMISKE LUFTTRYK 11
DET GLOBALE VINDSYSTEM 12
LUFTFUGTIGHED 15
NEDBØRSDANNELSE 16
GLOBALE NEDBØRSFORDELING 17
MONSUNREGN 18

KLIMA- OG PLANTEBÆLTER 19

HYDROTERMFIGURER OG KLIMAANALYSE..... 21

Antal tegn= 55115 = 23 ns.

© Otto Leholt (1997-2018)

Indledning:

Danskerne kan godt li at tale om *vejret*, måske fordi det danske vejr netop er ustadigt og skifter fra dag til dag. Når vi taler om *klimaet*, så er det ikke disse dag til dag ændringer i temperatur, vind og nedbør det handler om, men derimod gennemsnitstemperaturen over en 30-årig periode.

Klimaet er en vigtig del af de naturlige betingelser som gælder for plante- og dyrelivet og dermed også for os mennesker. Klimaet er betinget af flere forhold:

For det første Solen, vores lokale stjerne, som skaber det lys og den varmeenergi som er grundlaget for alt liv på jorden. Solen er jordens livgivende energikilde, som gennem planternes fotosyntese producerer føde for dyr og mennesker.

For det andet af vandet. Vand i form af nedbør, er ikke bare en fast bestanddel af det danske vejrlig, men også en forudsætning for livet, fotosyntesen og dermed vores fødevareproduktion. Vandet er, i modsætning til solens varmeenergi, en ikke fornyelig ressource. Men gennem vandets globale kredsløb recirkuleres vandet gennem dets tre tilstandsformer; fast, flydende og luftformigt.

Figur 1 Jordens atmosfære ses som en lysende blå hinde rundt om jorden. Atmosfæren er afgørende for livet på jorden.

Men vi ville hverken have glæde af solen eller vandet hvis det ikke var for jordens atmosfære. Som en tynd blå hinde ligger atmosfæren rundt om jorden, og det er her, at jordens vigtigste klima og vejrprocesser udspiller sig. Her omdannes oceanernes saltvand til ferskvand, som det netop sker når det regner. Atmosfærens øvrige gasarter er ligeledes livsvigtige for os. Ozonlaget i den øvre atmosfære beskytter os mod solens skadelige ultraviolette stråling og gasarter som vanddamp, CO2 og metan, skaber den naturlige drivhuseffekt, uden hvilken jorden ville være en nedfrosset isklump.

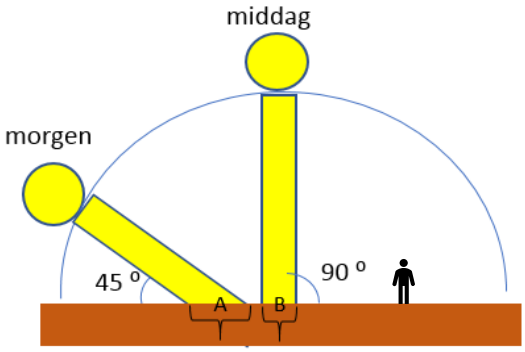
I de senere år er det ikke kun vejret vi snakker om men også det globale klima. Talrige observationer viser at klimaet er under forandring, mod et varmere klima. Man taler derfor om global opvarmning, og at mennesket bærer et ansvar herfor, gennem vores udledning af CO2 og andre drivhusgasser til atmosfæren.

I det følgende vil du få en generel introduktion til klimatologien og dermed en forståelse af de processer, som dels bestemmer det overordnede klima på jorden, og dels hvad der er årsagen til variationer i temperaturer og nedbørsforholdene. Dette skal også danne baggrund for en bedre forståelse af, hvordan disse forhold vil ændre sig i forbindelse med den globale opvarmning.

GLOBALE TEMPERATURER

Temperaturforholdene på jorden er, som alle ved, meget forskellige. Jo tættere vi kommer på ækvator, jo varmere bliver det og omvendt, jo længere væk vi kommer fra ækvator, jo koldere. Dette skyldes først og fremmest solhøjden, dvs. hvor højt solen står på himlen i forhold til horisonten. Dette kender du også fra dagligdagen. Morgen og aften står solen lavt på himlen, og midt på dagen står den højt på himlen - se figur 2.

Når solen står lavt over horisonten vil solstrålerne blive fordelt over et større areal (A), og dermed bliver opvarmningen pr. arealenhed (f.eks. m2) mindre. Omvendt når solen står højt på himmelen, så vil solstrålerne blive koncentreret på et mindre areal (B), ligesom lyset fra et brændeglas, og opvarmningen pr. m2 bliver større.

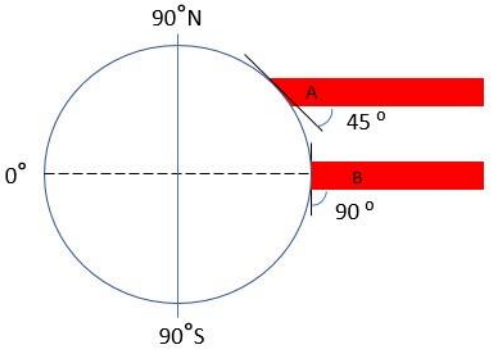


Figur 2 Solhøjden eller indstrålingsvinklen - morgen og middag et sted omkring ækvator.

Det samme princip kan forklare temperaturforskellene mellem ækvatoriale (de lave breddegrader) og de arktiske områder (højere breddegrader). På grund af solens størrelse og afstand fra jorden, kan solens stråler opfattes som parallelle stråler. Men solhøjden, også kaldet **indstrålingsvinklen**, falder jo længere væk vi kommer fra ækvator. Som vist i **fig. 2**, betyder dette, at på de højere breddegrader skal det samme solstrålebundt opvarme et større overfladeareal (A) end på de lavere breddegrader (B). Dette kan alene forklares med jordens kugleform.

Den største indstråling og dermed opvarmning sker når solen står i en vinkel på 90° over jordoverfladen. Man siger da, at solen står i **zenit**, og solhøjden eller indstrålingsvinklen er 90°.

Sagt på en anden måde modtager de ækvatoriale områder langt større energimængder fra solen, end områderne på de højere breddegrader. Man siger derfor, at der i området omkring ækvator, mellem 30° N og 30° S bredde, er et *strålingsoverskud*, mens der nord for disse områder er et strålingsunderskud. Hertil kommer, at solstrålingens vej gennem atmosfæren bliver længere på de højere breddegrader, hvorved atmosfærens refleksion og absorption af solstrålingen øges (herom senere).



Figur 3 Jorden og solstrålingen hvis jorden IKKE hældte om sin omdrejningsakse. Jo lavere solhøjde (A), jo større areal skal solstrålerne opvarme. Derfor bliver opvarmningen mindre på de højere breddegrader, end omkring ækvator (B)

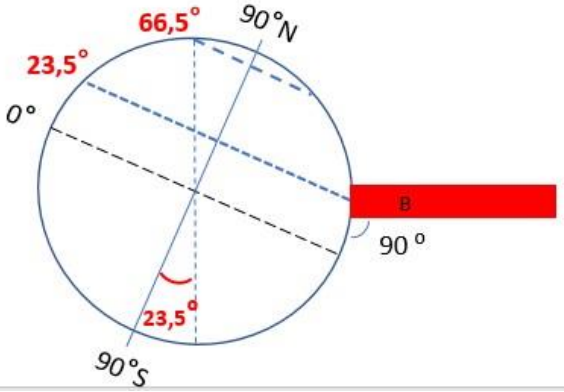
Spørgsmål:
Hvad ville solhøjden være alle steder på jorden, hvis jorden ikke var en kugle, men var total flad?

Eksempel:
Hvis du lader en lampe lyse lodret (90 °) ind på en væg, vil du med hånden kunne mærke, at væggen opvarmes. Hvis du nu lader lampen lyse skråt ind på væggen (f.eks. 45°) vil du ikke kunne mærke opvarmningen – fordi lampen nu skal opvarme et større areal.

Jordens hældning og årstiderne

Ordet "klima" er græsk, og betyder "hældning", og referer her til jordens hældning om sin egen omdrejningsakse. Det er jordens hældning, som gør at vi får forskellige årstider. Men lad os først se, hvordan klimaet ville være, *hvis jorden ikke hældte* om sin egen akse – se fig. 3. Året rundt ville solhøjden / indstrålingsvinklen være den samme på de enkelte breddegrader. Solen ville *altid* stå i zenit over 0 ^{0} bredde (ækvator) og solhøjden ville aftage med én grad for hver breddegrad, man bevægede sig væk fra ækvator.

Men da jorden hælder om sin egen akse med 23,5 ^{0}, i forhold til den lodrette position, vil solhøjden / indstrålingsvinklen variere i årets løb og vi får derfor de skiftende årstider.



Figur 4 Med jordaksens hældning på 23,5 ^{0} ændres indstrålingsvinklen i året løb. Bemærk at solen her står i zenit over 23,5 ^{0}N, også kaldet den nordlige vendekreds. Toppen af jordkloden er nu 66,5 ^{0}N - også kaldet Polarcirklen.

I løbet af et år bevæger jorden sig én gang rundt om solen. Der er to tidspunkter, som er interessante i denne forbindelse. Nemlig d. 21. december og d. 21 juni - se figur 5. Bemærk at jordaksen peger i samme retning året rundt, nemlig mod Nordstjernen.

Da jordaksen hælder 23,5 ^{0} vil solen d. 21 dec. står i zenit, ikke over ækvator, men over 23,5 ^{0} S, også kaldet den sydlige vendekreds eller Stenbukkens vendekreds. Omvendt et halvt år senere, nu vil solen står i zenit over 23,5 ^{0} N, altså den nordlige vendekreds eller Krebsens vendekreds. Se *figur 5 næste side*.

Vi kan derfor sige, at dette set fra jorden, ser ud som om at solen i løbet af året bevæger sig frem og tilbage mellem de to vendekredse. Solen vil altså altid stå i zenit et eller andet sted mellem de to vendekredse, og således passere ækvator to gange om året.

© Otto Leholt (1997-2018)

De fire årstider som følger af jordens bane omkring solen, kan beskrives således - set fra den nordlige halvkugle:

Sommer - Ved sommersolhverv (21. juni) vil solen stå i zenit over 23,5° N, dvs. den nordlige vendekreds (Krebsens). Vi får da årets længste dag og korteste nat. Samtidigt vil der nord for Polarcirklen (66 ½° N) være midnatssol, idet solen skinner indover nordpolen. Omvendt på den sydlige halvkugle. Her vil området syd for den sydlige polarcirkel (66 ½° S) henlægge i mørke døgnet rundt. Vendekredsene afgrænser således det område omkring Ækvator, hvor solen altid på et givet tidspunkt og sted, vil stå i zenit.

Efterår - Ved efterårsjævndøgn (22. september) står solen i zenit lige over Ækvator. Dag og nat er lige lange på denne dag. Herefter bliver dagene kortere og nætterne længere på den nordlige halvkugle, og omvendt på den sydlige halvkugle.

