

2 Hvad bestemmer vejret?

En fastlæggelse af den øjeblikkelige vejr-situation med det formål at udarbejde vejrforudsigelser bygger på måling af forskellige fysiske størrelser, som vi kan kalde meteorologiske parametre. De vigtigste af disse er *temperatur, tryk, vindhastighed og luftfugtighed*. Når disse størrelser er kendte, er vejr-situationen i det store og hele givet, og vi kan foretage vejrforudsigelser.

Et stort netværk af målestationer verden over foretager konstant registrering og udveksling af måleresultater. Kombineret med målinger fra ballonopsendte radiosonder, radarmålinger på Jorden og satellitbilleder, er meteorologerne i stand til at udarbejde vejrforudsigelser.

Vi skal i det følgende bl.a. beskrive de fire vigtigste parametre.

Vindhastighed

Skibsfart og flytrafik er eksempler på områder, hvor det er vigtigt at kende både vindens hastighed og dens retning. I dag angives vindhastigheder i m/s, men der er en gammel tradition for også at angive *vindstyrker*. Nedenstående tabel viser sammenhæng mellem hastigheder og vindstyrker i den såkaldte Beaufort-skala. De anførte hastigheder bestemmes som gennemsnit over nogle minutter.

| Vindstyrke | Hastighed i m/s | Benævnelse | Virkning |
|------------|-----------------|------------------|---------------------------------------|
| 0 | 0 - 0,2 | vindstille | |
| 1 | 0,3-1,5 | næsten stille | |
| 2 | 1,6-3,3 | svag vind | løv bevæger sig |
| 3 | 3,4-5,4 | let vind | kviste bevæger sig og flag løftes |
| 4 | 5,5-7,9 | jævn vind | tynde grene bevæger sig |
| 5 | 8,0-10,7 | frisk vind | små løvtræer svajer |
| 6 | 10,8-13,8 | hård vind | tykke grene bevæger sig |
| 7 | 13,9-17,1 | stiv kuling | svært at gå mod vinden |
| 8 | 17,2-20,7 | hård kuling | svært at gå i det fri, kviste knækker |
| 9 | 20,8-24,4 | stormende kuling | vinden rusker i træerne |
| 10 | 24,5-28,4 | storm | træer vælter, skader på huse |
| 11 | 28,5-32,6 | orkanagtig storm | svære skader, sjældent til lands |
| 12 | 32,7 - | orkan | (forekommer kun i troperne) |



De lidt usystematiske hastighedsgrænser mellem de forskellige vindstyrker skyldes, at man før i tiden skønnede vindstyrken ud fra en vurdering af dens virkninger. I dag er der flere forskellige objektive metoder til måling af vindhastighed. En god og enkel hastighedsmåler er vist på billedet til venstre. En lille mølle trækker en dynamo, som frembringer en elektrisk strøm. Måleren kan da kobles til en skriver, så hastighederne kan registreres løbende.

Temperatur

Måling af luftens temperatur kan foregå med et almindeligt væsketermometer, f.eks. et kviksølvtermometer, men mange andre metoder anvendes i dag. Vi kan f.eks. udnytte, at visse halvledermaterialer har en resistivitet, som varierer meget med temperaturen, eller vi kan benytte et termoelement som omtalt i kapitel 4. Fordelen ved en metode som denne er, at temperaturen registreres ved en spændingsforskel. Vi kan så tilkoble en skriver, så temperaturvariationer løbende registreres, eller vi kan tilkoble en computer, så vi kan opsamle og bearbejde de målte data.

Luftens temperatur skal måles i skyggen. Måler vi i direkte sol, vil termometeret absorbere noget af stråleeffekten, og dets temperatur bliver højere end den omgivende lufts. Måling af temperatur og andre størrelser foregår derfor ofte i en såkaldt engelsk hytte.

Celsiuskalaen er indrettet således, at vands frysepunkt er $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, og vands kogepunkt $100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Disse to punkter kaldes *fixpunkter*.

Som tidligere nævnt bevæger molekylerne i et stof sig med en fart, der afhænger af temperaturen. Jo mindre temperaturen er, jo mindre er deres fart. Når molekylernes fart bliver nul, kan temperaturen ikke blive lavere. Denne laveste temperatur, som viser sig at være $-273\text{ }^{\circ}\text{C}$, kaldes *det absolutte nulpunkt*.

Det er derfor ofte praktisk at benytte en temperaturskala, som starter ved det absolutte nulpunkt. Denne temperatur, som angives i *kelvin (K)*, kaldes *den absolutte temperatur*.

For at kunne skelne de to temperaturskalaer fra hinanden, benytter vi *t* til celsiustemperaturen og *T* til den absolutte temperatur.

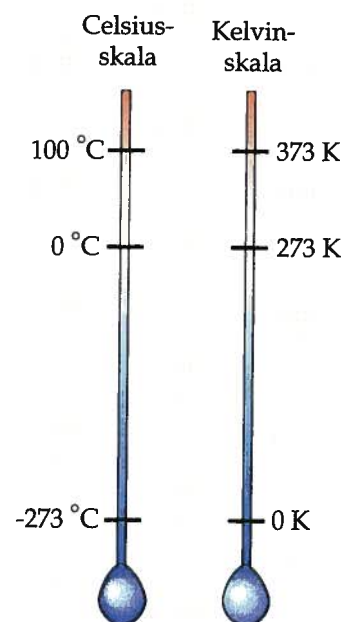
Ved sammenligning af de to skalaer ser vi, at

$$T = t + 273.$$

Enheden for *T* er K, og enheden for *t* er $^{\circ}\text{C}$.



Engelsk hytte.

