

Denne fil er downloadet fra
Danmarks Tekniske Kulturarv
www.tekniskkulturarv.dk

Danmarks Tekniske Kulturarv drives af DTU Bibliotek og indeholder scannede bøger og fotografier fra bibliotekets historiske samling.

Rettigheder

Du kan læse mere om, hvordan du må bruge filen, på *www.tekniskkulturarv.dk/about*

Er du i tvivl om brug af værker, bøger, fotografier og tekster fra siden, er du velkommen til at sende en mail til *tekniskkulturarv@dtu.dk*

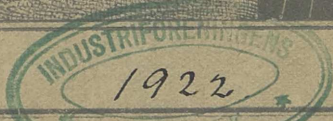
3.12
Mell

VOR JORDS ATMOSFÆRE

LIDT METEOROLOGI

AF

P. DAHLBERG



GYLDENDALSKE BOGHANDEL
M D C C C C X X I I

551 5

P. DAHLBERG: VOR JORDS ATMOSFÆRE

Industribiblioteket

Grp: ~~42~~ *Forfatter:* *Dahlberg, T.*

Titel: *Vor Jords Atmosfære.*

Bind: *Udgave:* *Trykkaar:* *1922.*

Industribiblioteket

5515.

5515

P

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

INDUSTRI BIBLIOTEK

42

VOR JORDS ATMOSFÆRE

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

UNIVERSITETSBIBLIOTEKET

VOR JORDS ATMOSFÆRE

LIDT METEOROLOGI

AF

P. DAHLBERG

GYLDENDALSKE BOGHANDEL-NORDISK
FORLAG - KJØBENHAVN - KRISTIANIA
LONDON - BERLIN - MDCCCXXII

1922

COPYRIGHT 1922 BY
GYLDENDALSKE BOGHANDEL, NORDISK FORLAG
COPENHAGEN

OPLAG 1250 EKSEMPLARER

GYLDENDALS FORLAGSTRYKKERI
KJØBENHAVN

FORORD

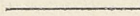
NÆRVÆRENDE lille Bog henvender sig til Læsere, der uden at sidde inde med særlige Forkundskaber ønsker at faa noget at vide om Meteorologien og dens Opgaver. I en kort Form har jeg søgt at gøre Rede for Atmosfærens Sammensætning, for Aarsagerne til Varme-, Vind- og Regnforhold samt disses indbyrdes Indgriben i hinanden. Jeg har herved samtidig faaet Lejlighed til at efterkomme et ofte udtalt Ønske af tidligere Elever indenfor Lærerstanden, som manglede Kendskab til fremmede Sprog, og som jeg derfor ikke kunde henvise til de Kilder, jeg i det væsentlige selv har benyttet, deriblandt især Hann: Lehrbuch der Meteorologie og sammes Handbuch der Klimatologie.

København i Juni 1922.

P. DAHLBERG

INDHOLD

	Side
Atmosfærens Bestanddele	7
Atmosfærens Højde	9
Varmeforhold	9
Atmosfærens Varmekilder	9
Det solare eller matematiske Klima	10
Det fysiske eller reale Klima	17
Middel- og Normaltemperaturer	22
Den daglige og aarlige Temperaturgang	23
Den horizontale Varmefordeling	26
Vanddamp og Nedslag	29
Fordampning	29
Dampmængde	30
Nedslagets Dannelse og Former	32
Nedslagets Størrelse	38
Nedslagets Fordeling	39
Luftryk og Vindforhold	41
Luftens Tryk	41
Barometrisk Højdemåling	44
Luftrykkets daglige og aarlige Gang	46
Luftrykkets horizontale Fordeling	46
Luftens Bevægelse	47
Det atmosfæriske Kredsløb	58
Vejret. Barometriske Minima og Maxima	60



Meteorologien er Læren om Atmosfærens Tilstand; dens Opgave er at finde Aarsagen til og Lovene for de Forandringer, der foregaar i denne. Navnet Meteorologi kommer af de græske Ord *Logos*, Lære, og *Ta meteora*, det, der er over Jorden, Atmosfære af *Atmos*, Damp, og *Sfæra*, Kreds.

ATMOSFÆRENS BESTANDDELE.

Atmosfæren bestaar ved Jordoverfladen hovedsagelig af en uforanderlig Mængde Kvælstof og Ilt samt en med Tid og Sted vekslende Mængde Vanddamp.

Den tørre Atmosfære er en mekanisk Blanding af

1) omtr. 79 Rumprocent Kvælstof (Vægtfylde 14), hvoraf dog ca. 1 pCt. i den nyere Tid har vist sig at være en med rent Kvælstof nær beslægtet, men noget tungere Luftart Argon ($V = 20$).

2) Omtr. 21 pCt. Ilt ($V = 16$), der indeholder Ozon, en modificeret Form af Ilt, der blandt andet skiller sig fra almindelig Ilt ved sin Lugt og større Iltningsevne (aktiv Ilt). Nye Undersøgelser tyder paa, at Ozon dannes af Ilt i højere Luftlag ved Solens ultraviolette Straaler og bringes til Jorden ved Luftstrømning og Regn.

3) Omkring 0.03 pCt. Kulsyre ($V = 22$), noget mere om Natten end om Dagen og i Byer end paa Landet.

4) I den nyeste Tid har man desuden fundet ubetydelige Spor af flere andre Luftarter (Helium, Neon, Krypton, Xenon) i Atmosfæren samt meget smaa Mængder af Ammoniak og forskellige Syrer. Af større Betydning er dog de faste Stoffer, som svæver i Atmosfæren, dels Organismer (Bakterier), dels uhyre Mængder af overordentlig fine Støvpartikler, saavel hidrørende fra Jorden (vulkansk Aske) som af kosmisk Oprindelse. I Forening med Vandpartikler faar disse Støvmasser Indflydelse paa Luftens Klarhed og Himmelens Farve.

De forskellige Luftarter aftager ikke lige hurtig i Tæthed opad, men i Forhold til deres Vægt, saaledes at de tunge aftager hurtigere end de lette. Atmosfærens Sammensætning maa derfor ændre sig med Højden, saaledes at de lette Luftarter mere og mere faar Overhaand over de tungere. I 50 km's Højde vil efter Beregning al Kul-syre være forsvunden og Kvælstof udgøre ca. 90 pCt. af Luftmassen.

Vanddampene i Atmosfæren fremkommer ved Fordampning af Vandet paa Jordoverfladen og udbredes ved Diffusion og Luftens Bevægelse. Da Fordampningen afhænger af Temperaturen, kan Dampmængden ikke være ens overalt og til enhver Tid; den udgør i det højeste ca. 4 Rumprocent af Atmosfæren. Da Vanddamp kun vejer $\frac{5}{8}$ af tør Luft, er fugtig Luft under ens Tryk lettere end tør Luft. Forskellen er dog ikke stor, da Vanddampens Mængde altid er ringe, selv i dampmættet Luft. En Kubikmeter dampmættet Luft ved 0° C. (Vægt 1290 gram) er saaledes kun 3 gram lettere end samme Kvantum tør Luft ved samme Temperatur, medens en Temperaturforhøjelse paa kun 1° gør samme Masse tør Luft 4—5 gram lettere. Da Vanddamp virker fortyndende i Atmosfærens Luftarter — ligesom Mælk i Kaffe —, indaander man mere Ilt i tør Luft end i fugtig Luft. I Madras fugtig Klima skal et Menneske i en Maaned indaande 81 kg Ilt, i det tørre Barnaul i en Vintermaanend derimod omtr. 99 kg.

ATMOSFÆRENS HØJDE.

Luften aftager uafbrudt i Tæthed opad. Hvis man derfor overhovedet kan tale om en Grænse for Atmosfæren, maa den ligge der, hvor den med Højden aftagende Tiltrækningskraft er lige saa stor som den opad voksende Centrifugalkraft, der skyldes Jordens Omdrejning. Dette skal efter Beregning finde Sted i en Højde af 5.6 Jordradier (ca. 36000 km) ved Ækvator.

Allerede i en Højde af 5 km (Toppen af Mt. Blanc) er Atmosfærens Tryk kun halv saa stort som ved Havet og i 50 km's Højde anslaaes det kun til omtr. $\frac{1}{10}$ mm. Da man kan se Lysningen paa Nathimmelen, indtil Solen er gaet ca. 16° ned under Horizonen, maa Atmosfæren dog endnu i indtil 65 km's Højde være saa tæt, at den kan tilbagekaste Lys, og at der findes en kendelig Atmosfære i endnu større Højder fremgaar af Fænomener som Stjernes kud og Polarlys. Stjernes kud \circ : Meteor, der først tændes, naar de træder ind i Atmosfæren, har man iagttaget i Højder paa 200—300 km, og Nordlys skal kunne vise sig i omtrent samme Højde over Jorden. Selv et Luftlag paa 300 km er dog ringe i Forhold til Jordens Størrelse; det svarer til omtrent 12 mm paa en Kugle, hvis Gennemsnit er $\frac{1}{2}$ Meter.

VARMEFORHOLD.

Varmens Kilder. Som Kilde til Jordoverfladens og Luftens Varme spiller den indre Jordvarme saa ringe en Rolle, at Temperaturen paa Jordoverfladen uden denne kun vilde synke en lille Brøkdæl af en Grad. En Virkning af Maanens Straaler har man kun lige kunnet spore ($\frac{1}{60000}^{\circ}$), og Fiksstjernerne og Planeterne er saa langt borte, at man selv med de fine-

ste Instrumenter ikke har kunnet paavise nogensomhelst Varmevirkning fra disse. Solen er derfor saa godt som udelukkende Kilden til Jordoverfladens og Atmosfærens Varme.

Varmevirkningen af Solstraalerne, Insolationen, kan man ved Nutidens fine Instrumenter (Actinometre) temmelig nøjagtig angive i Kalorier, hvorved forstaas den Varme, der gaar med til at opvarme 1 gram Vand 1° C. Den er mindre ved Jordoverfladen end oven over Atmosfæren, fordi Solstraalerne delvis absorberes og tilbagekastes paa deres Vej gennem Luften. Ved samtidig at maale Insolationen paa et højt Bjærg og ved Foden af samme har man søgt at beregne Insolationens Styrke udenfor Atmosfæren. Den Varme, som en Kvadratcentimeter her modtager ved direkte Bestraaling i 1 Minut kaldes „Solkonstanten“ og anslaaes til ca. 3 Gramkalorier. En saadan Varmetilførsel vilde jævnt fordelt paa hele Jordoverfladen i et Aar kunne smelte et Islag paa ca. 45 Meters Tykkelse.

Det solare eller matematiske Klima.

Et Steds Klima er først og fremmest betinget af dets Varmeforhold. For saa vidt disse kun afhænger af den Insolation (Straalemængde), som tilkommer Stedet efter dets geografiske Bredde — og som derfor kan beregnes — kaldes Klimaet solart eller matematisk. Det er det Klima, som vilde herske paa Jorden, hvis dennes Overflade var ganske jævn og ensartet.

Den Varmemængde, som et Sted modtager ved Bestraaling, maa undergaa periodiske Forandringer, fordi den afhænger af 1) Afstanden fra Varmekilden, Solen, 2) den Retning, hvori Solstraalerne træffer Stedet og 3) den Tid, hvori Bestraalingen finder Sted.

1) Jordens Afstand fra Solen er forskellig i Aarets Løb, fordi Jorden ikke bevæger sig i en Cirkel, men i en Ellipse, hvis ene Brændpunkt er Solen. Jorden er nærmere ved Solen d. 21. Decbr. end den 21. Juni, nærmest den 2. Jan. (Perihel), fjærnest den 2. Juli (Aphel). Da Insolationens Intensitet for-

holder sig omvendt som Kvadratet af Afstanden eller direkte som den Vinkel, hvorunder Solens Radius ses fra Jorden, bliver den større i vort Vinterhalvaar end i vort Sommerhalvaar. Ved Midvinter eller naar Jorden er Solen nærmest (i Perihel) er Insolationen omtrent $\frac{1}{15}$ større end ved Midsommer, naar Jorden er Solen fjærnest (i Aphel).