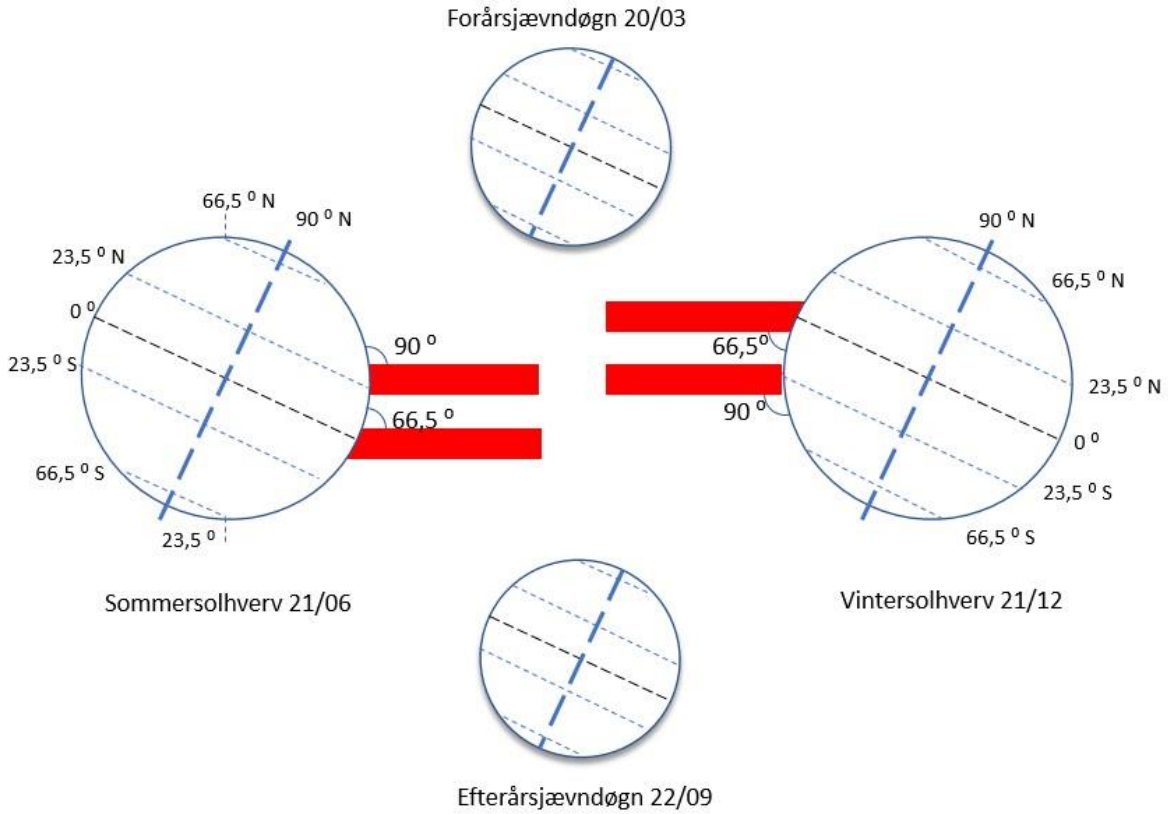
Vinter - Ved vintersolhverv (21. december) slutter 'solens vandring' mod syd, idet solen nu står i zenit over den sydlige vendekreds (Stenbukkens) ved 23 ½ ° S. Herefter 'bevæger solen' sig igen op mod ækvator og

Forår - ved forårsjævndøgn (20. marts) står solen igen i zenit over ækvator. Dag og nat er lige lange, og frem til sommersolhverv vil dagene blive længere og nætterne kortere på den nordlige halvkugle.

Da solen kan siges at 'vandre' frem og tilbage mellem de to vendekredse, vil indstrålingen og dermed temperaturerne generelt være størst i dette område. Af ovenstående følger også, at de årlige temperaturudsving er mindst i de ækvatoriale områder, og man derfor ikke skelner mellem årstider som vinter og sommer. På de højere breddegrader stiger temperaturforskellen mellem koldeste og varmeste måned, hvilket resulterer i de markant forskellige årstider. En række andre forhold, som højden over havet, nærhed til vand / hav, skydække, vinde og havstrømme mv., vil tillige have betydelig indflydelse på de lokale temperaturer. Dette vender vi tilbage til senere.

Opsummering:

Jordens kugleform gør, at solens indstråling og dermed opvarmningen er størst i området omkring Ækvator. Pga. jordens hældning vil indstrålingen variere i takt med, at jorden tilbagelægger sin bane omkring solen. Resultatet er, at vi på de højere breddegrader får markant forskellige årstider.



Figur 5 I jordens årlige rotation omkring solen, vil solhøjden ændres p.g.a. jordaksens hældning. Ved sommersolhverv står solen i zenit over den sydlige - og ved Vintersolhverv over den nordlige vendekreds (23,5 g.) Ved jævndøgn står solen i zenit over ækvator. Grafik: Otto Leholt

Jordens atmosfære

Jordens atmosfære er, som allerede nævnt, helt afgørende for livet som det har udviklet sig på jorden. På jordens årlige kredsløb rundt om solen, befinder vi os i et iskoldt og næsten absolut tomt rum. Men pga. den tyngdekraft som jordens masse udøver, fastholdes en lang række livsvigtige luftarter i et ganske tyndt lag omkring jorden. Dette er jordens atmosfære. Det er under denne tynde skal af 'luft', at alle livsprocesser udfolder sig, ligesom det også er her, at alle de væsentlig klima- og vejrprocesser udspiller sig.

Truslerne fra rummet

Der er egentlig megen realitet i science-fiction filmens historier om truslen fra rummet. Fra solen og millioner af andre stjerner bombarderes jorden konstant med forskellige former for stråling: gamma-, røntgen- og kosmisk stråling og ikke mindst solens ultraviolette stråling, som er skadelig for planter, dyr og mennesker.

Størstedelen af solens ultraviolette stråling (Uv-stråling) bliver absorberet i ozonlaget, som findes i ca. 30-60 km højde. I 1980'erne viste målinger, at der var huller i ozonlaget, hvorved en stigende del af den skadelige uv-stråling trængte ned til jordoverfladen. Disse ozonhuller var formentlig skabt pga. menneskets anvendelse af kunstigt fremstillede luftarter som bl.a. freon, som anvendes i spraydåser, plast isoleringsmaterialer og køleanlæg. Gennem internationale aftaler blev der gennemført et stop for anvendelse af freon, og siden syntes hullerne i ozonlaget at være forsvundet.

I rummet mellem Mars og Jupiter befinder sig det såkaldte Asteroidebælte. Her kredser millioner af klippestykker, som en slags 'krummer' fra solsystemets skabelse. Partiklerne har størrelse fra støvkorn til klippeblokke så store som England! Endnu har ingen af de sidstnævnte ramt jorden, men en regn af støvkorn trækkes ind i jordens atmosfære hvor de, pga. af gnidningsmodstanden fra luftmolekylerne, brænder op. De lidt større partikler, meteorer på størrelse med grus og småsten, brænder ligeledes op i atmosfæren, og kan ses som stjerneskud.

Større partikler, kaldes meteoritter eller asteroider, og har en størrelse (f.eks. som en fodbold eller større..) så de ikke når at brænde op i atmosfæren. I dag regnes det for meget sandsynligt, at det netop var en kæmpe meteorit, som var årsagen til dinosaurernes pludselige uddøen for ca. 65 mio. år siden. En række større meteoritter befinder sig i baner hvor de passerer tæt forbi jorden. Der har i den forbindelse været forslag fremme om at anvende atomvåben til at beskyde disse meteoritter, for at ændre deres mulige kollisionskurs mod jorden!

Atmosfærens historie

Samtidigt med at atmosfæren er forudsætningen for livet på jorden, er atmosfæren i dens nuværende sammensætning selv et resultat af livets udvikling.

I de første ca. 100 mio. år efter jorden dannelse, for 4.6 mia. år siden, var jorden glødende. Fra den glødende overflade og det samtidige bombardement af meteoritter blev atmosfæren tilført en række gasser eller luftarter, først og fremmest metan, ammoniak, kvælstof (N2) og vanddamp (H20) og store mængder CO2 (ca. 30 %), men stort set igen ilt. På grund af jordens tyngdekraft blev disse gasser fastholdt i de nedre luftlag, mens kun de lettere gasser (f.eks. helium) slap ud i verdensrummet.

Med jordoverfladens afkøling dannedes den faste skorpe. Efter ca. 5-600 mio. år var afkølingen så fremskreden, at vanddampen i luften blev fortættet og dannede jordens oceaner. I disse oceaner opstod de første primitive former for organisk liv, i form af bakterier og alger for mere end 3 mia. år siden. I de næste to mia. år udvikledes plantelivet i havet og først senere på landjorden.

Gennem fotosyntesen optog planterne i oceanerne CO2 fra luften og dannede ilt (O2). I atmosfæren blev ilt molekyler spaltet af sollyset og dannede ozon (O3) og gav dermed den beskyttelse mod solens Uv-stråling, som var nødvendig for, at livet kunne bredde sig fra havet til landjorden for ca. 400 mio. år siden. Med plantevækstens udbredelse blev der gennem fotosyntese produceret stadig mere ilt, mens atmosfærens indhold af CO2 blev stadigt mindre og mindre. Hermed begyndte atmosfæren at få den sammensætning, som var betingelsen for udviklingen af et højere dyreliv.

Atmosfærens opbygning

Atmosfæren nuværende kemiske sammensætning er således et resultat af såvel tidlige tiders geologiske aktivitet og dels plantelivets gradvise udvikling. Atmosfærens sammensætning, i tør luft og her angivet i rumfangsprocent, er følgende:

- 78 % kvælstof (N)
- 21 % ilt (02)
- 0,9 % argon
- 0,04 % kuldioxid (C02)

Herudover findes en lang række andre stoffer i meget små mængder. Vigtigst er her vanddampindholdet, som vil variere med luftens temperatur. Bemærk at CO2 er en forsvindende lille del af atmosfærens luftarter. Herudover indeholder atmosfæren svævende støv- partikler og saltkrystaller. Disse partikler kaldes for aerosoler og

spiller en vigtig rolle for nedbørsdannelsen, idet de fungerer som kondensationskerner, hvorom vanddampen kan fortættes og blive til regndråber.

I atmosfærens nederste lag; Troposfæren udspiller sig alle de vejrprocesser som bestemmer de klimatiske forhold som det levende liv er underlagt. Troposfæren udgør ca. 80 % af hele atmosfærens samlede masse på ca. 5000 billioner tons (!), og er altså vejrets og livets sfære. Troposfærens øverste grænse kaldes tropopausen og befinder sig i varierende højder, afhængig at temperaturforholdene det pågældende sted. Ved ækvator ligger tropopausen således i ca. 18 km højde, over Danmark i 12-14 km og ved polerne i ca. 8 km højde. Op gennem troposfæren er lufttrykket og temperaturen faldene. Temperaturfaldet er 0.65 ° C pr. 100 m., og ved troposfærens ydergrænse er temperaturen faldet til ca. minus 60 ° C.

Over troposfæren finder vi stratosfæren som er ca. 40 km tyk. I stratosfærens nedre del er temperaturen konstant -56° C, men stiger op gennem stratosfæren og kan nå op på + 80° C. I stratosfæren befinder ozonlaget sig, som absorberer hovedparten af solens uv-stråling.

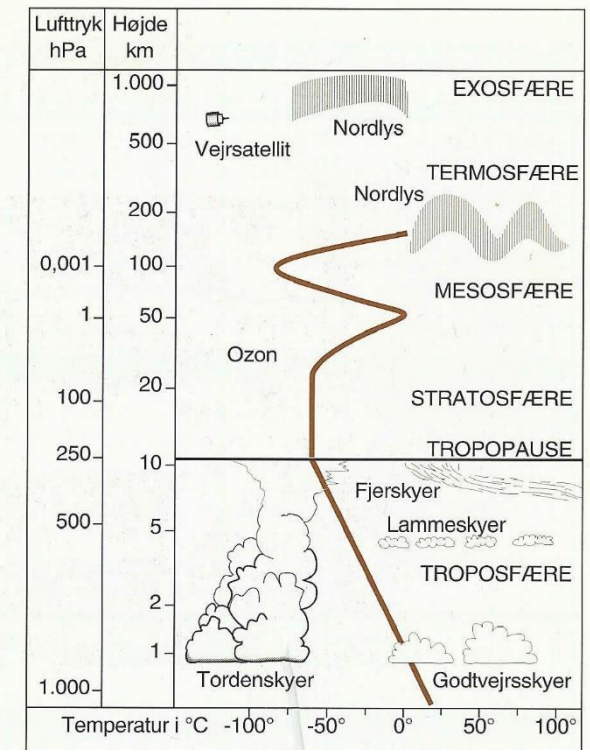
Herefter følger mesosfæren i 50-80 km højde. Temperaturen synker her til mere end - 90°C, og atmosfæren er stadig så tæt at meteorer brænder op under passagen. I termosfæren spaltes iltmolekyler af solens ultraviolette stråler, hvorved der frigøres varme. Dagtemperaturerne kan her overstige 800° C og samtidigt dannes her et elektrisk ledende lag kaldet Ionosfæren.

Ionosfæren reflekterer radiobølger fra jorden og gør det således muligt for os at sende radiosignaler rundt om jorden.