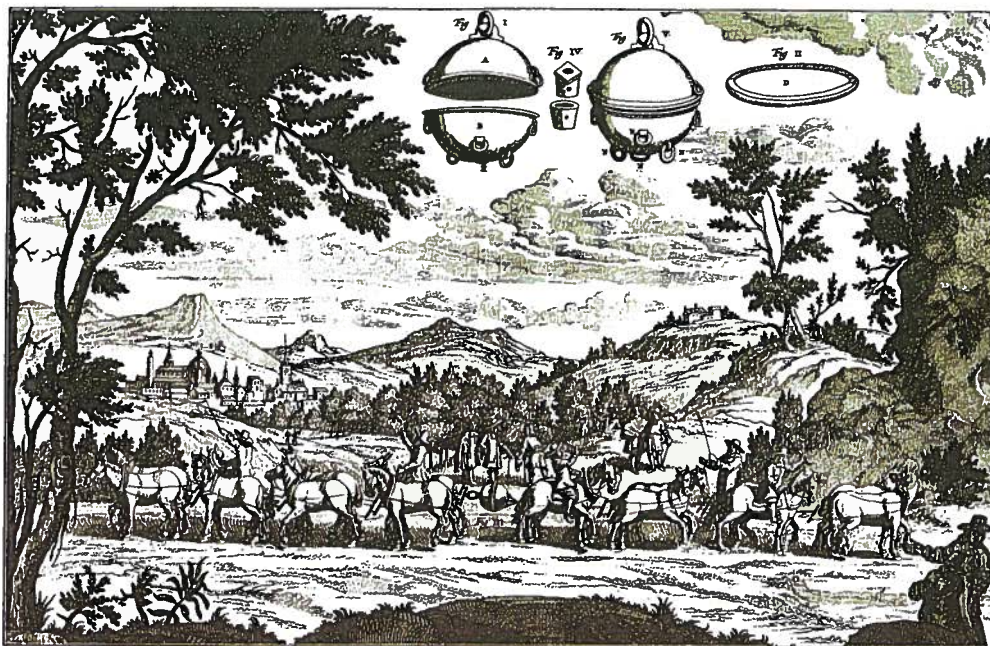


CD653^o CD654^o CD065^o

80 Angiv temperaturen $-150\text{ }^{\circ}\text{C}$ i kelvin, og angiv temperaturen 150 K i $^{\circ}\text{C}$.

Tryk

På grund af tyngdekraften på atmosfæren vil denne presses mod jordoverfladen og udøve et stort tryk. Størrelsen af dette tryk fra atmosfæren blev første gang demonstreret i midten af 1600-tallet. Otto v. Guericke, der var borgmester i den tyske by Magdeburg, koblete to kobberhalvkugler lufttæt sammen og pumpede hulrummet næsten lufttomt. De to halvkugler blev da holdt sammen udelukkende af trykket fra den omgivende luft. Otto v. Guericke demonstrerede, som vist på nedenstående tegning, at atmosfærens tryk var så stort, at 16 heste ikke kunne trække de to halvkugler fra hinanden.



16 heste forsøger at trække to kobberhalvkugler fra hinanden.

Da de nederste dele af atmosfæren som nævnt er meget urolige, vil den kraft, hvormed atmosfæren presser mod jordoverfladen, ændre sig fra sted til sted. Det er derfor praktisk at kende kraften pr. areal et bestemt sted. Denne kalder vi trykket det pågældende sted.

Vi definerer generelt tryk således:

$$\text{tryk} = \frac{\text{kraft}}{\text{areal}}$$

Mere præcist siger vi, at en kraft F , som påvirker en flade med arealet A , udøver et tryk p på fladen givet ved:

$$p = \frac{F}{A}$$

SI-enheden for kraft er newton (N). Tryk angives derfor i newton pr. m^2 , som kaldes pascal (Pa).

CD046

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2.$$

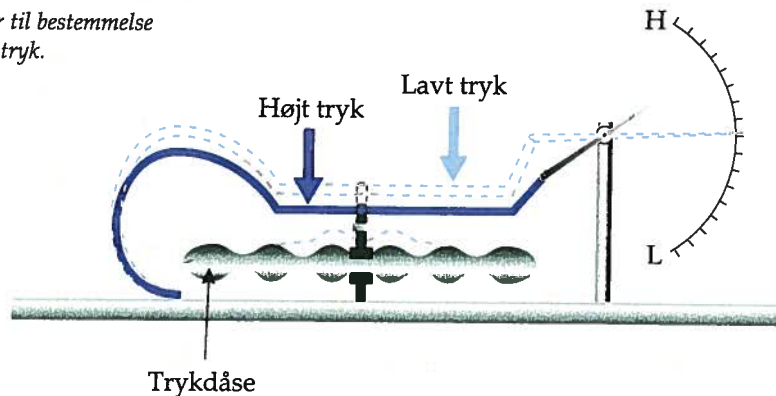
Atmosfærens gennemsnitstryk er omkring 1013 hPa (hektopascal). Dette tryk er lig med 1 atm (atmosfære).

CD650

$$1 \text{ atm} = 1013 \text{ hPa}.$$

Atmosfærens tryk måles med et barometer.

Barometer til bestemmelse af luftens tryk.



2e En fyldt container, som har massen 6,5 tons, hviler på et areal, som er 8,0 m^2 .

Tyngdekraften på containeren er:

$$F_{\text{tyng}} = m \cdot g \\ = 6500 \text{ kg} \cdot 9,82 \text{ N/kg} = 6,38 \cdot 10^4 \text{ N}$$

Det er med denne kraft, containeren påvirker underlaget, og trykket på underlaget er derfor:

$$p = \frac{F}{A} = \frac{6,38 \cdot 10^4 \text{ N}}{8,0 \text{ m}^2} = 7975 \text{ Pa} = 79,8 \text{ hPa}$$

En person sidder på en stol. Person og stol vejer tilsammen 80 kg. Hvert af stolens fire ben hviler på arealet 4,0 cm^2 .
Beregn trykket af stolens flade på underlaget.

Ø9

Hvor stor er den kraft, hvormed atmosfæren påvirker et areal på 1 m^2 på Jorden?

Ø10

Beregn den samlede masse af den luftsøjle, som hviler på 1 m^2 jordoverflade.

Trykket af en væskesøjle

Atmosfærens tryk varierer fra ca. 1 atm på jordoverfladen til nul ved atmosfærens øverste grænse, og vi vil gerne finde ud af, hvordan trykket varierer med højden. For nemheds skyld regner vi først på en væskesøjle.

Vi betragter derfor en væskesøjle med højden h . Væskens densitet er ρ . Søjlen hviler på en flade med arealet A , og vi skal nu beregne det tryk, væsken udøver på underlaget.