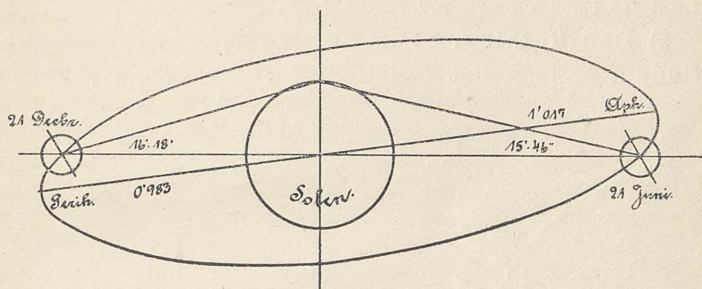


Fig. 1.

Sætter man Jordens Middelf afstand fra Solen = 1, bliver dens Afstand fra Solen i Perihel 0.983, i Aphel 1.017 (se Fig. 1). Insolationen i Perihel forholder sig da til Insolationen i Aphel som 1.017^2 til 0.983^2 eller omtrent som 107 til 100; Forskellen bliver altsaa omtr. $\frac{7}{100}$ el. $\frac{1}{15}$. Da den Vinkel, hvorunder man ser Solens Radius d. 21. Decbr. er $16' 18'' = 978''$, den 21. Juni $15' 46'' = 946''$, forholder Insolationen d. 21. Decbr. sig til Insolationen d. 21. Juni som 978^2 til 946^2 eller ligeledes omtr. som 107 til 100.

Sætter man den Straalemængde, som Ækvator faar paa en Jævnøgnsdag = 1000, vil Nordpolen paa en Midsommerdag (21. Juni) faa 1203 Straaleenheder, men Sydpolen paa en Midsommerdag (21. Decbr.) omtrent $\frac{1}{15}$ flere eller 1286. At Insolationen virkelig er særlig stærk om Sommeren paa den sydlige Halvkugle, skal kunne føles i Australien, naar man fra Skyggen træder ud i Solskinnet. Paa den anden Side er Udstraalingen om Vinteren større paa den sydlige Halvkugle

end paa den nordlige, fordi den sydlige Halvkugles Vinter er næsten 8 Dage længere end den nordliges, og Forskellen mellem Aarstiderne bliver derfor større paa den første end paa den sidste. Under samme Bredde faar dog begge Halvkugler lige meget Varme i hele Aarets Løb, idet Forskellen i Insolationen nøjagtig udjævnes ved Aarstidernes forskellige Længde nord og syd for Ækvator.

2) Den Retning, hvori Solstraalerne møder Overfladen, er forskellig, fordi Solens Højde over Horizonten

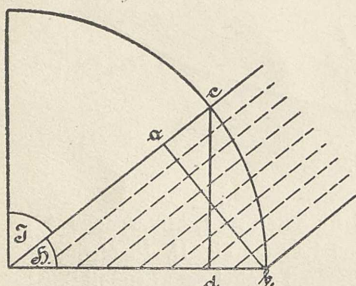


Fig. 2.

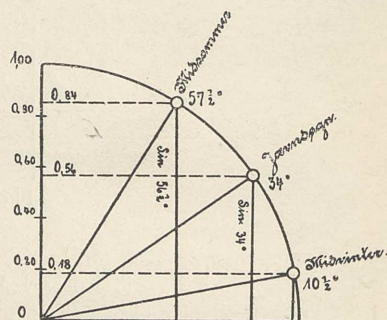


Fig. 3.

er forskellig til forskellig Tid og paa forskelligt Sted. Jo stejlere Straalerne falder eller jo mindre Indfaldsvinkelen er (J paa Fig. 2), desto større bliver Tykkelsen af Straalebundtet og dermed Insolationen paa en Flade. Da Straalebundtets Tykkelse er det samme som sinus til Solens Højde ($ab = cd = \sin. H$) forholder Insolationen sig altsaa som sinus til Solhøjden. I Fig. 3 er der givet en grafisk Fremstilling af Insolationen i København (omtr. 56° nordl. Br.), hvor Solen om Middagen ved Jævndøgn staar 34° over Horizonten, ved Midsommer $23\frac{1}{2}^{\circ}$ højere, ved Midvinter $23\frac{1}{2}^{\circ}$ lavere. Paa den lodrette Sidelinie kan man aflæse Størrelsen

af sinus til de angivne Solhøjder¹⁾ og dermed Insolationens Styrke i Forhold til hvad den vilde være, naar den ved lodret Bestraaling sættes = 1. Ved Midsommer er den 0.84 eller lidt over $\frac{4}{5}$, ved Jævndøgn 0.56 eller omtr. $\frac{1}{2}$, ved Midvinter 0.18 eller henv. $\frac{1}{5}$ af hvad den vilde være ved lodret Bestraaling. Insolationen i København er altsaa ved Middag den 21. Marts omtrent halv saa stor som ved Ækvator paa samme Tid, og ved Midsommer er den 4—5 Gange saa stor som ved Midvinter.

3) Insolationens Varighed er forskellig, fordi Dagens Længde er forskellig til forskellig Tid og paa forskellige Steder. Insolationens Størrelse vokser med Dagens Længde og kan bestemmes som Summen af sinus til Solhøjderne mellem Morgen og Aften.

Dagens Insolation paa forskellige Bredder.

Ved Jævndøgn, da Dag og Nat er lige lang overalt paa Jorden, bliver den daglige Insolation alene afhængig af Solhøjden og ændrer sig med Bredden direkte som sinus til Solens Højde om Middagen eller som cosinus til Stedets Bredde, der er Komplement til Solhøjden. Ved Ækvator, hvor Solhøjden om Middagen ved Jævndøgn er 90° , er Insolationen $\sin. 90$ eller $\cos 0^\circ = 1$, ved 10° n. Br. $\sin. 80^\circ$ eller 0.98, og ved 60° n Br. $\sin. 30^\circ$ eller 0.5, altsaa halv saa stor som ved Ækvator.

Udenfor Jævndøgn bliver Forholdet mere indviklet, idet Dagens forskellige Længde paa de forskellige Bredder spiller ind med. Den mod Polerne voksende Længde af Dagen faar

1) $\sin. 90^\circ = 1$	$= \cos 0^\circ$	$\sin. 40^\circ = 0.64$	$= \cos 50^\circ$
80°	0.98	10°	30° 0.50
70°	0.94	20°	20° 0.34
60°	0.87	30°	10° 0.17
50°	0.77	40°	0° 0
			90°

til en Begyndelse større Betydning end den aftagende Solhøjde, saaledes at Dagens Insolation ved Solhverv (21. Juni) vokser fra Vendekredsen til omtr. 42° n. Br. (Mellemitalien); derpaa aftager den lidt til omtr. 62° n. Br. (Mellemsverig) for saa atter at stige og naa sit Maximum ved Polen. Sætter man Insolationen paa en Jævnøgnsdag ved Ækvator = 1000, bliver den paa en Midsommerdag ved Nordpolen = 1203, ved Sydpolen 1286. Nordpolen faar altsaa den 21. Juni 20 pCt. mere Insolation end Ækvator den 21. Marts, idet den lange Dag ved Polen (24 Timer) mere end opvejer den ringe Solhøjde ($23\frac{1}{2}^{\circ}$).

Aarets Insolation paa forskellige Bredder

er meget vanskeligere at beregne end Dagens. Størrelsen angives i Termaldage, enten middel Ækvatordage, hvoraf der gaar $365\frac{1}{4}$ paa et Aar eller Jævnøgnsdage ved Ækvator, hvoraf der kun kommer 350 paa et Aar, fordi Insolationen paa en Jævnøgnsdag ved Ækvator er noget større end Gennemsnittet af alle Aarets Dage. Ad indirekte Vej har man da fundet følgende Værdier for den aarlige Insolation med sidst nævnte Termaldag som Enhed:

	ved Ækv.	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Termald...	350.3	345.5	331.2	307.9	276.8	239.8	199.2	166.2	150.2	145.4

Insolationen ændrer sig herefter mest mellem 50 og 60 Bredde og forholder sig ved Polen og ved Ækvator som 145 til 350 eller omtr. som 5 til 12. I Fig. 4 er givet en grafisk Fremstilling af Insolationen under forskellige Bredder for et helt Aar (til Venstre i Figuren) og et Sommerhalvaar (til Højre). Polen faar altsaa i et Aar omtr. 40 pCt. af Insolationen ved Ækvator i samme Tid eller omtrent lige saa meget som Ækvator faar paa 150 Jævnøgnsdage, og i Sommerhalvaaret endogsaa kun $\frac{1}{5}$ mindre end Ækvator. Forholdet er ens for

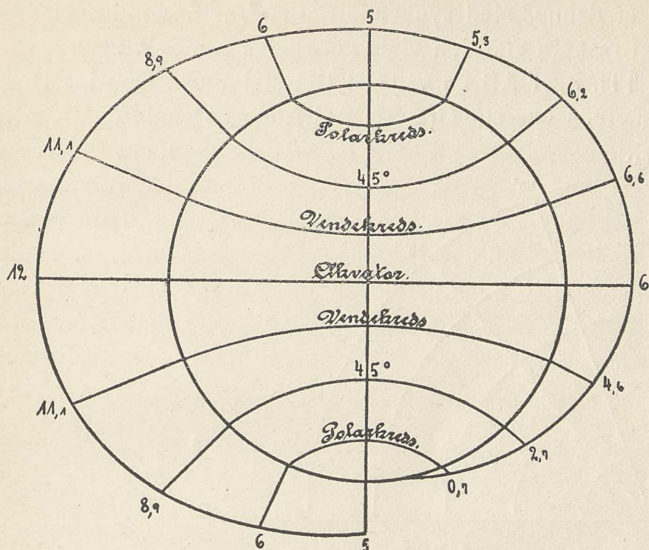


Fig. 4.

samme Bredder paa begge Halvkugler, fordi Virkningen af Forskellen i Solafstanden udjævnes ved den forskellige Længde af Aarstiderne.

Atmosfærens Indflydelse paa Insolationen.

Ved de ovenfor anførte Beregninger er der helt set bort fra det Varmetab, som Straalerne lider, ved at de delvis op-suges (absorberes) og spredes paa deres Vej gennem Atmosfæren. Jo lavere Solen staar over Horizonten, desto længere Vej maa Straalerne tilbagelægge gennem Atmosfæren, og desto mere Varme gaar tabt for Jordoverfladen ved Absorption og Reflektion. Solhøjden faar altsaa Betydning ikke blot ved at Indfaldsvinklen og dermed Straalebundtets Tykkelse, men ogsaa Straalernes Vejlængde gennem Atmosfæren afhæn-

ger af denne. Med synkende Sol aftager derfor Insolationen langt raskere end den vilde gøre uden Atmosfæren.

I Fig. 5 er AB en vandret Del af Jordoverfladen, CD Atmosfærens øverste Grænse, AC Atmosfærens Højde og Ra-

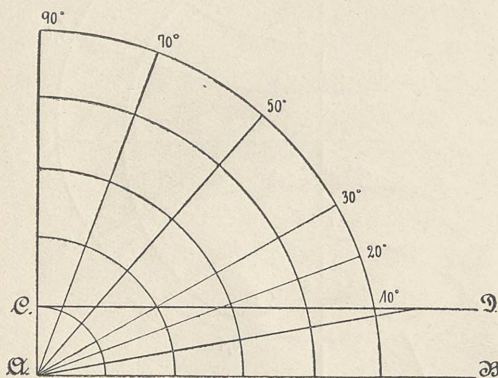


Fig. 5.

dierne Solstraa-
ler, der rammer
Jordoverfladen
under forskellige
Vinkler. Naar
Solen er 90°
over Horizonten
er Straalernes
Vej gennem At-
mosfæren AC,
men ved 30° Sol-
højde er den 2
Gange saa stor,

ved 20° Solhøjde henved 3 Gange, ved 10° Solhøjde omtrent $5\frac{1}{5}$ Gange saa stor som ved lodret Bestraaling.