Atmosfærens yderste lag udgøres af exosfæren, som strækker sig fra ca. 6-700 km til flere tusind kilometers højde. Luften er her ekstrem tynd og består hovedsagelig af helium og brint. I 30.000 km højde er jordens tyngdekraft ikke længere i stand til at fastholde luftmolekylerne, som herfra forsvinder ud i det interplanetariske rum.

Sammenfattende kan vi fastslå at:
Hovedparten af atmosfærens masse, pga. jordens tyngdekraft, befinder sig i et ganske tyndt lag rundt om jorden, nemlig i troposfæren. Op gennem troposfæren falder lufttrykket og dermed temperaturen. Allerede i 5 km højde er lufttrykket kun det halve af trykket ved jordoverfladen.

Fig. 6 viser et tværsnit af atmosfæren. Det ses her hvorledes atmosfærens lufttryk og temperatur ændres med højden. Klimatologiens (el. meteorologien) arbejdsområde er troposfæren som strækker sig op til ca. 10 km højde.



Figur 6 Atmosfærens lagdeling med temperatur og lufttryk. kilde: Agnes Wietke m.fl: Din Verden

Strålingsbalancen.

Vi har i det foregående set at sollysets indstrålingsvinkel forklarer de globale temperaturer variationer, samt beskrevet atmosfærens udvikling og sammensætning.

I det følgende skal vi se på hvilken betydning som jordens atmosfære har for klimaet. Vi skal her gennemgå to former for stråling som optræder i jordens atmosfære. Dels solens kortbølgede indstråling og dens passage gennem atmosfæren og dels jordens langbølgede varmestråling. Tilsammen udgør disse to former for stråling atmosfærens strålings- og energibalance – som illustreret i **figur 7**.

Kortbølget indstråling

Venstre side af figur 7 viser solens kortbølgede indstråling. Solens samlede indstråling til atmosfæren er her sat til 100 %, men kun godt halvdelen af denne stråling når jorden. På solstrålernes vej gennem atmosfæren bliver ca. 22 % af strålingen reflekteret fra skyernes hvide overflade og fra støv partikler (aerosoler) i atmosfæren. En del af denne refleksion er særlig interessant, idet iltmolekylerne i atmosfæren reflekterer sollyset i det blå spekter og dermed giver himmelen den blå farve. Når solen om aftenen når horisonten, vil strålerne passere skråt gennem atmosfæren, herved øges spredningen af lyset, hvorved også det røde lys spredes. Derfor solnedgangens røde farver på himlen.

En anden del af strålingen (23 %) bliver absorberet af atmosfæren og omdannet til varme. Det gælder blandt andet solens *ultraviolette stråling* som absorberes af ozonlaget i 30-50 km højde. Men også atmosfærens øvrige luftarter, vanddamp og kuldioxid absorberer en del af sollyset. Kun 55 % af solstrålingen når således jordoverfladen, og heraf reflekteres ca. 7 % fra jordens sne – og isdækkede områder. Det er vigtigt at forstå, at det sollys som på denne måde reflekteres ikke omdannes til varmestråling og således ikke bidrager til opvarmning af luften. Tilbage er ca. 48 % som absorberes i jordoverfladen og her omdannes til varme.

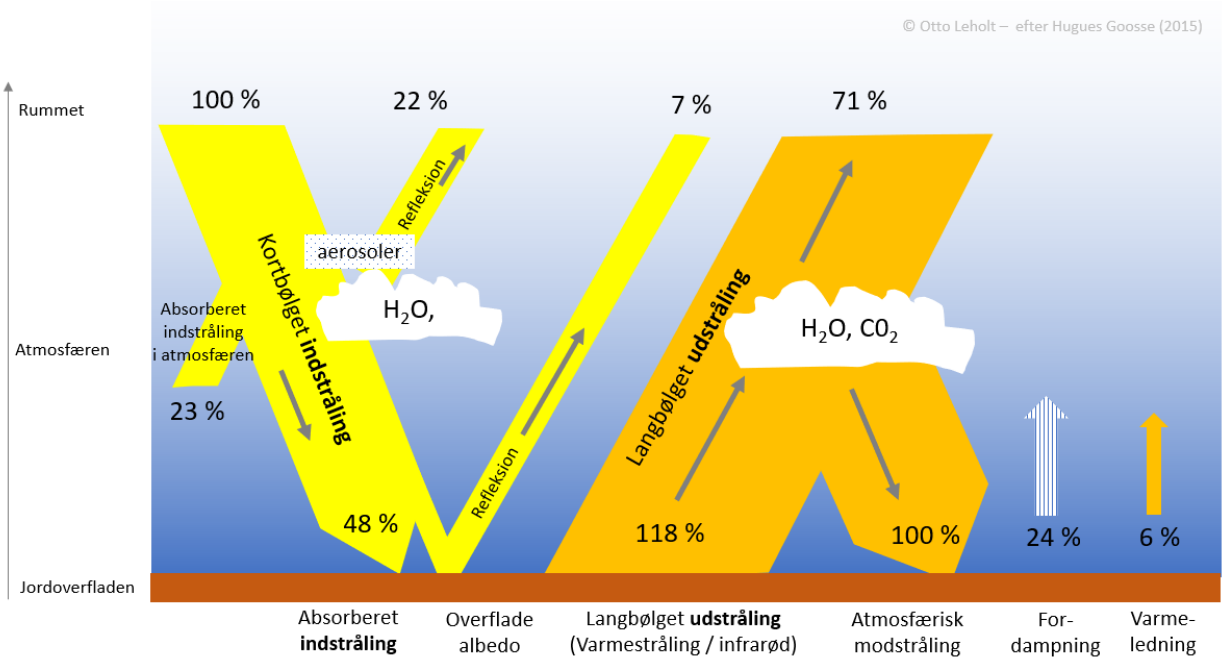
Langbølget udstråling

For at jorden ikke skal blive varmere og varmere, må den skaffe sig af med den absorberede indstråling (48). Dette sker i form af jordens langbølgede varmeudstråling. (se alene på tallene nederst i figur 7).

Ved fordampning af vand fra oceanerne afgives en del af varmen (24 %). Når denne vanddamp afkøles i atmosfærens nedre lag dannes skyer og samtidigt afgives varmen i vanddampen til den omgivende luft. En del af jordvarmen afgives direkte til luften i form af ledning (6 %), dvs. luftmasser som opvarmes ved direkte kontakt med jordoverfladen. Af de 48 energienheder som direkte opvarmede jorden, er vi nu kommet af med de 30 enheder (24+6). Tilbage er 18 %.

Den naturlige drivhuseffekt

Det ses af figur 7 at jordens varmeudstråling er sat til 118 %, altså mere end jorden modtager fra solen! Man skulle derfor tro, at jorden ville blive stadig koldere, da den umiddelbart afgiver mere varme (118) end den har



Figur 7 Model over atmosfærens strålings - og energibalance. Strålingsenergien er her omregnet til % af den samlede indstråling fra solen (100%) . (Tegning Otto Leholt)

modtaget (48) fra solen. Men dette sker som bekendt ikke.

Atmosfærens indeholder nemlig en række drivhusgasser (kuldioxid, vanddamp og metan), som netop tilbageholder størstedelen af varmeudstrålingen i jordens nedre atmosfære. Dette kaldes for den naturlige drivhuseffekt. Mens solens kortbølgede stråling ikke bremses af atmosfæren, så vil størstedelen (100 af de 118 varmeenheder) af jordens landbølgede varmeudstråling blive tilbagekastet til jorden. Dette kaldes også for atmosfærisk modstråling eller den naturlige drivhuseffekt.

Eksempel:
Det er ikke dynen der varmer dig om natten, men varmeudstrålingen fra kroppen, som holdes tilbage af dynen - og med to dyner øges effekten, svarende til hvis atmosfærens indhold af CO2 øges.

Hvis atmosfæren ikke have denne naturlige drivhuseffekt, ville gennemsnitstemperaturen på jorden være 33 °C koldere. I dag er jordens gennemsnitstemperatur ca. 15 °C, så uden drivhuseffekten ville temperaturen være ca. minus 18°C og livet, som vi kender det, ville ikke være muligt.

For at klimaet – forstået som jordens gennemsnitstemperatur – skal være stabilt, skal der være balance mellem indstråling og udstråling. Sagt på en anden måde, så skal summen af tallene nederst i figur 7 give 0. Vi så før at jorden skilte sig af med 24 varmeenheder gennem fortætning, og 6 ved varmeledning, altså i alt 30 varmeenheder, ud af de 48 som jorden modtog fra solen. Tilbage er 18, som netop er differencen (forskellen) på jordens samlede varmeudstråling (118) og den atmosfæriske modstråling eller drivhuseffekten (100). Hermed er der balance i atmosfærens energi- og strålingsbalance.

Man kan undre sig over, at jorden afgiver mere varmestråling (118) end den absorberer af kortbølget indstråling (48). Men forklaringen er enkel. Indstrålingen finder kun sted i dagtimerne og mest omkring ækvator, hvor solen står højt på himlen. Omvendt afgiver jorden varme i form af langbølget udstråling både dag og nat og fra alle steder på jordkuglen. Dette forhold forklarer også hvorfor det normalt er koldere om natten end om dagen.

Dette er svært at forstå, men pointen er: at mens solens stråler opvarmer jordoverfladen, opvarmes atmosfæren af jordoverfladen, gennem varmestråling, ledning og fordampning. Den naturlige drivhuseffekt sikrer, at størstedelen af den udstrålede varme fastholdes i de jordnære lag af atmosfæren. Samtidigt er det klart, at mennesket kan ændre klimaet ved at udlede CO2 til atmosfæren hvorved drivhuseffekten forstærkes.

Modellen i figur 7 er selvfølgelig en forenkling af klimasystemet. Mens der for jorden som helhed er balance mellem indstråling og udstråling så gælder det ikke på mere lokalt plan. Målinger fra satellitter har således vist, at området mellem ækvator og op til ca. 38 gr. N. og S. bredde, har et strålingsoverskud. Dvs. at indstrålingen her er større end udstrålingen. Omvendt finder man på de højere breddegrader (ca. 38 gr-90gr.) et strålingsunderskud, dvs. at indstrålingen < udstrålingen.

Mens strålingsbalancen og solens indstrålingsvinklen bestemmer de helt overordnede temperaturforhold mellem ækvator og polerne, så er der som vi skal se i det følgende, en række andre forhold som er afgørende for de lokale temperaturer.

Hvad er egentlig stråling?
Stråling er elektromagnetiske bølger, en form for energi, som ved berøring med andre legemer (fra luftmolekyler til mennesker eller jorden) omdannes til varme. Ethvert legeme - som er varmere end minus 273° - udsender stråling.

Man skelner mellem synlig stråling (lys)og ikke-synlig stråling (=varme).
Synlig stråling (=lys) har korte bølgelængder, dvs. at strålingsintensiteten pr tidsenhed er høj. Jo varmere et legeme er, jo mere kortbølget stråling vil legemet udsende. Meget varme legemer som f.eks. solen, en glødende kogeplade eller glødetråden i en elektrisk pære, udsender både kortbølget stråling (lys) og langbølget stråling (varme).

Mindre varme legemer udsender kun **ikke-synlig stråling** i form af langbølget varmestråling - det gælder således for en radiator, vores krop og jordkloden.

Lokale temperaturforhold

Indstrålingstiden.

Dagens længde - eller indstrålingstiden - har naturligvis betydning for hvor meget varmestråling et givent område tilføres om dagen. Den lave indstrålingsvinkel på de høje breddegrader i sommerhalvåret opvejes delvist af de lange lyse aftner og nætter (midnatssol). Ved ækvator ligger indstrålingstiden næsten konstant på ca. 12 timer året rundt.

Terrænforholdene.

Alle der har været oppe i et bjergområde, har opdaget at temperaturen falder med højden. Kommer man højt nok op vil man endda kunne finde sne, selv om det er sommer og temperaturerne ved bjergets fod måske var 25-30 °C. I tør luft falder temperaturen med 1°pr. 100m. Er luften mættet med vanddamp vil temperaturfaldet kun være ½ ° pr. 100 m. Som hovedregel siger man at temperaturen falder med 0,6° C pr. 100 meters højde. Vi skal senere se hvordan dette temperaturfald hænger sammen med det faldende lufttryk i højden. Her vil vi blot forklare temperaturfaldet i højden, med det faktum at luften / atmosfæren jo, som vi har set i det foregående, opvarmes nedefra.