Søjleens volumen er $h \cdot A$, så dens masse m er

$$m = \rho \cdot h \cdot A$$

Tyngdekraften på søjlen er

$$F_{\text{ty}} = m \cdot g = \rho \cdot h \cdot A \cdot g$$

Dette er samtidig den kraft, hvormed søjlen hviler på underlaget, og trykket bliver så:

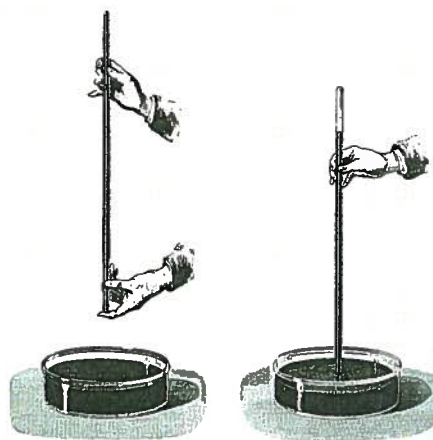
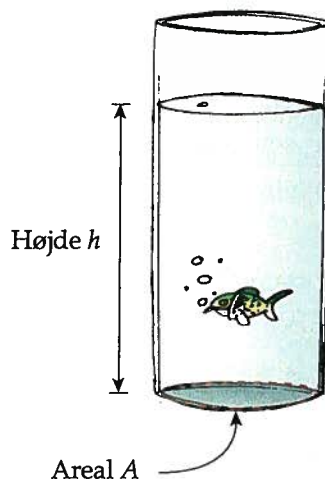
$$p = \frac{F_{\text{ty}}}{A}$$

$$p = \rho \cdot h \cdot g$$

Tidligere anvendte man et såkaldt *kviksølvarometer*. Et glasrør fyldt med kviksølv blev anbragt med den åbne ende i en skål med kviksølv som vist på tegningen. Man så da, at atmosfæren ved sit tryk på den frie overflade kan bære en 760 mm høj kviksølv søjle.

Desværre kan vi ikke på samme måde bestemme trykket af en luftsøjle. De nederste lag er jo trykket sammen, så de har en større densitet end de øverste. Desuden afhænger en luftsøjles rumfang af temperaturen.

I de nederste par kilometer af atmosfæren, hvor temperaturen ikke ændrer sig med højden, viser det sig, at trykket aftager ca. 1,2% for hver 100 m vi kommer opad (se side 219).

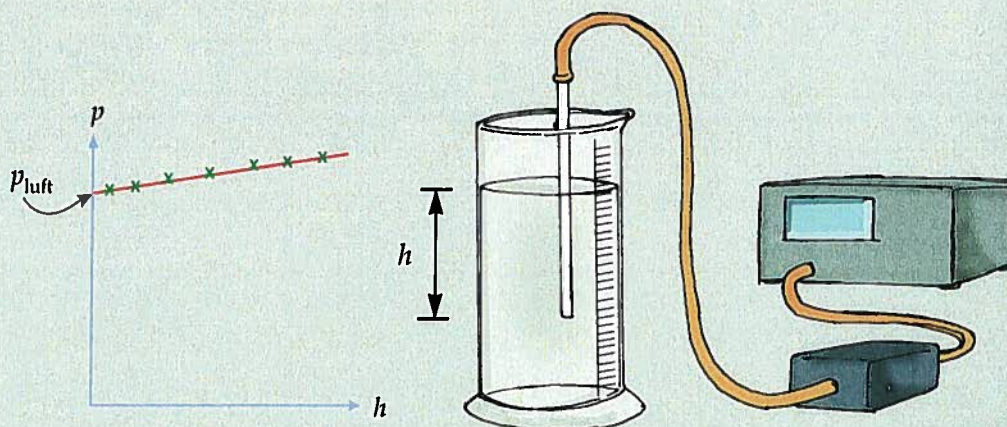


Den atmosfæriske luft tynger på den frie kviksølvoverflade og kan derved bære en kviksølv søjle med højden 760 mm. Hg-dampe er giftige. Man bør derfor ikke udføre dette eksperiment.

Eksperiment

Trykket af en vandsøjle

Med en elektronisk trykmåler kan man eksperimentelt vise at trykstigningen Δp i en væske er proportional med væskesøjleens højde: $\Delta p = (\rho \cdot g) \cdot h$.



3e Vi kan beregne trykket af en 760 mm høj kviksølv søjle

$$p = \rho \cdot h \cdot g$$

$$760 \text{ mm Hg} = 13,57 \cdot 10^3 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 0,76 \text{ m} \cdot 9,82 \frac{\text{N}}{\text{kg}}$$

$$= 1013 \text{ hPa}$$

Altså

$$760 \text{ mm Hg} = 1013 \text{ hPa} = 1 \text{ atm.}$$

Vi kan også beregne den højde, en vandsøjle skal have for at give et tryk på 1 atm.

Da vands densitet kan sættes til 1000 kg/m^3 , har vi:

$$p = \rho \cdot h \cdot g$$

$$1013 \text{ hPa} = 1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot h \cdot 9,82 \frac{\text{N}}{\text{kg}}$$

$$h = 10,3 \text{ m.}$$

En vandsøjle på 10,3 m giver altså et tryk på 1 atm.

4e En dykker i ca. 10 meters dybde mærker både atmosfærens tryk og trykket fra en 10 m vandsøjle. Det samlede tryk, hvor dykkeren befinder sig, er derfor ca. 2 atm.

I et højt måleglas er der 45 cm vand under 20 cm terpentiniolie. Beregn trykket på glassets bund, når barometerstanden er 1015 hPa. Ø11

(Oliens densitet er $0,85 \text{ g/cm}^3$).

På det dybeste sted i Storebælt er havdybden 50 m. Ø12

Beregn trykket i atm i denne dybde, når saltvands densitet er $1,03 \text{ g/cm}^3$.

Den største vanddybde på jordkloden findes i Challenger-dybet i Stillehavet. Her er havdybden 11,03 km.

Beregn trykket i denne dybde.

Beregn atmosfærens samlede masse. Det kan gøres på følgende måde: Ø13

a) Beregn Jordens overfladeareal, idet Jorden er en kugle med radius $r = 6380 \text{ km}$, og arealet af en kugle er $4 \cdot \pi \cdot r^2$.

b) Beregn den samlede kraft, hvormed atmosfæren tynger på jordoverfladen, når atmosfærens tryk er 1013 hPa.

øvelsen fortsætter ↗

c) Denne kraft er lig med tyngdekraften på atmosfæren. Hvad er da atmosfærens masse?

d) Luftens densitet ved jordoverfladen er ca. $1,29 \text{ kg/m}^3$.

Hvilken højde skulle atmosfæren have for at ↗

give et tryk på 1013 hPa , hvis densiteten overalt i atmosfæren var $1,29 \text{ kg/m}^3$?