Den Varmemængde, der naar Jorden, er

ved Solhøjder paa ...	90°	70°	50°	30°	20°	10°
i pCt. omtrent.....	75	$73\frac{1}{2}$	69	56	43	20

Jordoverfladen faar altsaa kun 75 pCt. el. $\frac{3}{4}$ af den Varme, som den vilde faa ved lodret Bestraaling, og naar Solen er 30° over Horizonten kun 56 pCt. eller lidt over Halvdelen af Insolationen oven over Atmosfæren. Af Lysstraalet passerer lidt flere (ved lodret Bestraaling over 81 pCt.), af kemisk virkende lidt færre (ca. 44 pCt.). Naar Lyset derfor ved Solnedgang endnu er stærkt nok til at kaste Skygger, har Solstraalet allerede tabt deres varmende Evne og endnu tidligere deres kemiske, f. Eks. Evnen til at blege.

Dagens Insolation bliver altsaa paa Grund af Atmosfæren betydelig ringere end efter Beregningen foran. Ved Nordpolen, hvor Solen den 21. Juni hele Dagen staar omtr. $23\frac{1}{2}^{\circ}$ over Horizonten, naar kun omtr. Halvdelen af Varmestraalerne gennem Atmosfæren og selv ved Ækvator paa en Jævndøgnsdag næppe mere end 57 pCt. Aarets Insolation nedsættes endnu mere. Ækvator faar i Aarets Løb næppe mere end Halvdelen, Polen kun $\frac{1}{5}$ af den Bestraaling, som disse Steder vilde faa uden Atmosfæren.

En Del af den Solvarme, som Jordoverfladen gaar glip af paa Grund af Atmosfærens Absorption, erstattes dog ved Udstråling fra selve Atmosfæren, som med sine Vand- og Støvpartikler reflekterer Lys- og Varmestraaler til Jorden og saaledes bliver en Varmekilde for denne. Denne „diffuse Stråling“ faar navnlig Betydning, naar Solen staar lavt og Atmosfærens Absorption derfor er stor, altsaa ved Morgen og Aften, om Vinteren og under høje Bredder. Kan man gaa ud fra, at Himmels Varmeudstråling er lige saa stor som dens Lysudstråling, anslaaes Virkningen ved 30° Solhøjde til omtr. det halve af den direkte Insolation og vil under høje Bredder endogsaa kunne overgaa denne.

Det fysiske eller reale Klima

er en Modifikation af det solare Klima som Følge af Jordoverfladens uensartede Beskaffenhed, navnlig de uensartede Højdeforhold og den ulige Fordeling af Land og Hav.

Højdens Indflydelse paa Varmeforholdene.

Varmen aftager med Højden, ikke blot fordi de laveste og tætteste Luftlag absorberer flere Straaler end de højere, men endnu mere fordi Luften hovedsagelig faar sin Varme fra den

af Solstraalerne opvarmede Jordoverflade. Dette sker ved Udstraaling og inde over Fastlandet tillige ved Strømning. Den om Dagen ved Berøring med Jorden opvarmede og derfor lette Luft stiger til Vejrs, medens koldere Luftdele synker ned og indtager den opstigende Lufts Plads for derpaa at opvarmes. Der opstaar saaledes en op og nedad gaaende Bevægelse, hvorved Varmen forplantes opefter. En Del af den medførte Varme gaar dog tabt, ved at den opstigende Luft blandes med den koldere foroven og samtidig udvider sig; ved at stige 100 m taber den i tør Tilstand 1° i Varme. Jo større Forskellen er mellem Temperaturen foroven og forneden, desto højere naar Bevægelsen og dermed Luftblandingen; den ophører der, hvor der hersker en Temperatur, som svarer til Luftens Afkøling som Følge af Udvidelsen. Om Natten, naar Insolationen er ophørt, afkøles Jorden ved Udstraaling, og den op og nedad-gaaende Bevægelse standser. De laveste Luftlag afkøles nu ved at udstraale Varme til Jorden, undertiden i saa høj Grad, at Temperaturen endogsaa kan tiltage opefter. Det sidste er navnlig Tilfældet paa store aabne Sletter i klare Nætter saa vel som i Bjærgegne, hvor den kolde Luft paa Grund af sin Tyngde lejrer sig i Dale og Sænkninger, som derved faar et koldere Klima end de højere liggende Bjærgskraaninger.

I fri Atmosfære vil tør Luft aftage 1° i Temperatur for hver 100 m Stigning, Luft mættet med Vanddamp derimod kun $\frac{1}{2}^{\circ}$, fordi der frigøres Varme ved Fortætning af Vanddampene. Varmens Aftagen med Højden ligger altsaa mellem $\frac{1}{2}^{\circ}$ og 1° for hver 100 m. Hvor meget Varmen aftager i forskellige Højder fremgaar af nedenstaaende Gennemsnitsværdier, indvundne ved en Mængde Ballonopstigninger i Mellem-europa. For Højder paa over en halv Snes Kilometre er Observationerne gjorte ved Balloner med selvregistrerende

Instrumenter, der har naaet Højder paa over en Snes Kilo-
metre.

Højde i km	0	1	2	3	4	5	6	7
Temp.s Aftagen	6°	5°	5°	5°	6°	7°	7°	
Højde i km	7	8	9	10	11	12	13	14
Temp.s Aftagen	7°	7°	6°	4°	1°	÷1°	0°	

Man ser heraf, at Temperaturen i de lave og fugtige Luftlag aftager langsomt, i de højere og paa Vanddampe fattigere Lag først hurtigere end nedenfor, men derpaa langsommere og langsommere, indtil den bliver konstant eller endogsaa tiltager lidt, inden den i endnu større Højder igen aftager. Man kender endnu ikke Aarsagen til det forholdsvis varme Luftlag, der danner Grænsen mellem den nedre saakaldte Troposfære og højere Stratosfære, men man ved, at det ligger højere ved Ækvator (ca. 15 km) end i Mellemeuropa (ca. 10 km) og at Højden veksler med de lokale Luftrykforhold. Som Følge af disse kan Temperaturen ogsaa være meget forskellig i samme Højde paa nærved hinanden liggende Steder. I store Højder ligger den i Almindelighed mellem ÷ 50 og ÷ 70°; de laveste Temperaturer, der er observeret, nemlig ca. ÷ 86°, har man dog truffet i Højder paa 15 og 10 km.

I Bjærgegne bliver Bjærgenes Masser en Kilde til Varme for den omgivende Luft. Temperaturen aftager derfor her langsommere end i fri Atmosfære og ens i alle Højder under ligelige Forhold, det vil sige, naar man sammenligner Dal med Dal eller Skrænt med Skrænt. Ligesom i den fri Atmosfære tager Temperaturen hurtigere af opefter om Dagen end om Natten, om Sommeren end om Vinteren; gennemsnitlig for hele Aaret aftager den omtrent 0.6° p. 100 m eller 1° p. 170 m saavel mellem Troperne som i de tempererede Zoner. Fra

Polarklimaet skiller Bjærgklimaet sig dog ved den større Insolation og højere Jordvarme saa vel som ved den mindre Forskel mellem Aarstiderne. Mt. Rosa (3333 m) og Umanak i Grønland har saaledes omtrent samme Aarsvarme (ca. $\div 7^{\circ}$), men paa det første Sted er koldeste og varmeste Maanedes Middel henholdsvis ca. $\div 14^{\circ}$ og $+ 2^{\circ}$, i Umanak ca. $\div 21^{\circ}$ og $+ 7^{\circ}$.

Paa Højsletter aftager Temperaturen gennemsnitlig kun 0.4° à 0.5° p. 100 m eller 1° p. 250 à 200 m, fordi Massernes Varmeevne her er større end de isolerede Bjærgtoppes. Til Trods for den overordentlig stærke Insolation, der skyldes den tynde og tørre Luft, er Højsletterne altsaa alligevel betydelig koldere end de lavere Egne; det kommer af, at ogsaa Udstraalingen paa Højsletterne er meget stor og større end i Lavegnene, hvor den tætte Atmosfære ligesom Glastaget i et Drivhus hindrer Varmedudstraalingen om Natten og derved forhøjer Temperaturen.

Hav og Lands Indflydelse paa Varmeforholdene.

Hvis Jordoverfladen kun bestod af Hav eller kun af jævnt Land, vilde Varmen være ens for alle Steder under samme Bredde. En saadan Ensartethed kan ikke finde Sted, hvor Hav og Land veksler, fordi Vand og faste Masser forholder sig forskellig baade med Hensyn til Opvarmning og Afkøling.

Vand opvarmes ikke saa let som Jordmasser, fordi dets Varmefylde er større end disses; der fordres omtrent dobbelt saa meget Varme for at opvarme en Vandmasse lige saa meget som en lige saa stor Masse Land. Desuden gaar en stor Del Varme tabt ved Fordampning og ved at Straalerne trænger ned i Vandet, medens Landmasserne direkte kun opvarmes i Overfladen, hvorfra Varmen kun langsomt ved Ledning

trænger ned i dybere Lag. Om Natten og om Vinteren, naar Udstraalingen er overvejende, afkøles Vandet til Gengæld langsommere end Landet, ikke blot paa Grund af dets større Varmefylde, men ogsaa fordi de ved Udstraaling afkølede Vanddele synker og erstattes af opstigende varmere. Desuden absorberer den fugtige Luft over Havene i høj Grad den fra Vandet udstraalede Varme, medens den tørre Luft over Landet lader Jordvarmen næsten uhindret strømme ud i Verdensrummet. Temperaturen over Havene bliver derfor om Dagen og om Sommeren lavere, om Natten og om Vinteren højere end over Landene (Havklima, Fastlandsklima).

Ved Temperaturiagttagelser i Europa har man godtgjort, at klart Vejr om Vinteren sætter Temperaturen langt mere ned under Normalen end Graavejr paa samme Aarstid hæver den over samme; om Sommeren derimod hæver klart Vejr Temperaturen, ikke saa meget som Graavejr sætter den ned. Gennemsnitlig for hele Aaret sætter derfor klart Vejr Temperaturen mere ned end Graavejr sætter den op, og under højere Bredder faar Fastlandene med deres overvejende klare Luft derfor et koldere Klima end Havene, hvor skyet Luft er det almindelige. Under lavere Bredder, hvor der saa at sige altid er Sommer, bliver Forholdet som under højere Bredder ved Sommertid; paa denne Aarstid sætter skyet Luft Temperaturen mere ned end klar Luft hæver den, og under lavere Bredder bliver derfor Fastlandene varmere end Havene.

Hvis Jordoverfladen var lutter Land, vilde Temperaturen som Følge af ovenstaaende blive lavere (betegnet ved \div i Fig. 6) under høje Bredder, højere ($+$ i Fig. 6) under de lave Bredder; hvis den var lutter Hav, vilde det omvendte

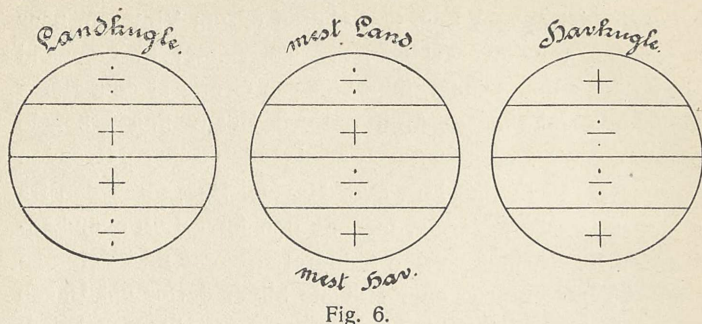


Fig. 6.

være Tilfældet. Da nu den nordlige Halvkugle overvejende er Land, den sydlige overvejende Hav, forholder den første sig nærmest som en Landkugle, den sidste som en Havkugle; under højere Bredder bliver der derfor koldere paa den nordlige Halvkugle end paa den sydlige, under lave Bredder om vendt.

Middeltemperaturer.