Sydvendte bjergskråninger modtager - pga. indstrålingsvinklen - også langt mere varmestråling end nordvendte skråninger. I Tyskland og Frankrig har dette bl.a. betydning for vindyrkningen, hvor man får en større og bedre høst på de sydvendte skråninger.

Albedo-effekten

Jordoverfladens farve også betydning for temperaturerne. Alle ved, at det er varmere at gå med sort tøj på en solskinsdag end med hvidt tøj. Det skyldes, at mørke farver absorberer (opsuger) mere solstråling end lyse farver, som modsat reflekterer solstrålingen hvorved opvarmningen bliver mindre. Denne refleksion fra lyse overflader kaldes for albedo-effekten, og angiver hvor mange procent af solstråling som reflekteres fra overfladen og som derfor ikke opvarmer denne eller luften. Jo lysere overfladen er, jo større albedo-effekt.

Tabel 1 Forskellige overfladers albedo-effekt

Overflader:	Albedo-effekt:
Nyfalden sne	80 %
Sand	20-60 %
Afgrøder	35 %
Skov	10-15 %
Vand	5-25 %

Figur 8 Solbadning på skisportssted med sne og frost! Prøv at forklare hvordan dette kan lade sig gøre?

Kyst- eller fastlandsklima

Vand har en større varmefylde end jorden. Et stofs varmefylde defineres, som den energimængde der skal til for at opvarme ét gram af stoffet én grad. Varmefylden for vand er 1 Kcal., mens varmefylden for jord almindeligvis sættes til ½ Kcal. Dvs. at der for at opvarme vandet 1°C, skal bruges dobbelt så meget energi som for at opvarme jorden. Havene på de højere breddegrader, vil således være længere tid om at blive opvarmet, men vil til gengæld også holde på varmen i vinterhalvåret. Af samme grund er varmeste og koldeste måned ved kysterne, ofte august og februar, og ikke som over kontinenterne juli og januar.

Man skelner derfor mellem kystklima og fastlandsklima. Kystklima defineres som de områder hvor temperaturforskellen mellem koldeste og varmeste måned er mindre end ca.18 ˚C. Er temperaturforskellen større, er der tale om fastlandsklima.

Varmeledning og varmekapacitet

Man siger, at vand har en stor varmeledningsevne, dvs. at den varme som modtages af de øvre vandlag fordeles til dybere lag. Ved bevægelse / strømninger i vandet sker der en yderligere spredning af varmeenergien. Det modsatte gør sig gældende for tørre jordlag, her er det kun selve overfladen der opvarmes.

Også varmekapaciteten er afgørende for hvor meget varme en overflade kan opmagasinere, og dermed også for hvor meget varme, der overføres til omgivelserne.
Et stofs varmekapacitet defineres, som den mængde varme der skal til for at opvarme ét gram af stoffet én grad. Varmekapaciteten for vand er ca. 1 Kcal / g. For tør jord er værdien ca. 0,3 Kcal / g, og for fugtig jord 0,6 Kcal /g.

Vinde og havstrømme -

Som vi så tidligere er der på årsbasis et strålingsoverskud mellem 38° N og S bredde. Mens der på de højere breddegrader er et strålingsunderskud. De heraf følgende temperaturforskelle bliver delvist udjævnet gennem den varmetransport som havstrømme og vinde udfører.

Bedst kendt er *Golfstrømmen*, som fra den Mexicanske Golf, bringer varmt overfladevand fra troperne op til det nordlige Atlanterhav. Her afkøles vandet og synker til bunds og bevæger sig som dybhavsstrøm tilbage til troperne. Havstrømmene medvirker således til en temperatur udligning / varmetransport mellem klodens varme og kolde områder, og spiller en helt afgørende rolle for klimasystemet.

Hertil kommer vestenvinden, som er den dominerende vindretning over Vesteuropa. Vestenvinden bringer varm og fugtig luft fra Nordatlanten ind over Europa. Golfstrømmen og vestenvinden bidrager således til at skabe et relativt varmt klima i det Nordvestlige Europa. Hvis vinden i sommermånederne slår om i øst, vil vi får varm og tør luft fra Rusland, mens østenvinden i vintermånederne vil være bitterlig kold.

Udfor vestkysterne på det afrikanske og de amerikanske kontinenter strømmer kolde havstrømme, som her afkøler luften langs kysterne.

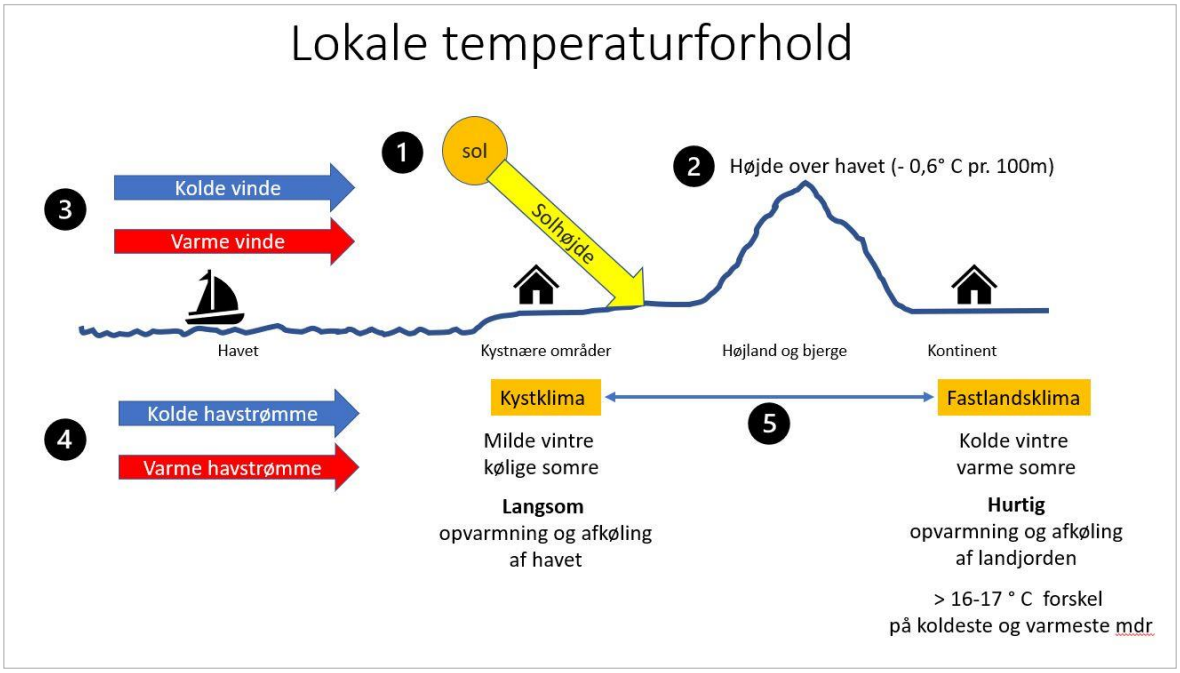
Skyerne

Skyernes påvirkning af temperaturerne kender du egentlig godt fra hverdagen. På den ene side vil skyerne reflektere solstrålingen og dermed reducere indstrålingen og opvarmningen af jorden. Dette er særlig tydeligt på en overskyet sommerdag. Men skyerne kan også have den modsatte effekt, i kraft af at vanddamp er en drivhusgas. Det mærker man særligt om vinteren hvor det altid vil være koldt og ofte frostvejr på en skyfri dag eller nat. Omvendt hvis det er overskyet om vinteren, så vil skyerne holde på jordens varmeudstråling, og det vil ikke blive særlig koldt.

Ovenstående forhold kan altså bruges til at forklare temperaturforholdene og -variationer inden for mindre områder, f.eks. Danmark / Europa. For det globale klima, er det vigtig igen at slå fast, at temperaturforskellen mellem områderne på de lave breddegrader (f.eks. de ækvatoriale områder / troperne) og de højere breddegrader (polare områder) udelukkende skyldes solens indstrålingsvinkel.

Den uens opvarmning af jordoverfladen og dermed luften, såvel indenfor mindre områder som på globalt plan, søges udlignet via vinde og havstrømme, hvorved der transporteres energi (varme / kulde).

For at forstå hvorfor vindene blæser, skal vi først se hvordan forskellige lufttryk dannes.



Figur 9 Model der viser de forhold der kan have betydning for de lokale temperaturforhold, dog kom skyerne og albedoeffekten ikke med på figuren ☹

LUFTTRYK OG VINDE

Ved luftens tryk forstås massen (vægten) af en luftsøjle over et givent sted. Da luften i vores atmosfære består af forskellige luftmolekyler, er det massen/vægten af disse luftmolekyler, som forårsager lufttrykket.

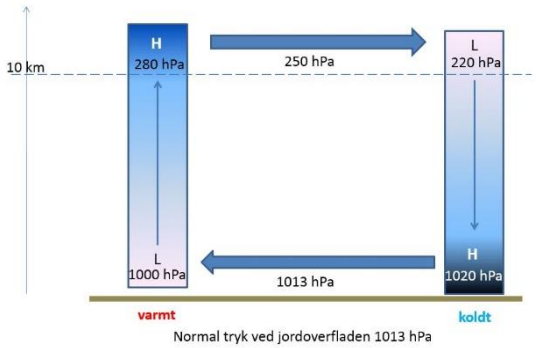
Lufttrykket måles med et barometer og måleenheden er millibar (mb). Atmosfærens middeltryk ved havoverfladen er 1013 millibar (mb) = 1 atmosfæres tryk = 1kg. pr. cm2 = 1 hektoPascal (hPa).

Hvis barometret flyttes højere op i atmosfæren, vil massen af luft over målestedet være mindre og trykket derfor også mindre. Lufttrykket er altså aftagende med højden over jorden. Trykfaldet kan beregnes til 12 mb pr. 100m. Det betyder således, at lufttrykket i omkring 5 km højde kun er det halve af lufttrykket ved jordoverfladen. Lufttrykket vil altid falde med højden over jorden.

Men lufttrykket udtrykkes altid *relativt* - dvs. at lufttrykket ét sted sammenlignes med lufttrykket ét andet sted *i samme højde* over jorden. Dvs. at hvis lufttrykket er lavt et sted, så betyder det, at lufttrykket i den omkringliggende luft er højere og omvendt.

Vinde opstår på grund af forskelle i lufttrykket. Vinde er de *horisontale luftbevægelser*, og vindene vil altid blæse fra områder med et højere lufttryk og mod områder med et lavere lufttryk.

Ovenstående kan illustreres med nedenstående model.



Figur 10 Model over dannelsen af termiske højtryk og lavtryk.

Termiske lufttryk

Høj - og lavtryk som opstår på grund af hhv. en afkøling eller en opvarmning af luften betegnes termiske tryk. [1] Udgangspunktet er luftens normaltryk som er vist i midten af figur 11. Normaltrykket ved jordoverfladen sættes til 1013 hPa, og i ca. 10 km højde er normaltrykket ca. 250 hPa.

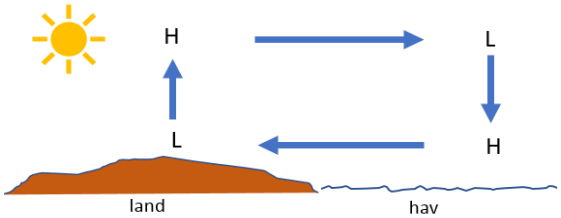
Du skal nu forestille dig, at luften i den **venstre luftsøjle** (f.eks. luften inde over Sjælland) opvarmes. Herved udvider luften sig, bliver lettere og stiger op. Det betyder nu, at der er mere luft oppe i toppen af luftsøjlen *end normalt*. Trykket er her steget til 280 hPa. Der er altså nu skabt et relativt højtryk i toppen af luftsøjlen.
I den **højre luftsøjle** er luften køligere (f.eks. ude over Øresund) end i den venstre luftsøjle. Den kolde luft vil pakke sig sammen, massefylden øges og luften vil synke ned mod jordoverfladen. Herved falder lufttrykket i toppen af luftsøjlen (220 hPa).