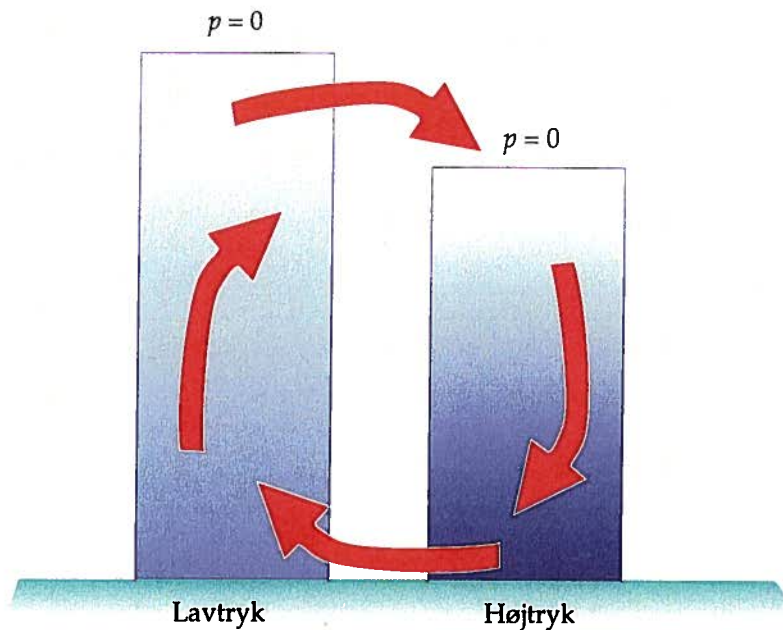
(Hjælp: Atmosfærens rumfang kan med tilnærmelse beregnes som $h \cdot A$, hvor h er atmosfærens højde, og A er Jordens overfladeareal.)

Højtryk og lavtryk

Solens forskellige opvarmning af jordoverfladens land- og vandmasser betyder, at der i troposfæren sker stadige temperatur- og trykforandringer.

Hvis luften et bestemt sted opvarmes, vil den udvide sig. På det pågældende sted vil vi da få en opstigende luftstrøm i atmosfæren. Denne opadgående bevægelse vil bevirke, at luften bliver tyndere ved jordoverfladen og trykket mindskes. Der dannes et lavtryk. Da vi oven over dette lavtryk har en luftsøjle, som har udvidet sig, vil luftsøjlen være højere end ellers. Det betyder, at i en bestemt højde af de øvre troposfærelag vil den ovenliggende luftsøjle være større, og derfor vil også trykket være større. Der vil altså være højtryk i den øvre del af troposfæren.

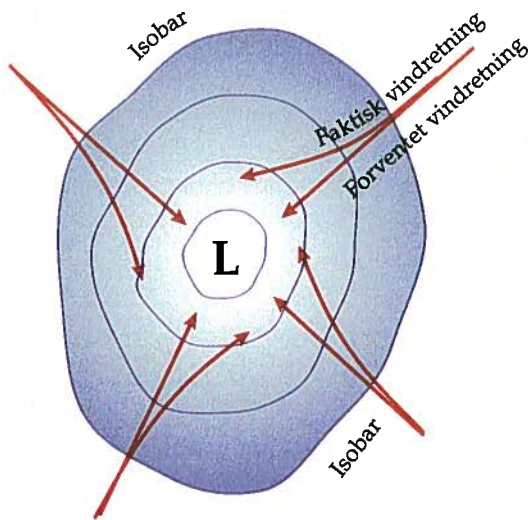
Da luften vil strømme fra et sted med stort tryk til et sted med lavt tryk, bliver resultatet som vist på nedenstående tegning, at vi får en luftcirkulation. Ved jorden vil vi få en blæst ind mod et lavtryk, og uden om lavtrykket vil der dannes en nedsynkende luftsøjle, som opfyldes fra oven.



Alt dette tyder på, at vi omkring et lavtryk vil få blæst direkte fra højtryk til lavtryk. Det viser sig imidlertid, at sådan forholder det sig ikke helt. På grund af Jordens rotation vil alle vinde på den nordlige halvkugle afbøjes mod højre og alle vinde på den sydlige halvkugle mod venstre. For at forstå dette må vi huske, at atmosfæren følger med Jorden i den daglige rotation.

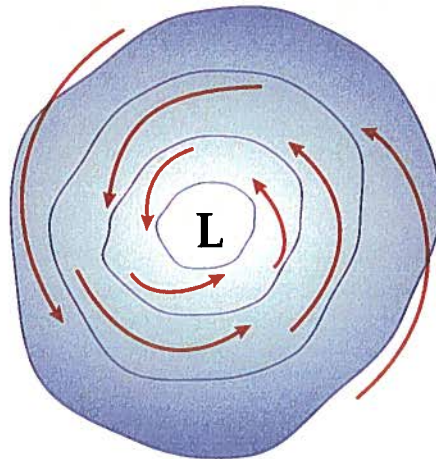
Da Jordens omkreds ved ækvator er ca. 40.000 km, kan man regne ud, at et punkt ved jordoverfladen bevæger sig rundt med Jorden med en fart fra vest mod øst på ca. 460 m/s. I Danmark er den tilsvarende fart "kun" ca. 270 m/s. En luftmængde, som på den nordlige halvkugle blæser fra nord til syd, kommer altså til områder med større fart fra vest mod øst og kan ikke følge med Jordens bevægelse. Det oplever vi, som om vinden drejer af mod vest, altså mod højre. På samme måde ses, at en nordgående vind vil afbøjes mod højre.

Resultatet af Jordens rotation er, at vindene ind mod et lavtryk afbøjes, så de snarere bevæger sig i en spiral omkring lavtrykkets centrum.



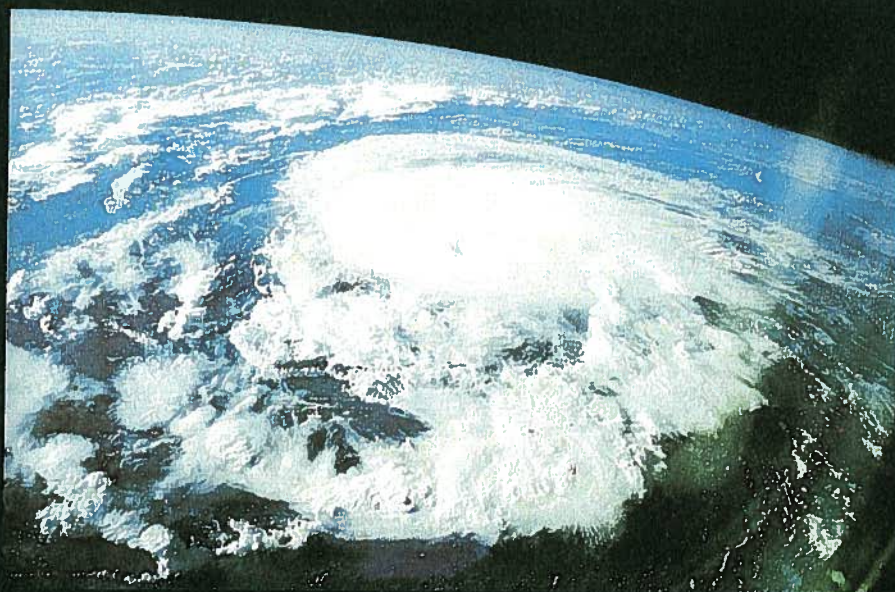
Isobarer omkring et lavtryk. Isobarer er kurver tegnet gennem punkter med samme tryk. Vindene afbøjes mod højre på grund af Jordens rotation.