Foruden Højden og Fordelingen af Hav og Land er der en Mængde andre Forhold, som modificerer det solare Klima, i Særdeleshed Vindforhold, Havstrømme og Terrænforhold. Man faar derfor kun en rigtig Forestilling om et Steds virkelige Varmeforhold ved at foretage Temperaturmaalinger, der først og fremmest gaar ud paa at bestemme Middeltemperaturen for Dag, Maaned og Aar paa Stedet.

Dagens Middeltemperatur

er Middeltallet af saa mange som mulig i Dagens Løb og med lige store Tidsmellemrum iagttagne Temperaturer. Gennemsnittet af Temperaturerne for hver Time i Døgnet giver samme Middeltal, som faas ved Hjælp af selvregistrerende Instrumenter (Termografer). En næsten lige saa nøjagtig Værdi kan

dog ogsaa naas ved Middeltallet af færre Observationer paa forskellige Tider af Dagen, f. Eks. ved at observere Kl. 6, 2, 10, Kl. 7, 2, 9, Kl. 8, 8 og flere andre Tider. Ved at benytte Middeltallet af højeste og laveste Temperatur faar man altid henved $\frac{1}{2}^0$ for høj Temperatur for Dagens Mittel.

Maanedens Mitteltemperatur

er Gennemsnittet af Dagens Mittel, men kan ogsaa bestemmes ved Mitteltemperaturen for et bestemt Klokkeslet, naar man kender dennes Afvigelse fra Dagens Mittel.

Aarets Mitteltemperatur

er Gennemsnittet af de 12 Maaneders Mitteltemperaturer.

Normaltemperaturer

er Gennemsnitsværdier af Mitteltemperaturerne for en Dag, Maaned eller Aar i en længere Aarrække. De største Afvigelser fra disse, Maximum og Minimum, er Udtryk for den absolute Foranderlighed, Gennemsnittet af Maxima og Minima i de forskellige Aar for Mittel-Foranderligheden.

Den daglige Temperaturgang

er Udtryk for den daglige Skiften mellem den overvejende Insolation om Dagen og Udstraalingen om Natten. Den laveste Temperatur indtræder overalt og til alle Tider ved Solopgang, naar Udstraalingen hører op med at være eneherkende, og Insolationen begynder at gøre sig gældende. Temperaturen stiger derpaa med den voksende Solhøjde, men naar dog først sin højeste Stand 1 à 2 Timer efter Middag — ved Kysterne dog lidt tidligere — fordi Varmetilførselen endnu i nogen Tid efter Solens Kulmination har Overvægt over Udstraalingen.

Forskellen mellem den højeste og laveste Temperatur (Maximum og Minimum) kaldes Amplituden. Dens Størrelse afhænger hovedsagelig af Aarstiden, Stedets Bredde, dets Afstand fra Havet, dets Højde og Skytilstanden.

1) Amplituden er større om Sommeren end om Vinteren, fordi den store Solhøjde og Dagens Længde om Sommeren giver Anledning til en betydelig Insolation, medens den korte Vinterdag med sin ringe Solhøjde ikke formaar at hæve Dagtemperaturen ret meget over Nattertemperaturen. I Bergen er den i Juli gennemsnitlig lidt over 5° , i Januar kun 1° .

2) Den aftager i Almindelighed fra Ækvator hen imod Polerne, hvor den tilsidst helt forsvinder, fordi Solen her i Vinterhalvaaret hele Døgnet er under Horizonten og i Sommerhalvaaret hele Døgnet igennem staar omtrent lige højt over Horizonten.

3) Den tiltager med Afstanden fra Havet, fordi Landet som ovenfor sagt baade opvarmes og afkøles stærkere end Vandet. I Bergen er den saaledes i Juli kun ca. 5° , men i Christiania omtr. 8° og i Barnaul over 11° ; i Fastlandenes tørre Ørken- og Steppeegne kan den endog stige til ca. 30° .

4) I højtliggende Daldrag og Sænkninger er den vel større end i Lavlandet, men paa Bjæragskraaninger og Bjærgtoppe, hvor baade Insolation og Udstraaling er ringe, aftager den med Højden. I Zürich (480 m) var den saaledes i September henvend 12° , men paa Faulhorn (2680 m) knap 5° .

5) Jo mere skyet Himmelen er, desto ringere er Amplituden, fordi Skymasser hemmer baade Insolation og Udstraaling. I Grenwich er den gennemsnitlig paa helt klare Dage i Januar og Juli henholdsvis 4.3° og 14.1° , men paa helt skyede Dage kun 1.4° og 4.1° .

Den aarlige Temperaturgang

er Udtryk for Kampen mellem Insolationen og Udstraalingen i Aarets Løb. Den fremgaar af Maanedernes Middeltemperaturer eller af Middeltemperaturerne for kortere Perioder (Dekader, Pentader). I Sommerhalvaaret, naar baade Solhøjden og Dagens Længde er størst, er Insolationen overvejende, i Vinterhalvaaret Udstraalingen. Den højeste og laveste Temperatur falder dog ikke ganske sammen med Solhvervstiderne, men indtræffer først noget efter disse, fordi baade Insolation og Udstraaling bevarer Overmagten endnu i nogen Tid efter højeste og laveste Solstand. Paa den nordlige Halvkugle er derfor under højere Bredder Juli eller August den varmeste Maaned, Januar eller Februar den koldeste, paa den sydlige Halvkugle omvendt. Mellem Vendekredsene, hvor Solen to Gange om Aaret kommer i Zenith, danner den aarlige Temperaturgang en dobbel Bølge med 2 Maxima og Minima, men Forskellen mellem disse er ringe og udviskes ofte ved Regnforhold og andre klimatiske Faktorer.

Forskellen mellem den varmeste og den koldeste Maanedes Middeltemperatur, den aarlige Amplitude, er ligesom den daglige Amplitude afhængig af Stedets Bredde, dets Afstand fra Havet og dets Højde.

	Hav	varmeste Maaned	koldeste Maaned
ca. 62 n. Br.	Thorshavn	+ 10.8 ^o	+ 3.2 ^o
” 50 ”	Scilly Øerne	+ 16.2 ^o	+ 7.0 ^o
” 33 ”	Bermuda	+ 26.7 ^o	+ 16.5 ^o
” 21 ”	Honolulu	+ 25.8 ^o	+ 21.1 ^o
” 6 s. Br.	Batavia.....	+ 26.4 ^o	+ 25.8 ^o
		+ 26.4 ^o	+ 25.7 ^o

	Land	varmeste Maaned	koldeste Maaned
ca. 62 n. Br.	Jakutsk.....	+ 18.8 ^o	÷ 42.9 ^o
” 50 ”	Kiachta	+ 19.1 ^o	÷ 26.6 ^o
” 33 ”	Bagdad	+ 33.8 ^o	+ 10.5 ^o
” 21 ”	Wadi Halfa.....	+ 34.1 ^o	+ 16.8 ^o
” 6 s. Br.	Indre Afrika.....	+ 29.6 ^o	+ 24.8 ^o
		+ 25.6 ^o	+ 22.7 ^o

1) Som det fremgaar af ovenstaaende er den aarlige Amplitude ringe ved Ækvator, men vokser hen imod Polerne paa Grund af den tiltagende Forskel paa Solhøjde og Dagens Længde i Aarets Løb.

2) Den tiltager med Afstanden fra Havet som Følge af Lands og Vands forskellige Opvarmningsevne.

3) Den aftager med Højden, mere i Bjærgegne end paa Højsletter, hvor en større Insolation og Udstraaing finder Sted. Medens i Genf (40 m) den koldeste og varmeste Maaned henholdsvis er ÷ 0.1^o og + 19.2^o, Differens altsaa 19.3^o, er de tilsvarende Maanedstemperaturer paa St. St. Bernhard (2480 m) ÷ 8.5^o og + 6.7^o, Differens 15.2^o. Den højeste og laveste maanedlige Middeltemperatur, som kendes, er + 36^o og ÷ 49^o (Sibirien); de højeste og de laveste Temperaturer, man overhovedet har observeret, er lidt over + 50^o (Algier, Sind) og ÷ 70^o (Verchojansk). Højeste Aarsmiddel er + 30^o (Massava), laveste ÷ 20^o (Nordgrønland).

Den horizontale Varmefordeling ved Jordoverfladen.

Naar man kender en Mængde Steders Middeltemperaturer og reducerer disse til Havets Niveau, kan man faa et Overblik over Varmefordelingen ved at forbinde alle de Steder,

der har samme Middeltemperatur, ved Linier, de saakaldte Isothermer. For at reducere Temperaturerne nøjagtig til Havets Overflade skulde man egentlig kende den Størrelse, hvormed Varmen aftager pr. 100 m baade paa de forskellige Steder og til de forskellige Tider. Da dette imidlertid er saa godt som umuligt, benytter man overalt samme Reduktionsfactor, nemlig $\frac{1}{2}^{\circ}$ pr. 100 m. Man opnaar desuden derved at kunne finde Stedets virkelige Middeltemperatur paa en let Maade, naar man blot kender Stedets Højde; fra den Temperatur, som Isothermen angiver, trækker man blot overalt $\frac{1}{2}^{\circ}$ fra for hver 100 m.

Aarsisothermer forbinder alle Steder, der har samme aarlige Middeltemperatur, Maanedsisothermerne alle de Steder, der har samme maanedlige Middeltemperatur. Isothermerne for den varmeste Maaned kaldes Isotherer, for den koldeste Isochimener. Ved Hjælp af Isothermer har Dove og senere andre Meteorologer beregnet Gennemsnitstemperaturer for hver 10. (og 5.) Parallelkreds. Man har derefter trukket Linier gennem alle de Steder, hvis Normaltemperaturer afviger lige meget fra den for Stedets Parallel beregnede Middeltemp., de saakaldte Isanomaler. En Linie gennem de Steder, hvis Temperatur falder sammen med de tilsvarende Parallelers Normaltemperaturer, kaldes den thermiske Normal.

Af de omstaaende anførte Middeltemperaturer for Parallelkredsene fremgaar det

at den varmeste Parallelkreds ikke er Ækvator, men den 10. nordlige Breddekreds,

at de lavere Bredders Middeltemperaturer er højere paa den nordlige end paa den sydlige Halvkugle, de højere Bredders omvendt (se p. 22).

at Varmen aftager hurtigst ved de mellemste Bredder (se Termaldagene p. 14) og ligesom Forskellen mellem Aars-

	Januar	Juli	Diff.	Aaret	Diff.
N. Pol	(÷ 38.0)	(0.0)			
80	÷ 33.5	+ 1.8	35.8	÷ 16.7	
70	÷ 26	+ 7	33	÷ 10.0	6.7
60	÷ 15.8	+ 14	29.8	÷ 1	9.1
50	÷ 7	+ 18.1	25.1	+ 5.7	6.7
40	+ 4.9	+ 24	19.1	+ 14	8.8
30	+ 14.6	+ 27.3	12.9	+ 20.3	6.3
20	+ 21.9	+ 28.3	6.4	+ 25.3	5
10	+ 25.8	+ 26.9	1.1	+ 26.7	1.4
Ækvator	+ 26.4	+ 25.6	0.8	+ 26.2	0.5
10	+ 26.8	+ 23.9	2.4	+ 25.3	0.9
20	+ 25.4	+ 20.9	4.5	+ 23	2.3
30	+ 21.8	+ 14.6	7.2	+ 18.4	4.6
40	+ 15.6	+ 9.0	6.6	+ 12	6.4
50	+ 8.3	+ 2.9	5.4	+ 5.6	6.4
60	+ 1.6	(÷ 3.8)			

tiderne hurtigere paa den nordlige end paa den sydlige Halvkugle.

Isothermerne danner ikke parallelle Linier, men har navnlig under højere Bredder et meget uregelmæssigt Forløb. Varmen aftager altsaa ikke ligeligt under de forskellige Meridianer, og en Deling af Jorden i Varmebælter efter Isothermer synes derfor at have Fortrin for en Inddeling efter Paralleler (Vendekredse, Polarkredse). En bekendt Geograf, Prof. Supan, har da ogsaa foreslaaet følgende Inddeling:

a) Det varme Bælte — mellem Aarsisothermerne for 20° , delt i 2 Underafdelinger ved 20° Isothermen for den koldeste Maaned.

b) De middelvarme Bælter — mellem Aarsisothermerne

for 20° og 0° , delt i 2 Underafdelinger ved 0° Isothermen for den koldeste Maaned.

c) De kolde Bælter — indenfor Aarsisothermen for 0° , delt i 2 Underafdelinger ved 0° Isothermen for den varmeste Maaned.