Da den horisontale luftbevægelse altid strømmer fra højtryk (H) til lavtryk (L), vil luftmasserne i 10 km højde nu bevæge sig fra den venstre søjle mod den højre søjle. Dette betyder, at den venstre luftsøjle nu afgiver luft til den højre luftsøjle, og derfor vil det samlede lufttryk af den vestre søjle falde (1000 hPa), mens lufttrykket i den højre luftsøjle stiger (1020 hPa).

De *horisontale luftstrømme* vil nu bevæge sig fra området med et højere lufttryk og mod området med det lavere lufttryk. Dette gælder såvel ved jordoverfladen som oppe i atmosfæren. Husk, at når vi taler om, at lufttrykket er højt eller lavt, så er det altid *lufttrykket ved jordoverfladen*, som man referer til. Lufttrykket oppe i atmosfæren omtales ikke. De her beskrevne lavtryk og højtryk er ***termiske tryk***, da de dannes pga. luftens opvarmning eller afkøling.

Sø-og landbrise

Det samme princip som er vist i figur 10, kan bruges til at forklare dannelsen af sø- og landbriser. På en sommerdag vil landjorden blive hurtigere opvarmet (pga. jordens lavere varmefylde) end havet (som har en højere varmefylde). Derved dannes der midt på dagen et lavere lufttryk over land end over havet.

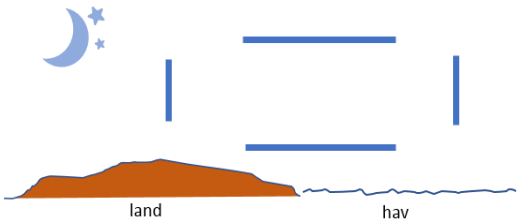


Figur 11 Model af dannelsen af søbrise på en sommerdag.

1 Se evt. min video-gennemgang af dannelsen af termiske tryk på: https://youtu.be/L6hkUtBLWIQ

Luften vil derfor strømme fra havet ind mod land og dette kaldes en sø- eller havbrise.

Omvendt om natten, her vil der dannes en landbrise, hvor luften strømmer fra land og ud over havet. Prøv selv at indsætte vindretning og lufttryk på figur 12.



Figur 12 Overvej selv hvordan temperaturer og lufttryk vil ændre sig om natten. Hvor dannes der nu højtryk og lavtryk og hvordan bevæger luften sig nu?

De termiske lufttryk som her er beskrevet, vil typisk optræde over kontinenterne på de højere breddegrader. I sommermånederne vil der dannes termiske lavtryk, mens der i vintermånederne vil dannes termiske højtryk. Dette er særlig tydeligt over det nordamerikanske kontinent, det nordlige Skandinavien og det asiatiske kontinent.

På de lavere breddegrader ligger der altid nogle dynamiske subtropiske højtryk over oceanerne og termiske lavtryk over kontinenterne. Luften vil her blæse fra oceanerne og ind over kontinenterne.

Luftarternes tilstandsligning
Sammenhængen mellem luftens temperatur, tryk og rumfang fremgår af luftarternes tilstandsligning:

Temperatur = tryk * rumfang

Herud fra kan følgende udledes:
- Stiger luftens temperatur =>
- Luftens rumfang øges <=>
- Massefylden (vægt pr. m3) mindskes <=>
- Luften bliver lettere =>
- luften stiger op
  Når luften stiger til vejrs vil den øge sig rumfang på grund af det faldende lufttryk, men da det kræver energi at øge sit rumfang, vil
- luftens temperatur falde.

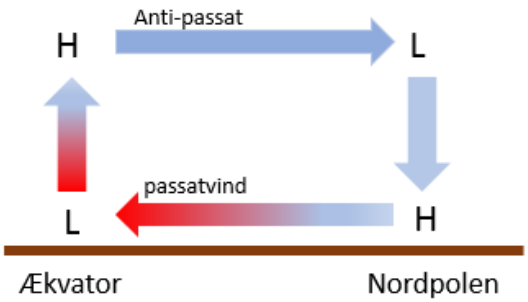
Overvej selv hvad der vil ske når en luftmasse afkøles?

Det globale vindsystem

Vi skal nu prøve, at overføre reglerne for dannelse af termiske lufttryk til hele jorden, for at kunne beskrive det globale vindsystem. I det følgende betragter vi alene forholdene på den nordlige halvkugle, idet vindsystemerne i princippet er ens på den nordlige og sydlige halvkugle.

Omkring *ækvator* vil lufttemperaturen være høj året rundt pga. solens indstrålingsvinkel. Den varme luft vil udvide sig, og bliver herved lettere og stiger til vejrs. Der vil derfor dannes et termisk lavtryk ved jordoverfladen og et højere tryk oppe i atmosfæren. Præcist som vi så det i de foregående eksempler.

Over *nordpolen* vil det omvendte ske. Her er luften kold, og luftens massefylde øges, og den kolde luft vil synke ned. Herved dannes et termisk højtryk ved jordoverfladen og omvendt et termisk lavtryk oppe i atmosfæren. **Se figur 13**



Figur 13 Simpel model over lufttryk ved ækvator og nordpolen. Men desværre er det ikke så simpelt som modellen viser 😉

Man skulle nu forvente, at luften ville bevæge sig mellem ækvator og nordpolen, sådan som det er vist i **figur 13**. Gid det var så enkelt, men det er desværre *ikke tilfældet.* ☹

Det, som 'ødelægger' dette simple system, er jordens rotation om sin egen akse. Jordens rotation betyder at vindene afbøjes. Denne afbøjende kraft kaldes for ***Coriolis kraften***. (se boks næste side) På den nordlige halvkugle vil vindene afbøjes mod højre i forhold til luftens bevægelsesretningen og mod venstre på den sydlige halvkugle. Vi skal nu se, hvad dette betyder for luftcirkulationen mellem ækvator og Nordpolen.

Ved ækvator stiger enorme luftmasser til vejrs - op til 10-15 km højde. På den nordlige halvkugle vil denne luft (antipassat) strømme mod nordøst pga. af Corioliskraften, og omkring 30 ° N. bredde vil afbøjningen være så kraftig, at vinden nu blæser langs med breddegraderne. Der sker herved en ophobning af luft i ca. 10-12 km højde omkring 30 ° N bredde. Da lufttemperaturen

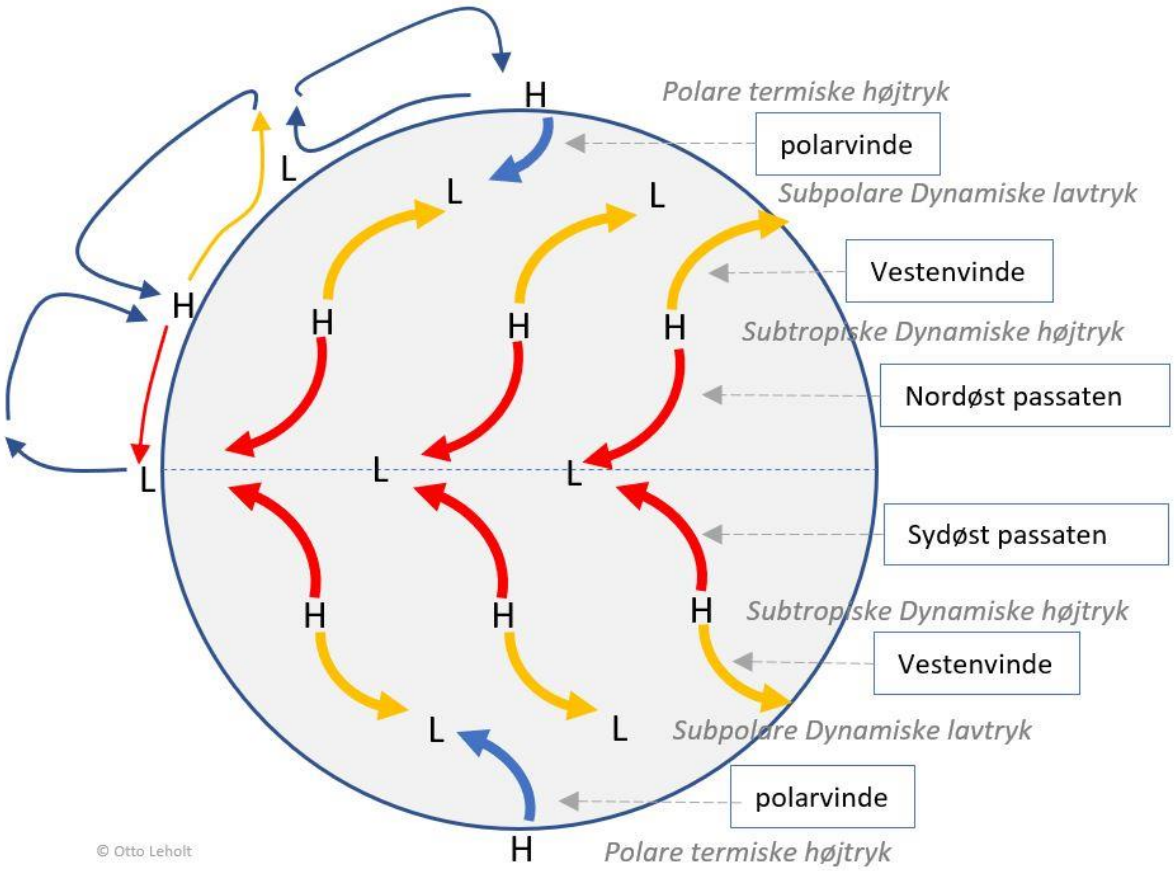
er lav i højden, vil luftmassens rumfang mindskes og dermed stiger luftens massefylde. Luften bliver tungere og vil derfor synke ned. Hermed skabes et såkaldt **dynamisk højtryk** ved jordoverfladen (**se fig. 14**). Disse højtryk ligger altid over oceanerne, ved Azorerne, Hybriderne, Hawaii, men kendes også fra middelhavsområdet. Højtryksdannelsen over oceanerne skyldes også den kraftige fordampning fra havet. Ved fordampningen bruges varme, hvilket medfører en vis afkøling af luften ved havoverfladen, som dermed også fremmer den nedadgående luftbevægelse.

Fra disse dynamiske højtryksceller vil luften nu strømme mod syd / ækvator som nordøstlige passatvinde. Denne luftcirkulation mellem ækvator og de subtropiske områder kaldes også for en "*Hadley*" -celle. Fra de subtropiske højtryk vil der mod nordøst strømme en varm luft: Vestenvinden. Vestenvindens varme subtropiske luft vil omkring 50-60 gr. bredde støde sammen med den kolde Polarvind som blæser fra højtrykket ved Nordpolen og mod sydvest. Grænseområdet mellem den kolde og den varme luft kaldes for **polarfronten**.

Langs polarfronten vil varm luft - pga. den mindre massefylde - blive hævet op over den kolde luft, herved opstår en varmfront. Andre steder langs polarfronten vil det være den kolde polarvind, som skubber sig ind under den varme luft og herved dannes en koldfront. Langs denne polarfront dannes der hele tiden såkaldte "dynamiske vandrende lavtryk", - også kaldet cykloner - som bevæger sig fra vest mod øst. Lavtrykkene dannes over det nordlige Atlanterhav og bevæger sig herfra indover Nordvesteuropa.

Det er disse vandrende lavtryk (cykloner) som året rundt præger vejret i Danmark, og giver os et meget omskifteligt og svært forudsigeligt vejr, med skiftende vindretninger og dermed temperaturer.