Tæt ved lavtrykkets centrum vil vindene stort set bevæge sig langs med isobarerne.



Da Solens stråler hurtigere opvarmer land end vand, vil der ofte dannes lavtryk over opvarmede fastlandsområder. Forklaringen på, at land opvarmes hurtigere end vand, ligger i følgende forhold:

- Vand har en større specifik varmekapacitet end jord/klippe.
- Vand er en bedre varmeleder end jord.
- Sollyset trænger dybere ned i vandet end i jorden
- Strømme gør, at det varme overfladevand blandes op med det kolde dybere nede.



Orkaner og tyfoner er blandt de mest destruktive naturkræfter drevet af Solens energi, fungerer som store overtryksventiler for Jordens atmosfære. Billedet af Hurricane Bonnie blev taget af mandskabet på STS-47, da vejret rasede omkring 800 km fra Bermuda ca. 35,5 grader nordlig bredde og 56,8 grader vest. På dette tidspunkt havde orkanen et veludviklet øje, hvor luftstrømme var relativt rolige.

140 Gennemfør argumentationen for, at vinde på den sydlige halvkugle afbøjes mod venstre, både de nordgående og de sydgående vinde.

150 En god varm sommerdag, hvor det ellers har været vindstille, kan man ved havet opleve, at der hen på dagen kommer en kølig brise ind fra vandet. Giv en forklaring på, hvordan denne brise opstår.

Vis ved beregning, at de i teksten anførte rotationshastigheder på cirka 460 m/s og 270 m/s er korrekte.

Ø16

(Jordens ækvatorradius er 6378 km, og Danmark ligger omkring 55 grader nordlig bredde.)

Sammenhæng mellem p , V og T

Vi har ved beskrivelsen af høj- og lavtryk set, at luftens udvidelse hænger sammen med ændringer i tryk og temperatur. Det viser sig, at der er en nøje sammenhæng mellem luftens tryk p , temperatur T og rumfang V . Denne sammenhæng kan vi undersøge, hvis vi har en luftmængde indesluttet i en beholder med bevægeligt stempel, så dens rumfang kan ændres.

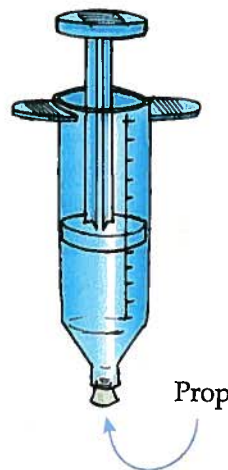
Målinger viser da, at der gælder følgende ligning:

$$\frac{p \cdot V}{T} = n \cdot R.$$

Hvor n er gassens *stofmængde*, dvs. antallet af mol, og R er en konstant, som kaldes *gaskonstanten*. Værdien af gaskonstanten er

$$R = 8,31 \cdot \frac{\text{Pa} \cdot \text{m}^3}{\text{mol} \cdot \text{K}}$$

Som vi senere skal se, gælder ligningen kun, når luften ikke indeholder for store mængder vanddamp. Den gælder for idealgasser og kaldes derfor *idealgasligningen*. I de fleste tilfælde kan atmosfærisk luft betragtes som en idealgas.



CD802°

Eksperiment

Idealgasligningen

Da idealgasligningen indeholder tre variable størrelser, kan det være praktisk at holde en af størrelserne konstant, mens vi undersøger en sammenhæng mellem de to andre. Holder vi luftmængdens temperatur T konstant, kan vi omskrive idealgasligningen:

$$\frac{p \cdot V}{T} = n \cdot R \Rightarrow p \cdot V = n \cdot R \cdot T \Rightarrow p \cdot V = \text{konstant}$$

Denne udgave af idealgasligningen kaldes *Boyle-Mariottes lov*. Holder vi i stedet rumfanget konstant, kan ligningen omskrives således:

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T \Rightarrow \frac{p}{T} = \frac{n \cdot R}{V} \Rightarrow \frac{p}{T} = \text{konstant}$$

Når rumfanget er konstant, er tryk og temperatur altså proportionale, $p = k \cdot T$. Denne lov kaldes *Charles' lov*.

Det kan være fornuftigt at foretage en eksperimentel undersøgelse af idealgasligningen i følgende tre dele:

- 1) Boyle-Mariottes lov, som giver sammenhæng mellem rumfang og tryk.
- 2) Charles' lov, som giver sammenhæng mellem tryk og temperatur.
- 3) Bestemmelse af gaskonstanten.

Luftens densitet

Vi skal nu se, hvordan vi kan bestemme luftens densitet. Densiteten er masse pr. rumfang:

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Da $m = n \cdot M$ hvor n er stofmængden og M molarmassen, har vi

$$\rho = \frac{n \cdot M}{V}$$

Benytter vi dernæst følgende omskrivning af idealgasligningen

$$\frac{n}{V} = \frac{p}{R \cdot T}$$

får vi

$$\rho = \frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T}$$

I tabeller over gassers densitet angiver man som regel densiteten ved temperaturen 0 °C og trykket 1013 hPa.



En Montgolfiere er en varmluftsballon.

Luften i ballonen opvarmes med ild. Trykket i ballonen er det samme som uden for ballonen, altså 1 atmosfære. Ifølge

$$\rho = \frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T}$$

falder densiteten af luften i ballonen, når temperaturen stiger. Luften i ballonen vejer derfor mindre end den luftmængde, som fortrænges af ballonen. Opdriften kan blive stor nok til også at kunne bære ballonens hylster og en eventuel gondol med passagerer.