En Inddeling som ovenstaaende paa Grundlag af Aarets Middelterperatur synes dog mindre heldig, naar man erindrer, at Aarsisothermen for 0° gaar baade gennem Grønlands isdækte Kyster og Amurlandets rige Skovegne. Mere stemmende med de naturlige Forhold vilde det være at sætte Grænsen for de middelvarme Bælter ved 10° Isothermen for den varmeste Maaned, der omtrent er Ydergrænsen for Trævækst og Kornavl, og 18° Isothermen for den koldeste Maaned, fordi man ved lavere Temperaturer som Regel fryser, naar man ikke arbejder.

VANDDAMP OG NEDSLAG.

Fordampning.

Luften indeholder altid Vanddampe, der fremkommer ved Fordampning af Vandet paa Jordoverfladen. Til Fordampning medgaar Varme. Fordampningens Størrelse afhænger derfor først og fremmest af Temperaturen; den vokser og aftager med denne, er derfor større i varme end i kolde Egne, større om Sommeren end om Vinteren, større om Dagen end om Natten og større i Solskin end i Graavejr. Foruden af Temperaturen afhænger Fordampningen dog ogsaa af Vindstyrken; thi i stille Vejr mættes Luften snart med Vanddamp, medens Blæsten stadig medfører nye tørre Luftmasser, der kan optage Vanddampe i sig. En betydelig Rolle spiller endelig ogsaa Jordoverfladens Beskaffenhed, idet Fordamp-

ningen er større over Hav end over Land og større i fugtige end i tørre Egne. Størrelsen af Fordampningen angives ved det Vandlag, der fordamper i en vis Tid; paa Madeira fordamper der saaledes aarlig et Vandlag paa 2030 mm (204 i Juli, 124 i Jan.), i London kun 750 mm.

Dampmængden

bestemmes enten ved Vægten af Vanddampene i en Kubikmeter Luft, angivet i Gram, eller ved Vanddampenes Andel i det Tryk, som hele Atmosfæren udøver, angivet i Millimetre. De to Udtryk falder tilfældig næsten nøjagtig sammen, idet der f. Eks. til 9 Gram Vanddamp svarer et Tryk paa 9 Millimetre, til 12 Gram 12 Millimetre og saa fremdeles. Man maa imidlertid erindre, at det ved Hygrometre fundne Damptryk ikke angiver Vægten eller Trykket af al den Vanddamp, som findes i Atmosfæren over Iagttagelsesstedet — saaledes som Barometret angiver Vægten af hele Luftsøjlen over Stedet —, men kun Spændingen eller det Tryk, som Vanddampene udøver til alle Sider i Maaleapparatets Omgivelser. Dette Tryk er langt større end den tilsvarende Mængde Vands Vægt. En Draabe Vand, hvis Vægt er forsvindende, hæver som Damp Kviksølvet flere Millimetre. Ved at dividere Damptrykket med Atmosfærens Tryk faar man Procentmængden af Vanddampene i Luften. Er Damptrykket 21 mm, Lufttrykket 760 mm, bliver Procentmængden $\frac{21}{760}$ eller henved 3 pCt.

Man kan ved Sammenpresning forøge Luftens Tryk i en Beholder, uden at Luften forandrer sig, men Vanddampenes Tryk eller Mængde kan kun forøges til en vis Grad, der retter sig efter Temperaturen. Overskrides denne Grad fortættes Vanddampene til Vand; Luften siges da at være mættet og den Temperatur, hvorved dette sker, kaldes Dugpunktet. Føl-

gende viser, hvor meget Vanddamp Luften kan indeholde ved forskellige Temperaturer:

Ved Temperatur . . .	÷ 10°	0°	+ 10°	+ 20°	+ 30°
er Max. Damptryk ..	2.2	4.6	9.1	17.4	31.5 mm

Relativ Fugtighed er Forholdet mellem den Dampmængde, som Luften i Øjeblikket indeholder, og den Dampmængde, som den ved den herskende Temperatur kunde indeholde. Den angives i Procent. Ved + 20° kan Damptrykket være 17.4 mm; hvis det kun er 8.7 mm, bliver den relative Fugtighed $\frac{8.7}{17.4} = 50$ pCt.

Dampmængden eller den absolute Fugtighed vokser og aftager i Almindelighed med Temperaturen. Den aftager derfor fra Ækvator, hvor Damptrykket ofte er over 20 mm, til hen imod Polerne, hvor det synker ned til et Par Millimetre. Den aftager ogsaa med Afstanden fra Havet, men dog mindre end man skulde tro. Selv i Sydvestsibiriens og Østturkestans Stepper og Ørkner er Damptrykket i Juli omkring 11 mm, og midt i Sahara kan det stige til 13 mm; først under høje Bredder bliver det meget ringe inde over Fastlandene. Den absolute Fugtighed aftager endelig ogsaa med Højden og meget hurtigere end Lufttrykket. I 2000 m Højde er Damptrykket kun halv saa stort som i Havets Niveau, og selv temmelig lave Bjærgkamme kan derfor være en væsentlig Hindring for Udbredelsen af Fugtigheden.

Den relative Fugtighed er gennemgaaende mindst mellem den 20. og 40. Parallel, men forøvrig ude over Havene omtrent lige stor overalt, ca. 80 pCt. Den aftager med Afstanden fra Havet undtagen om Vinteren under høje Bredder, fordi den ualmindelig kolde Luft her hurtigt mættes; i

Vestsibirien kan den saaledes beløbe sig til 86 pCt., skønt Damptrykket knap er 2 mm. I Asiens og Afrikas Ørknør derimod, hvor Temperaturen er meget høj, er de laveste Maa-nedsmidler kun 20—30 pCt., og enkelte Steder har man lejlighedsvis iagttaget en relativ Fugtighed paa kun 5 pCt. Med Højden tiltager den relative Fugtighed til en Begyndelse, fordi Temperaturen tager raskt af og efter, men i større Højde aftager den paa Grund af den ringe Mængde Vanddamp, som findes i de højere Luftlag.

Da den absolute Fugtighed i Almindelighed tiltager, den relative derimod aftager med stigende Temperatur, har begge modsatte Bevægelser i Dagens og Aarets Løb. Den absolute Fugtighed er størst om Sommeren og noget efter Middag, den relative størst om Vinteren og om Morgen. Inde over Fastlandene finder der dog en forbigaaende Aftagen af Damptrykket Sted ved Middagstid, naar de lave damprige Luftlag ved den daglige Opvarmning blandes med de højere dampfattige og derved faar mindre Dampindhold.

Nedslag.

Fortætning af Luftens Vanddampe finder Sted, naar Vanddampenes Mængde overstiger det til Temperaturen svarende Maximaltryk. Dette kan ske, enten ved at Vanddampenes Mængde tiltager eller ved at Luftens Temperatur aftager. Det første Tilfælde indtræffer sjældnest og er oftest et lokalt Fænomen som f. Eks. Taagedannelsen over Moser og Floder, hvis Overflade har en højere Temperatur end Luften og derfor stadig udvikler Vanddampe, der fortættes i den koldere Luft oven over. I Almindelighed dannes Nedslaget ved at Luftens Temperatur aftager, enten ved Varmeudstraaling eller Berøring med koldere Legemer eller ved Blanding af kolde

og varme Luftlag eller ved Udvidelse og dermed følgende Afkøling af Luftmassen.

Ved Varmeudstraaling finder kun en ringe Fortætning af Vanddampe Sted. Luften kan nok udstraale Varme baade til Himmelrummet og Jordoverfladen, men da den er en daarlig Varmestraaler, afkøles den kun i tynde Lag, hvorved der i det højeste kan dannes en lav Taage eller et let Skylag i klare Nætter. Ved Berøring med afkølede Genstande eller Jordbunden indskrænker Afkølingen sig til de nærmeste Omgivelser, idet Vanddampene kun udskiller sig paa selve de afkølede Genstande som Dug eller Rim.

Heller ikke en Blanding af kolde og varme Luftmasser kan give Anledning til større Nedslag, da den ved Fortætningen frigjorte Varme modarbejder Afkølingen. En langt væsentligere og hyppigere Anledning til Luftens Afkøling er den Udvidelse, som følger med en opadgaaende Bevægelse. En saadan finder ikke blot Sted, hvor Luften tvinges op over Bjærgkamme, men overalt hvor der opstaar et lavt Luftryk og dermed en Hævning af Ligetrykfladerne.

Nedslagets Former.

Dug dannes, naar Jordoverfladen afkøles til en Temperatur, der er lavere end eller lig med de omgivende Luftlags Dugpunkt. Derved afkøles disse ogsaa under Dugpunktet, og Vanddampene fortætter sig paa de afkølede Genstande som Dug eller, hvis Dugpunktet er under 0° , som Rim. Betingelsen for Dugdannelsen er, at der er rigelig Vanddamp til Stede i Luften, saaledes som det er Tilfældet efter en Regndag eller meget varm Dag, samt at der finder en stærk Afkøling Sted ved Udstraaling fra Jordbunden. En stærk Udstraaling er igen betinget af klart Vejr om Natten, da Skydannelser vil hindre

Udstraaling, og af stille Vejr, da Blæst stadig vil tilføre nye Luftdele. Endelig maa de varmeudstraalende Genstande være gode Varmestraalere, men slette Varmeledere, det vil sige, de maa let udstraale Varme fra Overfladen, men vanskelig faa Varme tilført Overfladen indefra. Urter og Buske begunstiger derfor Dugdannelsen mere end Sten og Metaller, men den ualmindelig stærke Dugdannelse paa Græsmarker og lignende bevoksede Strækninger skyldes dog vist ogsaa for en Del det Vand, som Planterne afgiver til den omgivende Luft.

Dugdannelsen er rigeligst mellem Troperne, hvor Luftens Dampindhold er stort og Udstraalingen betydelig; Haverne kan her om Morgenen se ud som efter flere Timers Regn. Den er ringe eller mangler ganske i Polaregnene, hvor Dag og Nat er lige kolde, i planteløse Egne, hvor Jordoverfladen mangler Udstraalingspunkter, paa Havene, hvor de afkølede Vanddele straks synker og erstattes af opstigende varme, samt i Skovegne, hvor Træernes Løvtag hindrer Udstraalingen.

Rimfrost, som sætter sig paa Grene og Træstammer, dannes af Taage, hvis Smaadele er afkølede under Frysepunktet og derfor straks bliver til Is ved at komme i Berøring med faste Genstande. Disses Ledningsevne spiller her ingen Rolle, men Dannelsen er stærkest paa Vindsiden.

Isslag er et glat, klart Overtræk af Is, som dannes ved at Luftens Vanddampe i rigelig Mængde fortættes paa Genstande, der er afkølede betydelig under Frysepunktet. Anledningen er enten en varm og fugtig Luftstrøm, der pludselig efter en længere Kuldeperiode stryger hen over den stærkt afkølede Jordoverflade, eller underafkølet Regn, der straks fryser ved at komme i Berøring med Jorden.