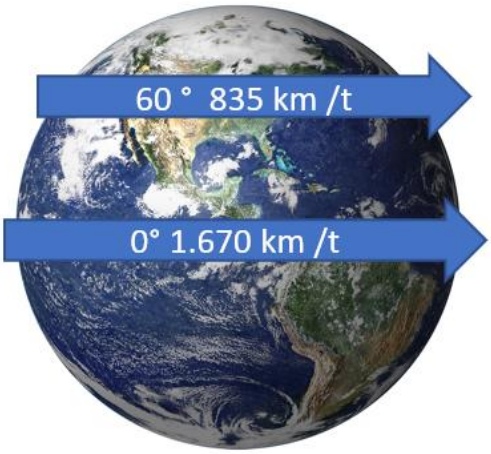
Årsagerne til dannelsen af disse dynamiske lavtryk er *meget kompliceret*, idet de opstår som en kombination af flere faktorer. Dels afbøjningen af vindene som følge af jordrotationen og dels ved mødet mellem varme og kolde luftmasser langs polarfronten, og endelig som



Figur 14 Model af de globale lufttryk og tilhørende vind systemer. Bemærk at vindene på den nordlige halvkugle afbøjes til højre og på den sydlige halvkugle til venstre i forhold til strømningsretningen. Tegning Otto Leholt

følge af luftstrømninger - de såkaldte "*jet-strømme*" - i højere liggende dele af atmosfæren. I stedet for en enkelt cirkulation mellem ækvator og nordpolen, som vist i fig. 13, har vi altså nu fået tre luftcirkulations systemer, som udgør det primære eller globale vindsystem som vist i fig. 14.

Opsummering:
De termiske lufttryk – som alene skyldes varme eller kulde - optræder altid ved hhv. ækvator og ved polerne. Imellem disse dannes de dynamiske høj tryk og lavtryk. Den dynamiske kraft der danner disse lufttryk er jordens rotation, som får vindene til at afbøjes. Mellem disse forskellige lufttryk dannes de tre primære vinde; passatvinde, vestenvinde og polarvinde. [2]



Figur 15 Jordens rotationshastigheder ved 0 ° bredde og 60 ° bredde. Rotationshastigheden aftager med stigende breddegrader.

Coriolis -kraften:

Jorden roterer som bekendt en omgang om sin egen akse i løbet af 24 timer. Befinder man sig på ækvator - f.eks. i Nairobi - vil man på 24 timer tilbagelægge en strækning på 40.176 km, svarende til jordens omkreds ved ækvator. Rotationshastigheden er altså her ca. 1.670 km i timen. På de højere breddegrader, bliver jordens omkreds mindre, og rotationshastigheden ligeså. Ved 60 ° bredde er jordens omkreds ca. 20.000 km, og rotationshastigheden således 835 km / t. (se fig. 15)

Dette betyder at en vind som blæser fra nord mod syd, vil bevæge sig mod områder med stadig større rotationshastighed. Vinden vil derfor ikke bevæge sig i den direkte nord - sydgående retning, men vil afbøjes mod højre (vest). Omvendt vil nordgående vinde fra f.eks. ækvator, bevæge sig fra et område med stor - mod områder med mindre rotationshastighed. Vinden vil således på sin vej nordover, have en større hastighed mod øst end jorden under den. Vinden vil derfor afbøjes mod højre, idet den blæser mod et område øst for dens udgangspunkt.

Endelig skal det fastslås at:
Vindenes afbøjning vokser med afstanden fra ækvator, fordi forskellen i jordens rotationshastighed mellem de forskellige breddegrader bliver større og større med voksende afstand fra ækvator.

Ved jordoverfladen vil afbøjningen af vindene være mindre pga. gnidningsmodstanden fra jorden. Omvendt vil vinde i høje luftlag (over 1500 m), hvor jordens gnidningsmodstand ikke gør sig gældende, kunne opnå en maksimal afbøjning (90 °).

Afbøjningen vokser ved stigende vindhastigheder.

[2] Se min videogennemgang af det globale vindsystem på https://youtu.be/l9tMxWUYIOQ

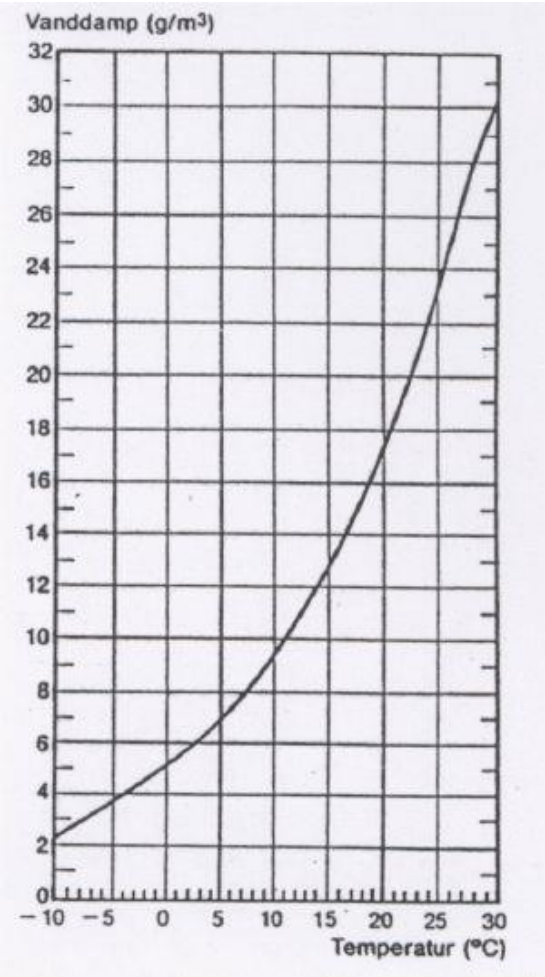
© Otto Leholt (1997-2018)

Luftfugtighed

Enhver form for nedbør (sne, hagl, regn og tåge) sker som følge af, at en fugtig luft afkøles. Man siger, at vanddampen dermed fortættes. En given luftmasses indhold af vanddamp er afhængig af to forhold:

- at der er sket en fordampning af vand fra overfladen (jorden, havet el. søer), og
- lufttemperaturen.

Jo varmere en luftmasse er, jo mere vand kan den indeholde. Denne sammenhæng mellem lufttemperatur og vanddampindholdet er vist i nedenstående fig. 21.



Figur 21 Luftens mætningskurve viser sammenhængen mellem luftens temperatur og det maksimale vanddampindhold. Kilde: ..???

Fig.21 viser, at hvis en luftmasse har en temperatur på 10 °C , vil den maksimalt kunne indeholde 9,4 gram vand /m3. Omvendt vil en luftmasse som er 30° C kunne indeholde mere end tre gange så meget fugtighed, nemlig 30,3 g /m3. Når en luftmasse netop indeholder den maksimale mængde vanddamp ved en given temperatur, siger man, at luften er mættet med vanddamp og at luftfugtigheden er 100%.

Luftens indhold af vanddamp udtrykkes altså to måder:

Den **absolutte** fugtighed, er luftens faktiske indhold af vanddamp målt i gr./m3. Dette fortæller hvor meget nedbør en given luftmasse vil kunne frigive, men ikke noget om sandsynligheden for at der faktisk kommer regn.

Den **relative** luftfugtighed eller fugtighedsgraden angiver forholdet mellem den absolutte luftfugtighed og luftens maksimale vanddampindhold, når den er mættet med vanddamp. Fugtighedsgraden angives i % af den maksimale fugtighed, som luften ved en given temperatur ville kunne indeholde.

Eksempel:
en luftmasse har en temperatur på 30 °C, og indeholder ca. 15 g. vand/m3 (den absolutte fugtighed). Luften kan ved denne temperatur maksimalt indeholde ca. 30 g /m3 . (se fig. 19)
Den relative luftfugtighed vil da være ca. 50 %.
Hvis luften afkøles yderligere vil den relative fugtighed / fugtighedsgraden stige.

Hvis temperaturen falder til ca. 18° C, vil luftfugtigheden være 100%, idet luften netop ved denne temperatur maksimalt kan indeholde ca. 15 g. vand / m3.
Dette kaldes luftens dugpunkt, og man siger at luften er mættet med vanddamp. Hvis luften nu afkøles yderligere vil den fortættede vanddamp blive frigivet som nedbør.

Den relative fugtighed har ikke kun betydning for nedbørsdannelsen, men også for vores velbefindende. En høj luftfugtighed vil vanskeliggøre fordampning fra huden, og dermed afkøling af vores krop, hvilket føles meget ubehageligt.

Nedbørsdannelse

For at nedbør kan finde sted skal luften for det første tilføres fugtighed, og for det andet skal luften *afkøles* indtil den er mættet med vanddamp. Men dette er ikke nok. Derudover skal luften indeholde såkaldte kondensationskerner, dvs. støv- eller saltpartikler, som vanddråberne kan dannes på. Uden sådanne kondensationskerner, vil en fugtmættet luft ikke give nedbør. I Danmark er der rigeligt med kondensationskerner i luften i form af saltkrystaller fra bølgerne på de omkringliggende farvande og have.

Afkølingen af luften kan ske på flere måder som illustreret i figur 22

1. **Konvektionsnedbør**.
   Opvarmning af luften => luften stiger til vejrs hvorved luften afkøles og når dugpunktet nås dannes der skyer. En fortsat afkøling vil frigive fugtigheden som nedbør. (konvektionsnedbør)

2. **Konvergensnedbør**
   To varme luftmasser støder sammen og luften presses til vejrs og afkøles. Dette sker netop omkring det ækvatoriale lavtryk (Intertropiske Konvergens Zone), hvor nørdøst- og sydøst passatvindene mødes.

3. **Stigningsregn**
   En luftmasse presses op over en bjergside Da temperaturen falder med højden, afkøles luften og når den når dugpunktstemperaturen vil det begynde at regne Stigningsregn er den mest almindelig forekomne form for nedbør.
   Når vestenvinden rammer Jyllands vestkyst, vil alene kystområdets højere beliggenhed og overfladens ujævnhed skabe turbulens i luften hvorved den tvinges til vejrs og afkøles.

   Men tydeligst finder man selvfølgelig stigningsregnen i bjergområder, og her kombineret med fænomenet Føhnvinde.

4. **Frontregn**
   Varm og kold luft mødes i en varmfront el. koldfront (frontregn). Dette er typisk for Danmark, men forholdene omkring frontpassager og -regn, skal ikke udbydes her.

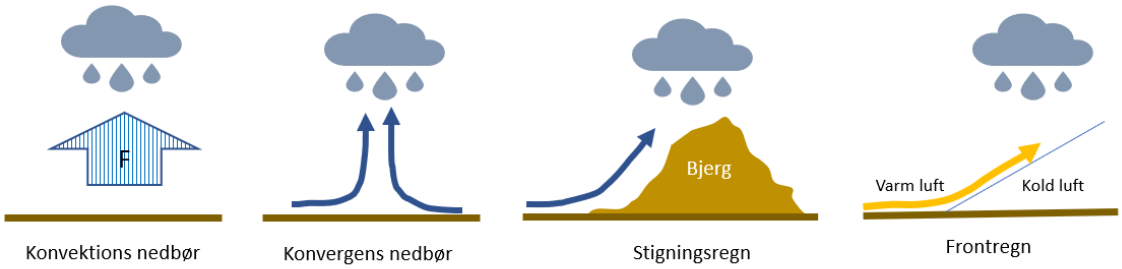
5. **Kolde havstrømme**
   Endelig kan nedbør dannes når varm luft passerer henover en kold havstrøm, hvorved luften kan afkøles til dugpunktet. Dette kendes bl.a. fra Sydamerikas vestkyst, hvor den kolde Humboltstrøm afkøler luften langs Chiles kyst, med efterfølgende tågedannelse over havet

Føhn-vinde

Fig. 23 illustrerer det såkaldte Føhn-princip, som blandt andet kendes fra de norske fjelde og alperne. Lad os her forestille os at vi har en luftstrøm som kommer ind over Alperne fra Middelhavet. Luften er fugtig og kølig, men efter at have passeret bjergtoppen bliver luften nu var og tør - ligesom luften fra en føntørrer. Hvad er det der sker?