7e Densiteten af atmosfærisk luft ved temperaturen 0 °C og trykket 1 atm kan beregnes således:

$$\rho = \frac{0,029 \text{ kg/mol}}{8,31 \frac{\text{Pa} \cdot \text{m}^3}{\text{mol} \cdot \text{K}}} \cdot \frac{1013 \text{ hPa}}{273 \text{ K}}$$

$$\rho = 1,29 \text{ kg/m}^3$$

| gas | densitet i kg/m ³ |
|----------|------------------------------|
| helium | 0,179 |
| methan | 0,717 |
| hydrogen | 0,090 |
| nitrogen | 1,25 |
| luft | 1,29 |

På toppen af Mount Everest er trykket ca. 340 hPa. Beregn luftens densitet en dag, hvor temperaturen er -20 °C.

Ø20

Den lille densitet indvirker på vejtrækningen for personer, som vil opholde sig i den højde.

Forklar hvordan.

Beregn densiteten af helium ved stuetemperatur og et tryk på 1 atm.

Ø21

Beregn densiteten af vanddamp ved trykket 1 atm og temperaturen 100 °C.

Ø22

(Formlen kan ikke altid benyttes til beregning af vanddamps densitet, da vanddamp kun i nogle tilfælde er en idealgas. Herom i næste afsnit.)

Luffugtighed

Atmosfærisk luft består dels af tør atmosfærisk luft, dels af en varierende mængde vanddamp. Også vanddampen bidrager til atmosfærens tryk, men selvfølgelig ikke ret meget, da kun en lille del af atmosfæren er vanddamp. Det totale tryk p er lig med summen af den tørre lufts tryk p_{luft} og vanddampenes tryk p_{damp} :

$$p = p_{\text{luft}} + p_{\text{damp}}$$

Denne lov kaldes *Daltons lov*.

CD647 

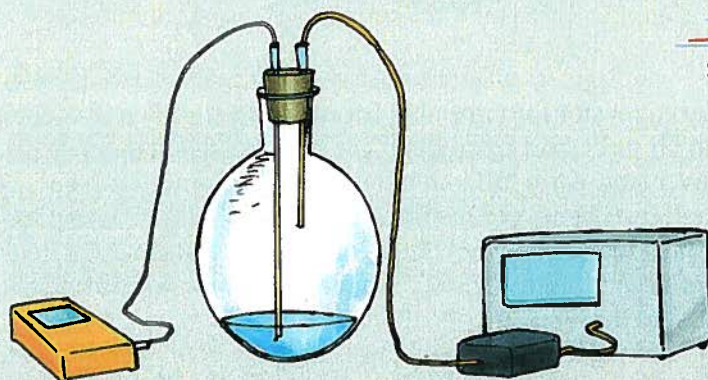
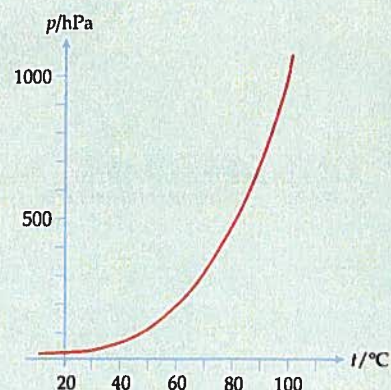
Når luftens indhold af vanddamp når en bestemt grænse, vil noget af dampen kondensere. I denne situation siger vi, at luften indeholder mættet vanddamp. Når vanddampen kondenserer i atmosfæren, dannes skyer eller, hvis det sker nær jordoverfladen, tåge. Vanddamp er usynlig, men kondenseret vanddamp kan ses.

Vi kan måle hvordan den mængde vanddamp, luften kan indeholde, afhænger af temperaturen. I efterfølgende eksperiment har vi kun mættet damp i kolben og ingen luft. Trykket i kolben måles med elektronisk trykmåler, og kurven viser sammenhængen mellem trykket af de mættede dampe og temperaturen. Det fremgår, at mættet damp er langt fra at være en idealgas. Det viser sig imidlertid, at vi alligevel kan anvende idealgasligningen, blot vi regner på en situation, hvor temperatur og tryk ikke ændrer sig.

Eksperiment

Mættede dampes tryk

En smule vand i bunden af en pyrexkolbe koges et par minutter, til al luften er drevet ud af vanddampen. Der slukkes for varmetilførslen og lukkes med en tæt prop, hvorigennem der er ført en plastslange til en elektronisk trykmandler og føleren til et termometer. Føleren måler temperaturen lige under vandoverfladen. Mens temperaturen falder, aflæses damptryk og temperatur. Læg mærke til, at vandet bliver ved med at koge uanset temperaturen.



230 Ved hvilken temperatur koger vand, hvis trykket kun er 700 hPa?

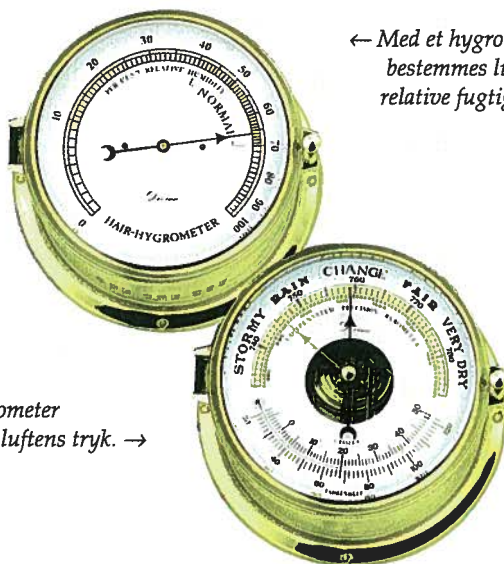
Find ud af, hvordan en trykkoger virker. Hvorfor er det hurtigere at koge en portion grøntsager i en trykkoger end i en almindelig gryde?

Ø24

Luftens indhold af vanddamp angiver vi ved to størrelser: Den absolutte fugtighed og den relative fugtighed.

Den absolutte fugtighed er den mængde vanddamp, som luften indeholder, angivet i kg vanddamp pr. m³ luft.

Den relative fugtighed er forholdet mellem den mængde vanddamp, luften indeholder, og den mængde vanddamp, den kunne indeholde. Den angives som regel i procent.



← Med et hygrometer bestemmes luftens relative fugtighed.

Med et barometer bestemmes luftens tryk. →

På en varm dag kan der ske en ret stor fordampning fra en fugtig eng eller en mose. Den varme luft over mosen får da et stort indhold af vanddamp, hvilket betyder, at den absolutte fugtighed bliver stor. Varm luft kan indeholde mere vanddamp end kold luft, så den relative fugtighed behøver for så vidt ikke være stor.