Taage er ikke Blærer, men meget smaa Draaber (omkring 0.02 mm i Gennemsnit), hvis Vægt er saa ringe i Forhold til deres Overflade, at de falder overmaade langsomt. For at der

kan dannes Taage, maa Luften i Almindelighed indeholde Smaapartikler, omkring hvilke Vanddampene kan fortætte sig; i ren Luft fortættes Vanddampene i alt Fald kun, naar Luften er stærkt overmættet med Damp. At Taage er særlig hyppig i røgopfyldte Fabrikegne tyder paa, at Fortætningskærnerne er Støv, men i den nyere Tid har man dog ment at finde saadanne ogsaa i de overordentlig smaa og usynlige, dels positiv, dels negativ elektriske Stoffer, de saakaldte Ioner, der forekommer overalt i Atmosfæren. Afkølingen, der betinger Taa-gedannelsen, kan ske enten ved at fugtig, mild Luft lejrer sig over eller blæser hen over en koldere Overflade eller ved at kold Luft lejrer sig over eller blæser hen over en varm og fugtig Overflade. Vintertaagen hos os opstaar saaledes, naar milde Sydvestvinde afbryder en længere Periode med koldt Vejr, Polartaagen, naar Søvinde blæser ind over Polaris; paa lignende Maade dannes de Taager, der lejrer sig over kolde Havstrømme (New Foundlands Taagen, den peruanske Garrua). Aftentaagen over Floder, Søer og Moser dannes derimod, naar den kølige Aftenluft sænker sig ned over Lavninger, hvorfra Vanddampe stiger til Vejrs, Frostrøgen i Norge, naar den kolde Luft fra Højlandet styrter ned over Fjordenes lune Vande.

Skyerne er højt svævende Taager og bestaar altsaa ogsaa af meget smaa Vanddraaber, i store Højder af Isnaale. Fine og lette Skylag kan dannes ved kolde og varme Luftstrømmes Blanding med hinanden, men de fleste Skymasser dannes dog ved Luftens opadgaende Bevægelse og dermed følgende Afkøling. Skyernes Former veksler stadig, idet der paa forskellige Steder i Skymassen afvekslende finder Fortætning og Udskillelse af Vanddamp Sted. Blandt de uendelig mange Skyformer skelner man mellem følgende Hovedtyper:

- 1) Cirrus (Fjerskyer), spredte, fine, fjærlignende hvide

Skyer i henved 10 km Højde. 2) Cumulus (Masseskyer, Klodeskyer) tykke, foroven afrundede og i Kanten lysende Skymasser i henv. 2 km Højde, den almindelige Skyform i Tropelandene og hos os om Sommeren. 3) Stratus (Lagskyer), vandrette Lag af hævet Taage i ringe Højde. 4) Nimbus (Regnsky), et tykt Lag af mørke, formløse Skyer, der giver Regn eller Sne. Overgangsformer mellem disse er 5) Cirro-Stratus (Slørskyer), et fint, hvidligt Slør, der breder sig over hele Himmelen, men er saa tyndt, at man kan se Sol og Maane der igennem, undertiden med Ringe og Bisole, der tyder paa, at Skyen bestaar af Isnaale. 6) Cirro-Cumulus (Makrelskyer, tysk Schäfchen), rækkevis ordnede lyse, uldagtige Skyer i ca. 7 km Højde. 7) Strato-cumulus, mørke, lave, bølgende Skymasser af ringe Mægtighed og ikke tættere, end at den blaa Himmel stedvis ses igennem den; vor almindeligste Skyform om Vinteren. 8) Alto-cumulus, en tættere og grovere Form af cirro-cumulus. 9) Alto-Stratus, en grovere Form af cirro-stratus, saa at man ikke kan se Sol og Maane der igennem. 10) Cumulo-nimbus (Tordensky), mægtig, bjærglignende Skymasse, der giver stærk, men i Reglen kortvarig Regn, ofte med Torden og Hagel. — Skyernes Højde er som Regel større om Sommeren og i varme Egne end om Vinteren og i koldere Egne. Af de forskellige Skyformer er Cirrusskyerne de højeste, Stratusskyerne de laveste. — Skymængden angives ved den Del af Himmelen, som i Øjeblikket dækkes af Skyer, i Almindelighed i Tiendedele; men da skyet Vejr og Solskin supplerer hinanden, kan man ogsaa faa en rigtig Forestilling om Skytilstanden ved at observere det Antal Timer, Solen har skinnet i Løbet af en Dag, Maaned eller Aar, angivet i Procent af Timetallet. Madrid har aarlig Solskin i 2900 af 365×12 Timer, altsaa omtr. 66 pCt. — I Dagens Løb er Skymængden i Reglen størst om

Morgenen og efter Middag, mindst om Aftenen, i Aarets Løb størst om Vinteren, mindst om Sommeren. Den er større over Havene og i Kystegne end inde over Fastlandene og ringest i de subtropiske Egne, hvorfra den tiltager til begge Sider. I Kimberley er Solskinsprocenten 74, i Europa de fleste Steder kun mellem 30 og 50.

Regn. Naar Skyens smaa Draaber ved fortsat Fortætning af Vanddamp eller ved at forene sig bliver saa store, at de ikke længer kan svæve, falder de ned som Regn. Regndraaberne kan fordampe, inden de naar Jorden, hvis Skyen er høj og Luften neden under tør, men i Reglen vokser de paa Vejen nedad, idet Draaberne flyder sammen. Overgangen fra Taage til Regn kan iagttages, naar man fra Højderne i et Bjærgland stiger ned i Dalene; den fine, tørre Taage højest oppe bliver længere nede fugtig, gaar derpaa over til fin Regn og tilsidst til Skylregn. Regndraabernes Størrelse er mindre end man i Almindelighed antager; de største naar i Vægt ikke over 0.2 gr, 6—7 mm i Gennemsnit, og i Reglen er de langt mindre. Regnmængden angives ved Højden af det Vandlag, som skyldes Regnfaldet.

Sne. Naar Temperaturen er under 0° , fortættes de atmosfæriske Vanddampe til Isstøv, som dog kun iagttages ved stærk Kulde; ved Temperaturer lidt under eller over Frysepunktet boller de fine Isdele sig sammen til Sneflokke eller Netværk af Isnaale med mange smukke Krystalformer. Sne kan falde ved alle Temperaturer mellem -40° og $+10^{\circ}$, hos os hyppigst ved Temperaturer omkring 0° . Mængden angives ved Højden af det tilsvarende Lag Smeltevand, idet 10 cm Sne omtrent giver 1 cm Vand.

Hagel. Snekrystaller omdannes under særlige Forhold til Hagel, der kan have meget forskellige Former, idet der er talrige Overgange fra de smaa, ærteagtige hvide Korn, som

Tyskerne kalder Graupeln, til de store uregelmæssige Isstykker, som særlig gaar under Navn af Hagel. De sidste, der kan være saa store som Appelsiner, bestaar hyppigst af en mørk, sneagtig Kærne, omgivet af flere klare eller hvide Isskaller og uden om disse igen ofte klar, krystallinsk Is af uregelmæssig Form. Hagelvejr følger ofte med Tordenvejr, især om Vinteren, naar Skyerne er lave; det optræder dog kun lokalt indenfor Tordenvejrets Omraade og følger dettes Retning i Striber. Hyppigst indtræffer Hagelvejr dog om Sommeren (Juni, Maj, April) og efter Middag, især i tempererede Egne, hvor Hyppigheden dog er stærkt betinget af lokale Forhold. Hvordan Haglene dannes, ved man endnu ikke; der er opstillet en Mængde Teorier, men ingen af dem har hidtil vist sig fyldestgørende. At Hagelvejr er hyppigst om Sommeren og paa den varmeste Tid af Dagen, naar Forskellen mellem Luftens Temperatur foroven og forneden er størst, tyder paa, at en kraftig opadgaaende Strøm af varm og fugtig Luft er en Hovedbetingelse for Hagelvejrets Opstaaen. I store Højder, hvor Temperaturen altid er meget lav, bestaar Skymasserne af Isnaale og underafkølede Vandpartikler, og Hagelets Kærne kan da tænkes dannet af Snekrystaller, der svejdes sammen af underafkølet Vand. Ved at synke ned i lavere Skylag af underafkølede Smaadraaber dannes de koncentriske Isskaller uden om Kærnen og længere nede, i de almindelige Taageskyer, den ydre Isbelægning ved at Taagedraaberne kommer i Berøring med de overmaade kolde Hagelkorn.

Nedslagets Størrelse.

Nedslagets Størrelse er et af de mest regelløse meteorologiske Elementer; det kan være meget forskelligt paa nærliggende Steder og paa samme Sted i et Aar være mere end

dobbel saa stort som i et andet. Indenfor den enkelte Maaned kan det variere endnu mere, og der behøves derfor en lang Række Aars Iagttagelser for at tilvejebringe værdifulde Middeangivelser. Det største aarlige Nedslag, man kender, er paa henv. 15000 mm i Cerrapunje i Kassiabjærgene i det nordøstlige Forindien. Her faldt der paa en Dag i Juni 1876 1036 mm eller henv. 1 mm i Minuttet; endnu intensivere Nedslag kan dog indtræffe i tempererede Egne, men de er her kortvarigere og mere lokale saaledes som et Skybrud i Rumænien i Juli 1889, der gav 204 mm i 20 Minutter eller henv. 10 mm i 1 Minut. Voldsomme Regnskyl kan forøvrig ogsaa forekomme i ellers regnfattige Egne; i Hyderabad, hvis aarlige Regnmængde er 203 mm, faldt der saaledes den 6. Aug. 1865 260 mm, og det indre af Nysydwaales faar ofte paa en Dag Halvdelen af det aarlige Nedslag.

Nedslagets Fordeling.

Med Hensyn til Nedslagets Fordeling hvad Mængden angaar gælder følgende:

1) Nedslaget er større i Kystegne end inde paa Fastlandene og navnlig stort i Kystbjærgene, der har fremherskende Paa-landsvinde, i Troperne altsaa bjærgrige Østkyster, i tempererede Egne Vestkysterne. I Bergen er den aarlige Regnmængde ca. 2000 mm, i Stockholm kun 500, i Petrograd ca. 400 og i Astrachan kun 124 mm. 2) Nedslaget er større i Bjærglande end i Slettelande, hvorfor et godt Regnkort ofte kan give et Billede af et Lands Terrænforhold i store Træk. Nedslaget i Bjærglandet skyldes Luftens Afkøling ved at stige tilvejs og tiltager derfra opefter indtil 1000 m—2000 m; i endnu større Højder aftager det igen af Mangel paa Vanddamp i Luften. 3) Nedslaget er størst i Tropezonen, hvor Luften er rigest paa

Vanddamp, og navnlig stort i Nærheden af Ækvator, hvor Luftens opgaaende Bevægelse er livligst (Calmerne), samt i bjærgrige Kystegne, der rammes af Passat- eller Monsunvinde. Det er mindst i de subtropiske Egne, hvor der hersker højt Lufttryk, og stiger derpaa atter under højere Bredder, hvor hyppige Lavtryksdannelse giver Anledning til Nedslag. I Polarzonerne bliver Nedslaget atter mindre, fordi Luften her er fattig paa Vanddamp. I ækvatoreale Egne og tropiske Kystegne er Nedslag paa 4000 mm og derover almindelige, men ogsaa i tempererede Egne forekommer stedvis næsten lige saa store aarlige Regnmængder, i Cumberland f. Eks. 4300 mm, paa Ben Newis i Skotland 3800 mm og S. Estrella i Portugal henv. 3000 mm.

Nedslaget er nogle Steder fordelt over hele Aaret, andre Steder indskrænket til Sommer- eller Vinterhalvaaret. Største Delen af de tempererede Zoner har Nedslag hele Aaret paa Grund af de talrige atmosfæriske Hvirvler, der paa alle Aars-tider bevæger sig fra Havene ind over Fastlandene fra Vest til Øst, følgende den almindelige Luftstrømnings Retning i disse Egne. Da Hvirvlerne optræder hyppigst og mest udprægede om Vinteren, faar de vestlige Kystegne mest Regn paa denne Tid af Aaret; inde over Fastlandene, hvor Hvirvlerne snart opløser sig, er Nedslaget derimod størst om Sommeren, naar Luften er rigest paa Vanddampe og den ofte betydelige Sommervarme giver Anledning til lokale Lavtryksdannelse, der hyppig giver Nedslag i Form af Tordenregn. Indenfor den tropiske Zone er Helaarsregn hovedsagelig begrænset til de østlige og navnlig de høje Kystegne, der vender mod Passaten og tvinger denne til at afgive sin Fugtighed under Opstigningen (Passatregn); de fleste andre Tropelande har Tørtid om Vinteren og Regn om Sommeren, naar Luftens opadgaaende Bevægelse er livligst paa Grund af den høje Solstand (tropisk

Sommerregn) eller naar fugtige Søvinde fra Havene strømmer ind over Fastlandene, hvor der paa denne Tid af Aaret hersker et lavt Lufttryk (Monsunregn — Sydøst Asien, NW Australien).