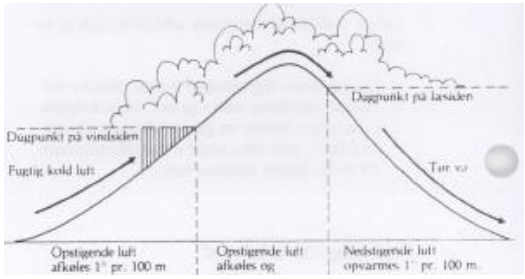
Når luftstrømmen starter opstigning af bjergsiden, vil luften blive afkølet med 1° C pr. 100 meter. Når luften er blevet afkølet til dugpunktet, dannes skyer og under den forsatte opstigning vil luften yderligere afkøles, men nu under frigivelse af nedbør, og hermed tilføres den omgivende luft varme fra vandet. Der sker altså nu det modsatte af hvad der skete da vandet fordampede ude over havet. Ved denne fordampning blev der med vanddampen frigivet varme fra vandet (jvf.. fig. 8), afgives denne varme igen til luften. Derfor vil temperaturen nu kun falde med ½ ° C pr. 100 m.

Efter passagen af bjergets top vil luftens under ned synkningen på den anden side, opvarmes med ½° C pr 100 m. Når luften opvarmes kan den indeholde mere fugtighed (jvf. fig. 21), men da den meste nedbør allerede er afgivet under opstigningen, vil luften hurtig nå dugpunktet igen. Når luften nu synker ned af bjergets bagside, vil luften nu blive opvarmet med 1° pr 100 m. Og



Figur 22 Nedbørstyper

da dugpunktet på nedsynkningssiden (nordsiden af Alperne) ligger højere oppe end dugpunktet på opstigningssiden (sydsiden) vil temperaturstigningen blive større end temperaturfaldet under opstigningen. Resultatet er en varm og tør luft som strømmer ned af bjerget, og kan være meget ubehagelig for de mennesker der opholder sig her.



Figur 23 Føhn-princippet, hvorved en luftmasse opvarmes under passage af en bjergryg. Kilde: Clevin og Vangdrup

Globale nedbørsfordeling

Som vi så tidligere (fig.12) falder der mere end 100.000 km3 nedbør over landområderne. Dette er en kolossal mængde vand. Når der alligevel er områder i verden som er nedbørsfattige skyldes det den ulige fordeling af nedbøren.

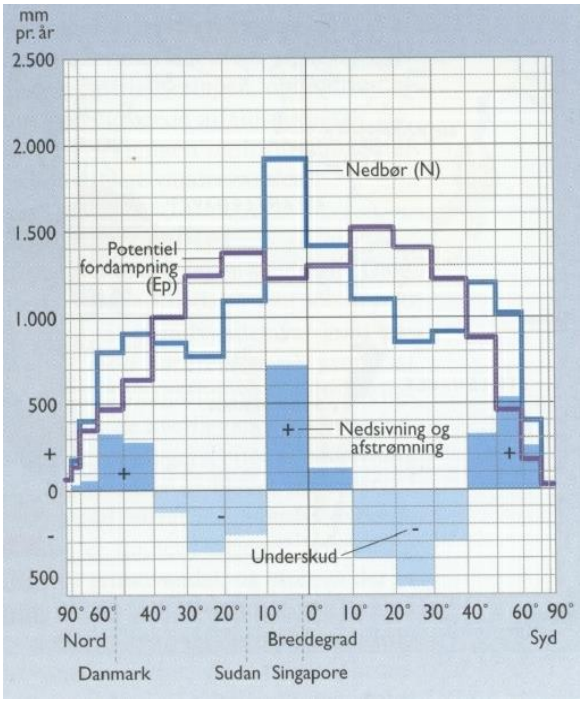
Man kan definere nedbørsfattige områder, som områder hvor der falder mindre end 500 mm nedbør årligt, mens nedbørsrige områder modtager mere end 500 mm årligt.

Generelt kan man sige, at de største nedbørsmængder findes i det tropiske område omkring ækvator, i SØ-Asien, visse kystområder i Europa, samt øst- og vestkysten på det nordamerikanske kontinent. Omvendt finder vi de nødbørsfattige områder langs vendekredsene, og i de indre og nordlige dele af det asiatiske og nordamerikanske kontinent.

En lang række faktorer må medtages hvis man skal forklare hvorfor nogle områder er nedbørs rige og andre nedbørs fattige. Det drejer sig om et samspil mellem følgende forhold:

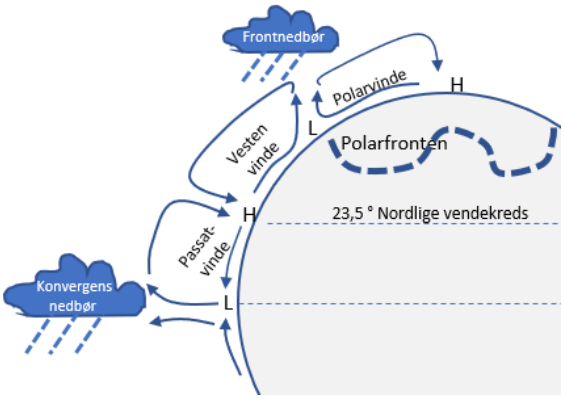
- temperaturforhold
- terrænforhold
- plantevækst
- lufttryk
- vinde
- havstrømme

Nedenstående figur 24 viser forholdet mellem nedbørsmængder og fordampning på forskellige breddegrader. Nogle overordnede sammenhænge er her tydelige.



Figur 24 Global vandbalance langs breddegraderne. Kilde: Verdensgeografi, s. ??

På de højere breddegrader (ca. 40-60 °) samt ved ækvator finder vi nedbørsoverskud, idet nedbøren er større end fordampningen. Dette svarer til de områder hvor der oftest er lavtryk. I lavtryksområder stiger luften som bekendt til vejrs, hvorved den afkøles og fortættes til nedbør.
Omvendt kan vi se, at højtryksområderne ved polerne samt på mellembredderne (10 – 40 °) har nedbørsunderskud. På disse breddegrader finder vi de stabile subtropiske højtryksområder. Da luften synker ned i højtryksområderne vil der ikke dannes nedbør her.



Figur 25 Sammenhængen mellem dominerende lufttryk og nedbørsdannelse.

En særlig nedbørstype skal her forklares nærmere, nemlig monsunregnen i SØ-Asien (se fig.9 s.14)

Monsunregn

Monsunregnen - også kaldes årstidsregn - er specielt kendt i SØ-Asien, men findes også i det det ækvatoriale Afrika og Sydamerika. Monsunregnen i Asien opstår, som følge af den forskellige opvarmning af det asiatiske kontinent i vinter og sommerhalvåret samt forskydningen af det ækvatoriale lavtryksbælte (ITK).

I vinterhalvåret udvikles et kraftigt termisk højtryk over det indre af det asiatiske kontinent – se **fig. 26**. Det er kulden fra nordpolen, som breder sig ned over det indre asiatiske kontinent. I det østlige Sibirien, Mongoliet og det indre Kina kan temperaturerne falde til minus 40-50° C. Der dannes derfor et massivt termisk højtryk.

Fra dette højtryk blæser nu kolde og dermed tørre vinde ud mod kontinentets kystområder. Mens vindene kommer ned mod lavere breddegrader opvarmes de, men samtidigt falder fugtighedsgraden, med det resultat at disse vinde ikke giver nogen nedbør i vinterhalvåret. Dette kaldes for *vintermonsunen*.

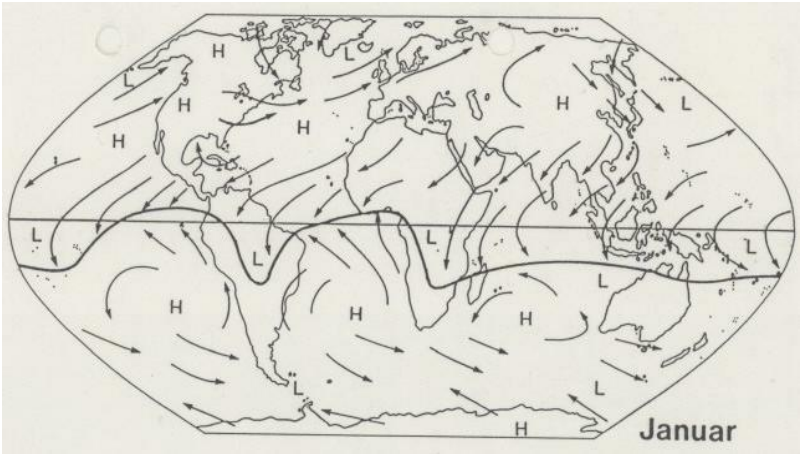
Som du kan se i fig. 26 blæser disse luftmasser ned mod det ækvatoriale lavtryk (ITK), som så at sige suger den kontinentale luft til sig.

Omvendt i sommerhalvåret. Solen står nu i zenit over den nordlige vendekreds (23,5 º N) og der sker en kraftig opvarmning af kontinentet, hvorved der dannes et termisk lavtryk – se fig. 27.

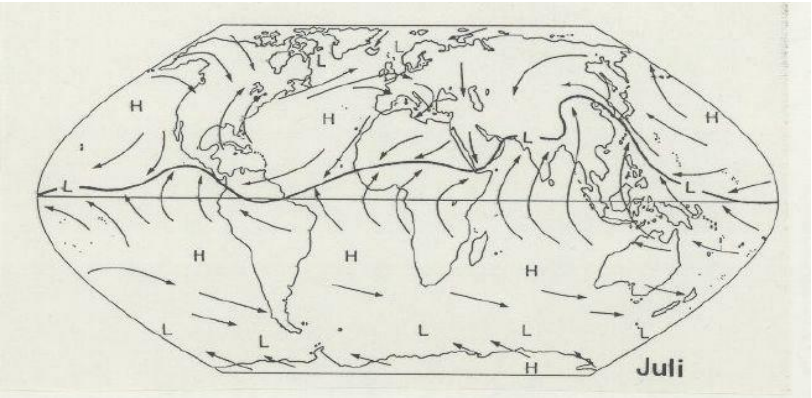
Det termiske lavtryk er i virkeligheden det ækvatoriale lavtryk (ITK) som i sommermånederne har forskudt sig langt ind over den sydøstlige del af kontinentet. Lavtrykket trækker nu den varme og fugtige luft ind fra det Indiske Ocean. Resultatet er meget store nedbørsmængder hovedsagelig i form af stignings- og konvergensnedbør.

Denne *sommermonsun* har afgørende betydning for landbruget og dermed for et par milliarder mennesker i regionen. Når og hvis sommermonsunen et år svigter eller kommer senere end normalt kan det have katastrofale følger for fødevareproduktionen. Omvendt resulterer de meget voldsomme regnskyl ofte i oversvømmelser med lige så ødelæggende effekt.

Monsunregn, eller årstidsbestemt nedbør, findes også på det afrikanske kontinent, og spiller også her en livsvigtig rolle for mio. af menneskers tilværelse. Ikke mindst i savanneområderne som kun får sparsomme nedbørsmængder i f.h.t. den store fordampning som finder sted pga. de høje temperaturer.



*Figur 26 Globale vind system for jan mdr. Bemærk **højtrykket** over det asiatiske kontinent. Den med **fed** optrukne linje omkring ækvator , er det er den **Intertropiske Konvergens Zone** (ITK)*
Kilde: Willy Dansgaard, Menneske og klima , 1977



*Figur 27 Det globale vind system juli mdr. Bemærk at der nu er et **lavtryk** over det asiatiske kontinent. Kilde: Willy Dansgaard, Menneske og klima , 1977*

KLIMA- OG PLANTEBÆLTER

Der er i tiden løb gjort mange forsøg på at opdele jorden i klimazoner, ud fra de fremherskende klimatiske forhold. Dette har dog vist sig overordentlig vanskeligt, og man har derfor inddraget den naturlige plantevækst, ud fra den betragtning at plantevæksten er et resultat af de samlede klimatiske forhold, primært temperatur og nedbør. Ved *den naturlige plantevækst* forstås den plantevækst, som der ville være det pågældende sted, *hvis* plantevæksten fik lov at udvikle sig uden indgreb fra mennesker i form af skovfældning, græsning, opdyrkning mv.

Der findes - desværre - flere forskellige typer af klimaklassifikation. Den mest enkle klimaklassifikation er udarbejdet af den danske plantegeograf, professor Martin Vahl (1869-1946). Vahls klimaklassifikation er derfor den mest anvendte i Danmark – se figur 27 næste side. I Vahls klimasystem skelnes der mellem fire forskellige klimazoner, som Vahl fastlagde ud fra *gennemsnitstemperaturen* i varmeste og koldeste måned. Indenfor skelnes de enkelte klimazoner der mellem forskellige naturlige plantebælter. Plantebæltet er afhængigt af *nedbørsmængden* i det pågældende område.