Hvis kølig luft kommer hen over det varme fugtige område og blandes med den fugtige luft, bliver indholdet af vanddamp for stort. Den kolde luft kan jo ikke indeholde så meget vanddamp, som derfor begynder at kondensere. Vi ser en em eller tæt tåge ligge lavt hen over mosen. Det er "mosekonen, som brygger".

Luftens relative fugtighed kan måles på en meget speciel måde. Vi skal bruge to ens termometre. Det ene holdes konstant fugtigt med en våd klud. Ved kraftig ventilation vil der ske en fordampning fra den våde klud. Noget af den varme, som er nødvendig til fordampningen, tages fra det våde termometer, hvis temperatur derfor falder. Fordampningen afhænger af, hvor meget vanddamp der i forvejen er i luften. Hvis luftens relative fugtighed er tæt på 100%, vil fordampningen være lille, og der vil næsten ingen temperaturforskel være mellem de to termometre. Er fugtigheden i stedet lille, vil der ske stor fordampning, og derfor vil der være stor temperaturforskel mellem de to termometre.



Fugtighedsmåler til bestemmelse af luftens relative fugtighed.

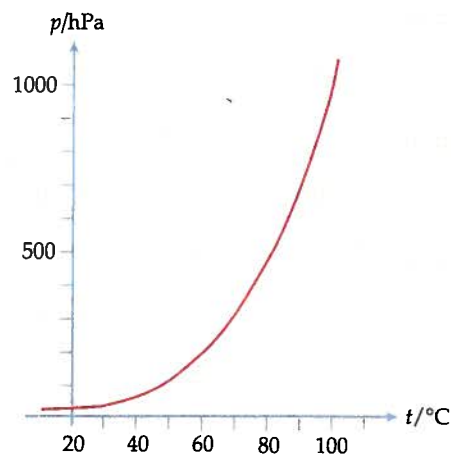
Hvis vi har målt mættet dampens tryk ved en bestemt temperatur T , kan vi beregne den mængde vanddamp, som luften kan indeholde ved den pågældende temperatur. Indholdet af vanddamp angives i g vanddamp pr. m^3 , hvilket netop er vanddampens densitet. På side 212 fandt vi, at densiteten kan beregnes af

$$\rho_{\text{damp}} = \frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T}$$

hvor p er vanddampens tryk, og T er temperaturen.

Damptrykket ved forskellige temperaturer kan måles som forklaret på side 213. Nedenstående data er fundet på denne måde.

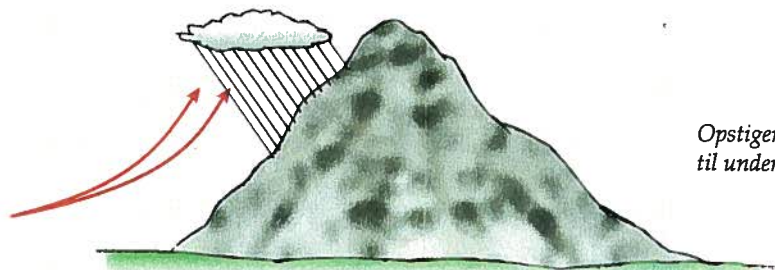
| t i $^{\circ}\text{C}$ | mættede dampes tryk i hPa | ρ i g/m^3 |
|--------------------------|---------------------------|--------------------------------|
| 8,0 | 10,7 | 8,3 |
| 10,0 | 12,3 | 9,4 |
| 12,0 | 14,0 | 10,7 |
| 14,0 | 16,0 | 12,1 |
| 16,0 | 18,2 | 13,6 |
| 18,0 | 20,6 | 15,4 |
| 20,0 | 23,4 | 17,3 |
| 22,0 | 26,4 | 19,4 |
| 24,0 | 29,8 | 21,7 |
| 26,0 | 33,6 | 24,4 |



Nedbør

Skydannelse sker, når opstigende luft afkøles til under mætningspunktet. Når tætheden af de små dråber i skyen bliver tilstrækkelig stor, vil der ved sammenstød mellem små dråber dannes større dråber. Når dråberne når en vis størrelse, begynder de at falde, og vi får regn.

Dråberne skal have en passende størrelse, inden de begynder at falde fra skyen, fordi små dråber holdes oppe af en opstigende luft fra de nederste dele af skyen. Opstigende luftmasser finder vi for eksempel, når luften tvinges op over et bjerg. Det regner altid i Bergen, siger nogle. Det er fordi den hyppige nordvestenvind tvinges op ad de vestnorske fjelde og derved afkøles til under mætningspunktet.

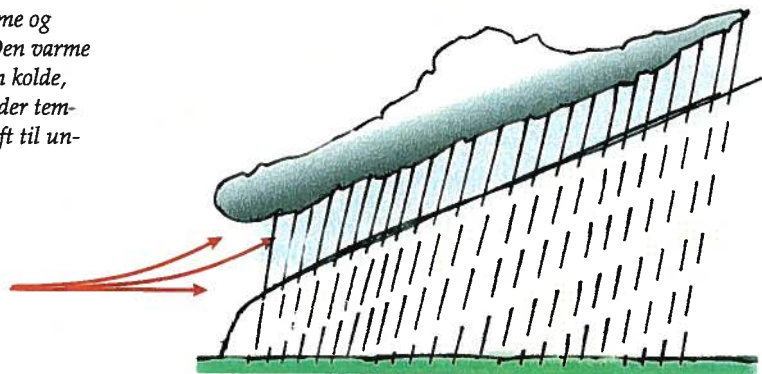


Opstigende luftmasser afkøles til under mætningspunktet.

Om sommeren kan der lokalt ske en kraftig opvarmning af jorden og luften over den. Den opstigende luft giver små skyer (cumulus-skyer), som senere kan give byger, hvis opstigningen fortsætter over den højde, hvor mætningspunktet indtræffer.

Den mest almindelige nedbørstype i Danmark er den såkaldte frontregn. Hvis varme og kolde luftmasser mødes, opstår en front. Der vil den varme luft blive skubbet op over den kolde og give regn.

Frontregn opstår, når varme og kolde luftmasser mødes. Den varme luft tvinges da op over den kolde, og under opstigningen falder temperaturen af den varme luft til under mætningspunktet.



Trykvariation i højden

Trykket i atmosfæren aftager med højden, så det er størst ved jordoverfladen. Hvorledes trykket varierer med højden, vil vi belyse i det følgende.