I de subtropiske Egne mellem 20. og 40. Parallel har de vestlige Dele af Fastlandene Tørtid om Sommeren og Regntid om Vinteren, paa hvilken Tid det høje Lufttryk flytter sig hen imod Ækvator og afløses af lave Lufttryk med dertil hørende Nedslag (Middelhavslanene, sydvestlige Kapland, sydvestlige Australien, Kalifornien og Chile).

LUFTRYK OG VINDFORHOLD.

Luftens Tryk

paa en horizontal Flade er lige saa stort som Vægten af den Luftsojle, der hviler paa Fladen. Ved Vægten sammentrykkes Luften saa meget, at dens Spændkraft er i Ligevægt med Trykket.

Ved Havet er Atmosfærens Vægt lig med Vægten af et Kviksølvlag paa 0.76 Meters Højde eller — da Kviksølvs Vægtfylde er 13.596 Gange saa stor som Vands Vægtfylde — et Vandlag paa 10.333 Meters Højde.

Lufttrykket maales ved Instrumenter, der kaldes Barometre.

Ved Benyttelsen af Kviksølvbarometre er Kviksølvsojlens Højde Maalet for Luftens Tryk. For at faa sammenlignelige Observationer maa man dog korrigere Kviksølvhøjden for Virkningen af Temperaturen og Tyngdekraften paa Stedet. Den maa reduceres 1) til Vandets Frysepunkt med omtrent 4 mm for 30° C, fordi Kviksølvet og ogsaa Skalaen udvider sig med stigende Temperatur, 2) til den 45. Breddekrede med indtil + eller ÷ 2 mm, fordi Søjlens Højde

vokser, naar Tyngden aftager, og den sidste er mindre ved Ækvator end ved Polen, 3) til Havets Niveau med 0.4 mm for Højder paa 5000 Meter, fordi Tyngden aftager en lille Smule med Højden over Havet. Metalbarometre (Aneroid) er uafhængige af Tyngdekraften, men hvert enkelt Instrument fordrer en kompliceret Korrektion for Temperaturen, og Skalaen maa tilvejebringes ved Sammenligning med et Kviksølvbarometer. Til at angive Forandringer i Tryk paa samme Sted er de dog meget tjenlige.

Ved Benyttelsen af Termobarometre søger man at bestemme Trykket ved at iagttage den Temperatur, hvorved Vand koger. Dette sker, naar Vanddampenes Spænding er lig med det paa Overfladen hvilende Tryk; aftager Trykket, synker Kogepunktet. Termobarometret er uafhængigt af Temperaturforhold og let at medføre paa Rejser, men det er vanskeligt at konstatere Øjeblikket, naar Kogningen indtræder, og til en Trykforskel paa 1 mm svarer kun en Forskel af 0.087° i Kogetemperatur.

Højdens Indflydelse paa Luftrykket.

Hvis Luften overalt opefter havde samme Tæthed som ved Jordoverfladen, vilde Trykket aftage i samme Forhold som Højden (i aritmetisk Progression) og med 1 mm for hver 10.5 Meters Stigning. Atmosfærens Højde vilde da være $10.5 \times 760 = 7980$ eller omtrent 8000 Meter. Da Luften ikke er lige tæt i alle Højder (ikke homogen), men aftager i Tæthed opefter, vil Trykket aftage langsommere og langsommere opad (i geometrisk Progression), og de Stykker, man skal stige, for at Trykket skal aftage 1 mm, de saakaldte barometriske Højdetrin, maa blive større og større med den tiltagende Højde. De barometriske Højdetrin vokser i samme Forhold som Tætheden aftager, staar altsaa i omvendt Forhold til Tætheden eller Trykket. Af Forholdet $y: 10.5 \text{ mm} = 760 \text{ mm} : 380 \text{ mm}$ ser man, at det barometriske Højdetrin y er $\frac{10.5 \text{ m} \times 760}{380}$ eller 21 Meter, naar Trykket er 380 mm; dette er det omtrentlige

Lufttryk paa Toppen af Mt. Blanc, hvor man altsaa maa stige 21 Meter for at se Barometret falde 1 mm. Da 10.5×760 er lig 7980 eller omtr. 8000, kan man finde det barometriske Højde trin ved at dividere det observerede Lufttryk ind i den homogene Atmosfæres Højde. Er Trykket i 1000 Meters Højde 673 mm, vil det barometriske Højde trin være $8000 : 673 = 11.9$ Meter. Der forudsættes dog her, at Lufttemperaturen er 0° ; er den højere eller lavere, maa Højde trinnet korrigeres med \pm eller $\div 0.4$ pCt. for hver Grad, fordi Luftens Rumfang ændrer sig med Temperaturen. Ved en Temperatur paa $+10^{\circ}$ vilde det barometriske Højde trin saaledes være 12.4 Meter.

Luftens Tryk forholder sig som dens Tæthed; bliver Tætheden halv saa stor, bliver ogsaa Trykket halv saa stort. Fig.

7 er en Luftsøjle, der er delt i lige store Afsnit paa 10.5 Meters Højde. Hvis Tætheden i Afsnit B var halv saa stor som i A, i C halv saa stor som i B, i D halv saa stor som i C, saa vilde Trykket ved b være halv saa stort som ved a, altsaa $760 \times \frac{1}{2}$, ved c halv saa stort som ved b, altsaa $760 \times \frac{1}{2} \times \frac{1}{2}$, ved d halv saa stort som ved c, altsaa $760 \times \frac{1}{2} \times \frac{1}{2} \times \frac{1}{2}$. Nu aftager Trykket fra a til b jo ikke med $760 \times \frac{1}{2} = 380$ mm, men kun med 1 mm p. 10.5 Meter og Trykket i b forholder sig til Trykket i a derfor ikke som 1 : 2, men som 759 : 760. I Stedet for Forholdet $\frac{1}{2}$ maa derfor sættes Forholdet

$\frac{759}{760}$, saaledes at Trykket i

10.5 Meters Højde bliver $760 \times \frac{759}{760}$, i

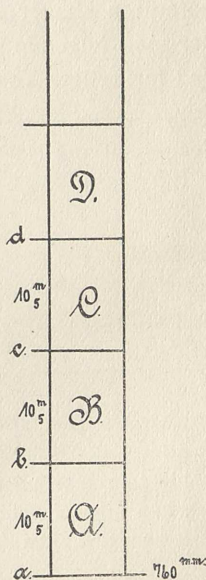


Fig. 7.

2×10.5 Meters Højde $760 \times \frac{759}{760} \times \frac{759}{760} = 760 \times \left(\frac{759}{760}\right)^2$ og i

n Meters Højde $760 \times \left(\frac{759}{760}\right)^n$. I 5000 Meters Højde er n

$= \frac{5000}{10.5} = 476.2$ m og Trykket altsaa $760 \times \left(\frac{759}{760}\right)^{476.2}$ el-

ler omtrent 406 mm. Man er her gaaet ud fra, at Luftmassens Temperatur er 0° , men da varm Luft er lettere end kold Luft, kan Trykket i en varm Luftsøjle og i en kold Luftsøjle ikke være ens i samme Højde. Der maa derfor foretages en Korrektion for Temperaturen, og hvis Formlen skal være endnu mere tilfredsstillende tillige for Luftfugtigheden, Stedets Bredde og Tyngdens Indflydelse paa Stedets Højde. Foretager man alle de nævnte Korrektioner, og gaar man ud fra, at Temperaturen aftager opad $\frac{1}{2}^\circ$ for hver 100 Meters Stigning, finder man følgende Værdier for Luftrykket i forskellige Højder ved forskellige Temperaturer:

Temperatur ved Havet	—	$\div 15^\circ$	$+ 0^\circ$	$+ 15^\circ$	$+ 30^\circ$
	Højde	Tryk i Millimetre			
	5000 m	380	395	410	424
	4000 -	439	453	466	479
	3000 -	505	517	528	539
	2000 -	581	590	598	606
	1000 -	665	670	675	679
	Havet	760	760	760	760

Barometrisk Højdemaaing.

Ligesom man ud fra Kendskab til Højden kan beregne Luftrykket, kan man omvendt finde Højdeforskellen mellem 2 Steder, naar man kender Luftrykket foroven, b , og forneden, B . Af

$$B = 760 \times \left(\frac{759}{760}\right)^m \text{ og } b = 760 \left(\frac{759}{760}\right)^n \text{ har man}$$

$$\log B = \log 760 + m \log \frac{759}{760} \text{ og } \log b = \log 760 + n \log \frac{759}{760}$$

og ved at subtrahere den sidste Ligning fra den første faar man

$$\log B \div \log b = (m \div n) \log \frac{759}{760} = (n \div m) \times 0.0005718 \text{ og}$$

altsaa $n \div m = \frac{\log B \div \log b}{0.0005718}$. Forskellen mellem de 2 Steders

Højde bliver da $10.5 (n-m)$ Meter, altsaa $10.5 \times \frac{\log B \div \log b}{0.0005718}$

eller $18363 \log \frac{B}{b}$ Meter. Korrigeret for Temperaturen bliver Form-

len $18363 \log \frac{B}{b} \left(1 + 0.004 \frac{T+t}{2}\right)$, hvor T og t betegner Tem-

peraturen forneden og foroven.

Indenfor ikke altfor store Højder kan man ogsaa finde Højdeforskellen mellem 2 Steder ved Hjælp af de barometriske Højdetrin, saaledes som følgende Eksempel viser. Paa Pilatus er Temperaturen 8° og Luftrykket 596 mm, i Luzern Temperaturen 14° og Luftrykket 729.8 mm. Middeltemperaturen er altsaa 11° , Middeltrykket 663 mm og det barometriske Højdetrin gennemsnitlig $\frac{8000}{663} = 11.07$ Meter ved 0° , 12.6 Meter ved 11° . Da Forskellen mellem Luftrykket paa Pilatus og Luftrykket i Luzern er $729.8 \div 576 = 133.8$ mm, og da der til en Trykforskel paa 1 mm gennemsnitlig svarer et Højdetrin paa 12.6 Meter, bliver Højdeforskellen mellem de to Steder $133.8 \times 12.6 = 1685.88$ Meter.

Ved den omvendte Fremgangsmaade kan man reducere Luftrykket til Havets Niveau. Da det barometriske Højdetrin i Luzern, 454 Meter over Havet, er $\frac{8000}{730} = 11$ Meter ved 0° , maa den omtrent-

lige Barometerstand ved Havet være $730 + \frac{454}{11} = 771$ mm, og

da Varmen aftager med 0.6° p. 100 Meter, maa den omtrentlige Temperatur ved Havet være $14 + 0.6^{\circ} \times 4 = 16.4^{\circ}$. Naar i Luzern Temperaturen er 14° og Luftrykket 730 mm, ved Havet Temperaturen omtr. 16.4° og Luftrykket omtr. 771 mm, saa er Middeltemperaturen ca. 15° , Middeltrykket 750 mm og det barometriske Højdetrin

$\frac{8000}{750} = 10.66$ Meter ved 0° , 11.31 ved 15° . Forskellen mellem Luft-

trykket i Luzern og ved Havet er da $\frac{750}{11.81} = 40.1$ mm og Luftrykket ved Havet altsaa $729.8 + 40.1 = \text{ca. } 770$ mm.

Luftrykkets daglige og aarlige Periode.