Polar klima

Polarzonen er karakteristisk ved, at der ikke kan vokse skov, da gennemsnitstemperaturen er under 10 ° C i varmeste måned. Plantevæksten er tundra, som består af dværgpil, mos og lav. Størstedelen af de polare områder er dog dækket af iskapper.

Tempererede klima

Den tempererede zone adskiller sig fra polarzonen ved at der kan vokse skov. Er der i mere end 4 ½ måned over 10 ° C i gennemsnitstemperatur, kan der vokse løvskov. Fordi træerne ikke kan optage vand fra jorden i vinterhalvåret, er træerne løvfældende, idet fordampningen fra træerne nedsættes når bladene visner og falder af træerne. Er vækstperioden kortere end 4 ½ mdr. kan der vokse nåleskov, da de stedsegrønne træer ikke skal bruge tid (= varme) til at danne blade om foråret. Inden for den tempererede zone skelnes der mellem kyst- og fastlandsklima. Fastlandsklimaet er defineret ved at temperaturforskellen mellem sommer og vinter er større end 17-18° C.

Subtropiske klima

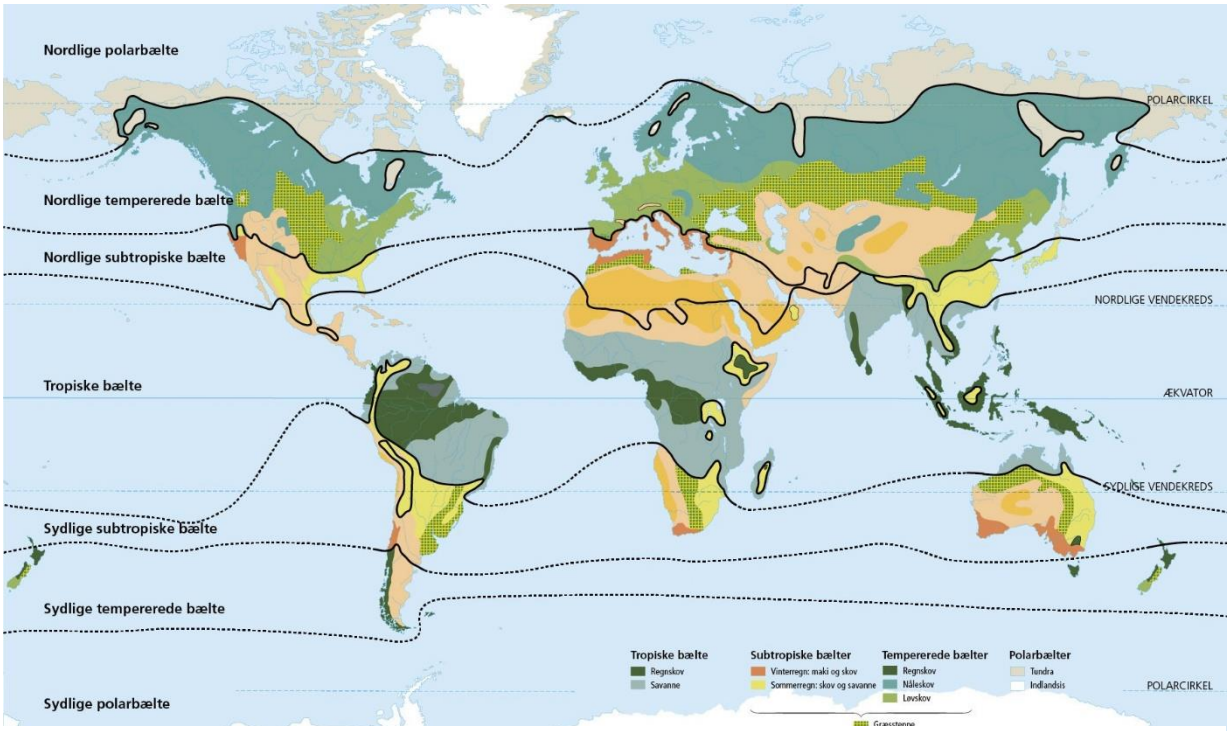
I den subtropiske zone vil løvtræerne være stedsegrønne, fordi frost ikke forekommer i længere perioder og forhindrer planterødderne i at optage vand fra jorden. Nedbøren vil dog være afgørende for hvilken plantevækst der findes i det enkelte område. I vinterregns områder findes *maki*, som består af stedsegrønne buske, hvis hårde blade har en minimal fordampning i de tørre og varme sommermåneder.

Tropisk klima

Den tropiske klimazone er den frodigste. Da frost ikke forekommer, vil plantevæksten kunne foregå uafbrudt året rundt. I områder med helårsregn og mere end 150 cm. nedbør vil plantevæksten være *regnskov* . Det tropiske regnskovsbælte findes i områderne langs ækvator, samt på bjergskråninger hvor nedbøren (stigningsregn) er tilstrækkelig. I områder med en tørtid på 3 ½ til 10 mdr. findes *savannen*. Savannen består af spredte træer og græsdække. I tørtiden visner græsset og træerne taber løvet.
Er tørtiden mere end 10 mdr. findes der *buksteppe* eller *ørken*. Buksteppen adskiller sig fra savannen

Tabel 3 Definition af klima- og plantebælter efter Vahl (kilde: E. Sander: Alverdens Geografi, s. 49)

Temperatur	→ Stigende nedbør →				
Tropisk klima	ørken	buksteppe	græssteppe	savanne	regnskov
K > 15 ° C ingen frost		tørtid 7-11 mdr.	tørtid 5-7 mdr.	tørtid 3-5 mdr.	årsnedbør > 150 cm
Subtropisk Klima V > 20 °C K > 5 ° (Europa) K > 10 ° (USA) K > 3° (Asien)	ørken	buksteppe	græssteppe	savanne	regnskov årsnedbør > 70 cm
Tempereret klima V > 10 °C	ørken	buksteppe	græssteppe	**Løvskov**: >60 cm nedbør **Nåleskov**: < 4 ½ mdr. > 10°C	regnskov
Polar klima V< 10 ° C	ørken		tundra		



Figur 2 Klima og plantebælter. Kilde: http://www.clioonline.dk/geografifaget/emner/vejr-og-klima/klimazoner-og-plantebaelter/jordens-klimazoner-og-plantebaelter/

ved at træ og plantevækst ikke er adskilt af græs, men den bare jord.

Vækstperiode og bioklima

Ud fra en hydrotermfigur (se næste side) kan planternes vækstperiode aflæses. Vækstperioden defineres almindeligvis som det antal mdr. / dage hvor middeltemperaturen er over 10° C.

De forskellige landbrugsafgrøder kræver imidlertid forskellige mængder af varme, for ikke blot at vokse, men også at modnes. Den mængde varme som planterne kræver til at modnes kaldes for planternes varmesum. Nedenfor er angivet varmesummen for forskellige afgrøder. For at afgøre hvilke planter / afgrøder som kan dyrkes i et givent område må man kende stedets bioklima.

Bioklimaet er et udtryk for den samlede varmesum som er til rådighed for plantevæksten i vækstperioden, og beregnes ved hjælp af hydrotermfigurens temperaturkurve. Gennemsnits temperaturen aflæses for de enkelt måneder og ganges med antal dage i mdr. Værdierne for hver mdr. i vækstperioden sammenlægges. Hermed har man den samlede varmesum eller bioklimaet. Bioklimaet eller varmesummen for Danmark kan beregnes til ca. 2200 ° C.

Ud fra bioklimaet kan man vurdere hvilke kulturafgrøder som kan dyrkes et givent sted.

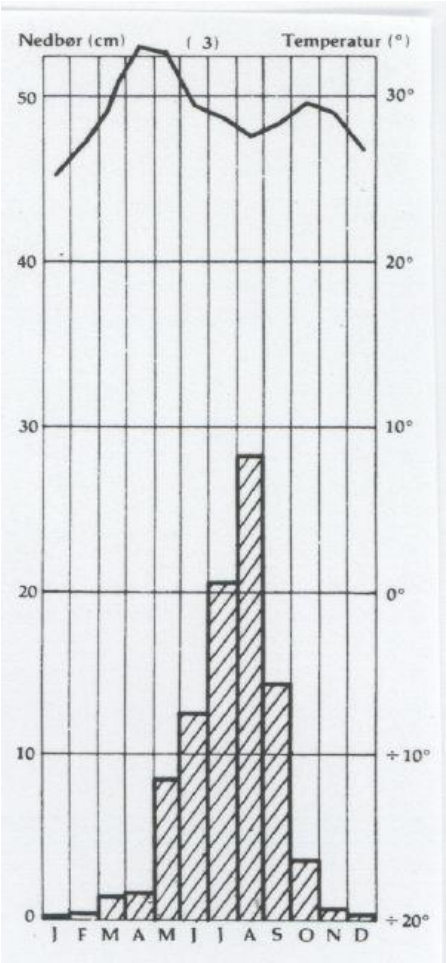
Tabel 4 Forskellige afgrøders varmekrav

Appelsin	4800
Oliven	4800
Bomuld	4000
Jordnødder	25-3500
Ris	2200-3400
Majs	2500
Hirse	1700
Hvede	1400

- Slut -

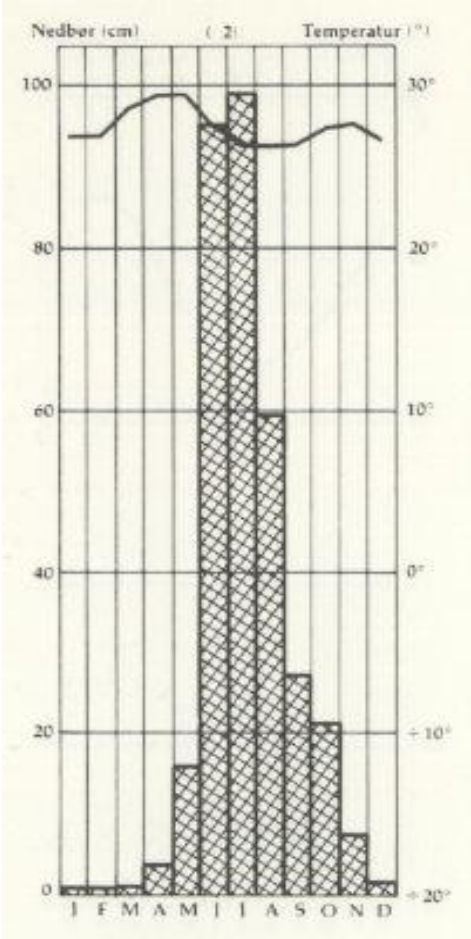
Hydrotermfigurer og klimaanalyse

Et områdes årlige gennemsnitlige temperatur og nedbørsmængde kan aflæses i en hydrotermfigur. Temperaturen vises som en kurve, mens nedbøren i de enkelte måneder vises som søjler. Bemærk at hydroternfigurene har to y-akser.



Ouagadougou, Burkina Faso
Beliggenhed: 12° N, 2 ° V

Højde over havet:	300 m.
Årlignedbør:	90 cm
Årlig pot. Fordamp:	177 cm



Mangalore, Indien
Beliggenhed: 12° N, 74° Ø

Højde over havet:	22 m.
Årlig nedbør:	329 cm
Årlig pot. fordampning:	173 cm

Opgave:

1. Find lokaliteterne i Atlas ved hjælp af bredde og længdegrad
2. Bestem klima- og plantebælte se tabel 4 s. 23
3. Hvad er karakteristisk for temperaturforholdene begge steder?
   Forklar årsagen hertil?
4. Hvad er karakteristisk for nedbørsmønstret / - fordelingen for begge lokaliteter?
5. Find et tematisk kort med lufttryk og vinde for de to lokaliteter – se kort s. 22.
   Forklar ved hjælp heraf hvorfor det ikke regner om vinteren men kun i sommermånederne?
6. Beregn fugtighedsindeks for de to lokaliteter?
   Er der nedbørsoverskud eller nedbørsunderskud?

© Otto Leholt (1997-2018)