Hvis luften havde samme densitet i alle højder, kunne trykket beregnes på samme måde som trykket af en væskesøjle:

$$p = \rho \cdot h \cdot g$$

Men sådan forholder det sig ikke. Atmosfæren sammentrykkes, så densiteten er større ved jordoverfladen end i højden. Beregninger af trykket i forskellige højder er derfor ikke så enkle.

Kalder vi trykket i en vis højde for p , vil trykket i en lidt større højde være $p + \Delta p$. Da trykket aftager med højden, er Δp negativ, og størrelsen af Δp er lig med trykket af den lille luftsøjle med højden Δh .

Hvis Δh er så lille en højdetilvækst, at luftens densitet ρ er praktisk talt konstant, har vi derfor

$$\Delta p = -\rho \cdot \Delta h \cdot g$$

Udnytter vi nu det tidligere fundne udtryk for densiteten:

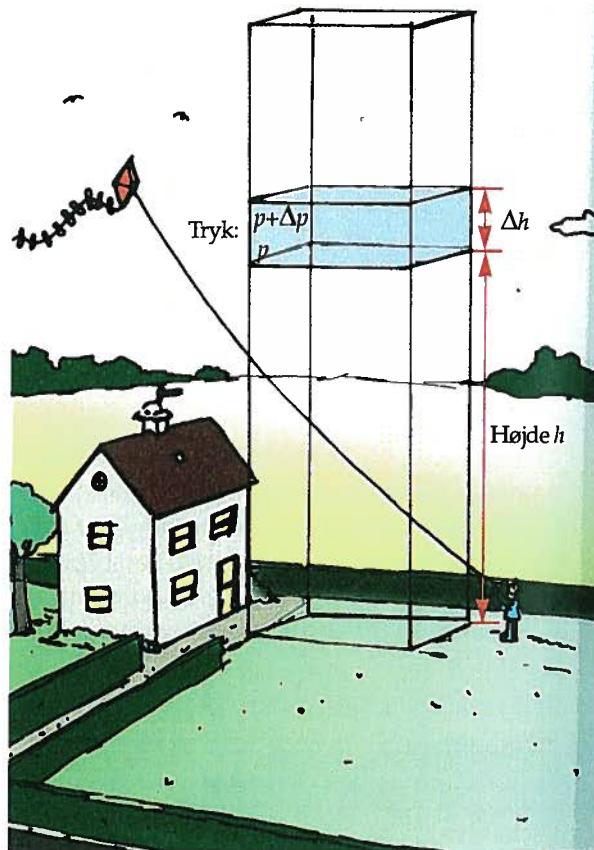
$$\rho = \frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T}$$

$$\Delta p = -\frac{M}{R} \cdot \frac{p}{T} \cdot \Delta h \cdot g$$

eller

$$\frac{\Delta p}{p} = -\frac{M}{R} \cdot \frac{g}{T} \cdot \Delta h$$

Denne formel angiver den relative trykændring $\Delta p/p$ i atmosfæren, når højden over jordoverfladen forøges med Δh . Vi ser af formelen, at trykændringen afhænger af temperaturen T i den pågældende højde. For at kunne anvende formelen, skal højdeændringerne derfor være så små, at vi kan regne temperaturen for konstant. I praksis kan vi her regne temperaturen for konstant, når højdeændringerne ikke er mere end nogle få hundrede meter.



Indsætter vi luftens molarmasse $M = 0,029 \text{ kg/mol}$, gaskonstanten $R = 8,31 \text{ J/mol} \cdot \text{K}$ og tyngdeaccelerationen $g = 9,82 \text{ N/kg}$, får vi

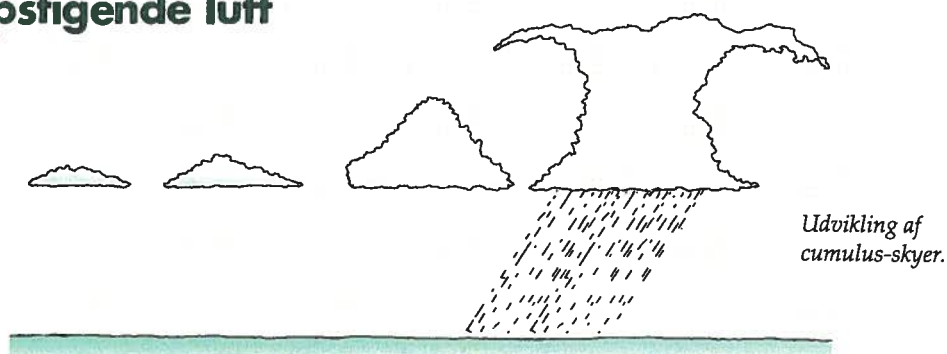
$$\frac{\Delta p}{p} = -3,34 \frac{\text{K}}{\text{m}} \cdot \frac{\Delta h}{T}$$

Som eksempel kan vi beregne trykvariationen nær jordoverfladen, hvor temperaturen er 288 K (15°C). Ved en højdeforøgelse på 100 m får vi

$$\frac{\Delta p}{p} = -3,34 \frac{\text{K}}{\text{m}} \cdot \frac{100 \text{ m}}{288 \text{ K}} = -0,012 = -1,2\%$$

Atmosfærens tryk aftager altså med ca. $1,2\%$ for hver 100 m højden øges.

Opstigende luft



Vi har set, at opstigende luft ved afkøling kan komme under mætningspunktet, så der dannes skyer og muligvis nedbør. Spørgsmålet er så: Hvordan bliver luften afkølet? Luft er en meget dårlig varmeleder, så den afkøling, der finder sted, kan ikke skyldes, at den opstigende luft afgiver varme til de koldere omgivelser. Det ville i så fald kræve meget lang tid.

Der er i stedet tale om, at den opstigende luft udvider sig. Ved denne udvidelse aftager luftens indre energi, og den afkøles. En sådan afkøling siges at være en *adiabatisk afkøling*. Der findes både *adiabatisk afkøling* og *adiabatisk opvarmning*. Et eksempel på *adiabatisk opvarmning* kender vi, når vi pumper cykel. Vi mærker, at ventilens temperatur stiger, uden at der er tilført varme. Temperaturstigningen skyldes, at luften i pumpen presses sammen.

Når en gas presses sammen eller udvider sig, siger vi, at der udføres et arbejde A på gassen. Dette arbejde kan være både positivt og negativt. Den indre energi af en gas kan derfor ændres både ved at tilføre den en varme Q og ved at udføre et arbejde A på den. Der gælder derfor

$$\Delta E_{\text{indre}} = Q + A.$$

Vi vil i kapitel 9 komme nærmere ind på dette.