Ligesom Temperaturen har Luftrykket en daglig og en aarlig Bevægelse. Den daglige Bevægelse er regelmæssigere end andre meteorologiske Elementers, men ret ringe og skiller sig fra den daglige Temperaturgang ved at være en dobbelt Bevægelse med 2 Maxima omtr. Kl. 10 Form. og 10 Efterm., og 2 Minima Kl. 4 Form. og 4 Efterm. Amplituden er mellem Troperne kun 1—3 mm og aftager under højere Bredder, hvor den skjules af de daglige Uregelmæssigheder. Dagbølgen er større end Natbølgen, der aftager med Afstanden fra Havet og forsvinder tilsidst næsten ganske. Man antager, at Bevægelsen er en Kombination af en Heldagssvingning, der er afhængig af Temperaturgangen og lokale Forhold, og en Halvdagssvingning, der er upaavirket af Tid, Sted og Vejrlig. Aarsagen til den sidste er endnu ikke tilstrækkelig oplyst. Den aarlige Periodes Amplitude er kun ringe mellem Troperne og meget forskellig under højere Bredder. Over Fastlandene indtræffer Maximum om Vinteren, Minimum om Sommeren, over Havene er det modsatte som oftest Tilfældet.

Luftrykkets horizontale Fordeling.

Af de daglige Luftrykobservationer finder man ligesom ved Temperaturiagttagelserne Middeltrykkene for Dag, Maa-
ned og Aar. Har man reduceret disse til Havets Niveau og den 45. Breddekreds, kan man danne sig et Overblik over Luftrykfordelingen i horizontal Retning ved at forbinde alle

Steder, der har samme Lufttryk, med Linier, de saakaldte Isobarer. Aarsisobarerne viser, at der findes et konstant højt Lufttryk mellem 30. og 40. Parallel, hvorfra Trykket aftager til begge Sider. Af Isobarerne for Januar og Juli ser man, at Lufttrykket veksler med Aarstiderne, saa at der over Fastlandene hersker et højt Lufttryk om Vinteren, et lavt om Sommeren.

Ved Hjælp af Isobarkort har man beregnet det aarlige Middeltryk for de forskellige Breddekredse. Det laveste Tryk, 757.9 mm, findes ved den 10. nordlige Breddekreds; derfra vokser Trykket paa den nordlige Halvkugle til 762.4 mm ved den 35. Breddekreds, aftager derpaa til 758.2 mm ved den 65. Parallel for derpaa atter at stige til 760.5 mm ved den 80. Breddekreds. Paa den sydlige Halvkugle stiger Lufttrykket til 763.5 mm paa den 30. Breddekreds og aftager derpaa til 753.7 mm ved den 50. Parallel. Forskellen mellem de forskellige Breddekredses Lufttryk beløber sig altsaa kun til nogle faa Millimeter i Havets Niveau; i større Højder bliver Forskellen derimod ret betydelig, fordi Trykkets Aftagen med Højden er afhængig af Temperaturen, og denne er meget forskellig mellem Ækvator og Polerne. Paa den nordlige Halvkugle er Lufttrykket saaledes:

for Breddekredsene:	0	30	60
i 5000 Meters Højde	420.1	416.0	392.6 mm
i Havets Niveau	758	762.6	759.2 mm

Luftens Bevægelse.

Saalænge Luften har samme Temperatur i samme Højde, vil den ogsaa der have samme Tryk; den vil være i Ligevægt, og der vil ingen Bevægelse finde Sted. Indtræder der derimod en Temperaturforskel, forstyrres Ligevægten, og der opstaar

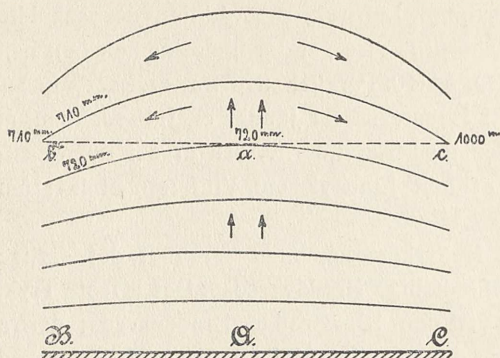


Fig. 8.

og dermed højere Tryk end Omgivelserne i samme Højde, b og c; Ligetrykfladerne sænker sig da til alle Sider og følgende disses Fald strømmer Luften foroven udad. Herved forøges Trykket forneden ved B og C, medens det aftager over det opvarmede Sted A paa Grund af Luftudstrømningen foroven.

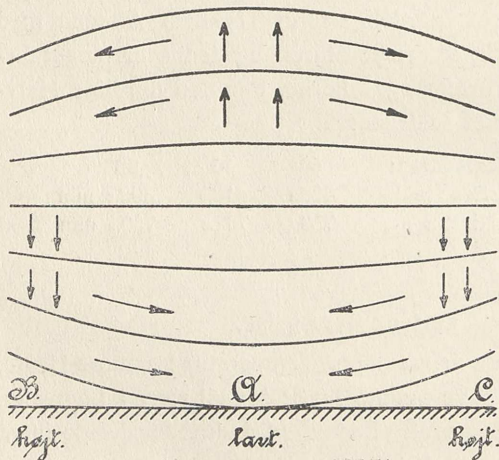


Fig. 9.

en Bevægelse, som begynder foroven over det Sted, hvor Temperaturen stiger, i Fig. 8 Punkt A. Idet Luften her udvider sig, faar et Punkt i Højden, a, mere Luft over sig

Nede ved Jorden sænker Ligetrykfladerne sig da mod det lave Lufttryk i Midten, (se Fig. 9) og Luften strømmer her fra alle Sider indad (barometrisk Minimum). — Hvor der finder en Afkøling Sted, vendes Forholdene

om (Fig. 10);
der opstaar her
et højt Lufttryk,
hvorfra Luften
fornedenstrøm-
mer ud, me-
dens den for-
oven strømmer
ind (barome-
trisk Maxi-
mum).

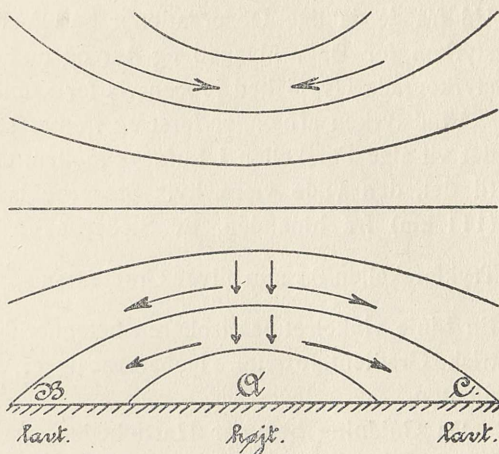


Fig. 10.

Vindstyrken.

Vindens Styr-
ke betegnes ved

den Hastighed, hvormed Luften bevæger sig, eller ved det Tryk, som den udøver paa en Flade, der staar vinkelret paa Vindretningen. Trykket forholder sig som Kvadratet af Hastigheden; fordobles Hastigheden, bliver Trykket 4 Gange saa stort. Hastigheden eller Trykket maales ved Anemometre, men da disse ikke giver noget absolut Maal og let paavirkes af lokale Forhold, kan man som oftest lige saa godt ved et almindeligt Skøn vurdere Vindstyrken. Til at betegne denne bruger man en 6 eller 12 delte Skala (Beauforts); til den 6 delte Skala svarer følgende Benævnelser og Hastigheder:

Benævnelse	Virkning	Meter i 1 Sek.
1. svag	bevæger en Vimpel	1—5
2. jævn	strækker en Vimpel	6—9
3. frisk	bevæger Grene	10—13
4. stærk	bevæger smaa Stammer	14—18
5. Storm	bevæger Træer	19—25
6. Orkan	ødelæggende	over 25



Ud fra de daglige Observationer beregner man Middelvindstyrken for Dag, Maaned og Aar og undertiden hver Vindstyrkegrads Hyppighed procentvis for samme Perioder.

Vindstyrken afhænger først og fremmest af Gradienten, det vil sige Forskellen i Luftryk mellem to Steder, reduceret til det, den vilde være, hvis Stederne laa en Ækvatorgrad (111 km) fra hinanden. Er Stedernes Afstand 821 km og Trykforskellen 8.5 mm bliver Gradienten $\frac{8.5 \times 111}{821} = 1.15$ mm.

En Linie vinkelret paa Isobaren betegner den største barometriske Gradient. Jo tættere Isobarerne ligger, desto større er Gradienten.

Da Gnidning hemmer Hastigheden, maa dog ogsaa Jordoverfladens Beskaffenhed faa Indflydelse paa denne. Vindstyrken bliver større over Havene end over de ujævne Fastlande, større over flade og træløse Egne end i Bjærg- og Skovegne og tiltager med Højden over Jorden. Øverst paa Eifeltaarnet er den aarlige Gennemsnitshastighed saaledes henv. 9 m i Sekundet, forneden kun $2\frac{1}{2}$ m.

Over Havene har Vinden omtrent samme Styrke Dag og Nat, men inde over Fastlandene har Vindstyrken en tydelig daglig Periode. Ved Jordoverfladen følger den Temperaturgangen og er større om Dagen end om Natten, i Højden er derimod det omvendte Tilfældet. Det sidste forklares ved, at der om Natten paa Grund af Afkølingen danner sig et koldt stillestaaende Lag af Luft for nedan, over hvilket de højere Luftlag vedbliver at strømme hen; om Dagen blandes disse med den opstigende rolige Luft og taber derved noget af deres Hastighed.

Vindretningen.

Vindens Retning angives efter det Verdenshjørne, hvorfra den kommer. Man skelner mellem 8 Hovedretninger eller

Helstreger (N, NE, E o. s. v.) eller 16 Halvstreger N, NNE, NE o. s. v.). Retningen iagttages ved Vindfløj (Vejrhaner), men kan ogsaa skønnes ved andre Iagttagelser som f. Eks. Røgen fra høje Skorstene.

Hvis Retningen alene var afhængig af Gradientkraften, vilde den være vinkelret paa Isobaren. Den afhænger imidlertid ogsaa af flere andre Forhold, navnlig af den ved Jordomdrejningen fremkaldte Afbøjningskraft og, naar Banen bliver krum, tillige af Centrifugalkraften samt af Gnidningsmodstanden. I det følgende skal der gøres Rede for Virkningen af hver af disse.

A. Afbøjningskraften skyldes Jordens Omdrejning og den forskellige Hastighed, hvormed et Punkt bevæger sig fra Vest til Øst under forskellig Bredde. Naar en Luftmasse bevæger sig fra Ækvator mod N, vil den have en større Hastighed mod Øst end det Sted, hvortil den kommer, og vil derfor bøje mod Øst; bevæger Luftmassen sig i modsat Retning, vil den komme til Steder med større Omdrejningshastighed end den selv har, og derfor bøje af mod Vest. I begge Tilfælde vil der finde en Afbøjning Sted til Højre, ved tilsvarende Bevægelser paa den sydlige Halvkugle derimod til Venstre.

Et Punkt ved Ækvator bevæger sig 465 m i 1 Sek. mod Øst, et Punkt paa den 60. nordl. Breddekreds kun halv saa meget i samme Tid. En Luftmasse, der bevæger sig fra Ækvator mod Nord, faar derfor ved den 60. Breddekreds et Overskud i Hastighed mod Øst paa 233 m i Sekundet, naar den bevarer sin Begyndeshastighed. Denne vokser imidlertid med Luftens Tilnærmelse til Omdrejningsaksen i samme Forhold som Breddekredsenes Radier aftager, bliver altsaa ved den 60. Parallel dobbel saa stor som ved Ækvator eller $2 \times 465 = 930$ m i Sekundet, og Overskuddet i Hastighed mod Øst bliver derfor ved den 60. nordl. Breddekreds $930 \div 233$ eller 697 m i 1 Sek. En saa vældig Hastighed forudsætter imidlertid langt større Trykforskelle

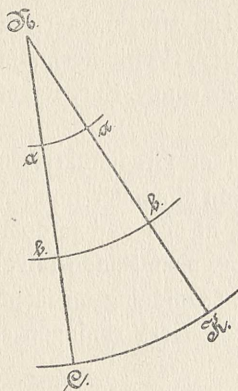


Fig. 11.

end man kender paa Jorden; Gnidning og andre Forhold maa forringe Virkningen af Afbøjningskraften, hvis Størrelse man finder Udtryk for paa følgende Maade.

Naar et Legeme i 1 Sekund bevæger sig fra Nordpolen, N, (Fig. 11) i Retning mod Christiania, C, vil Christianias Meridian i samme Tid flytte sig til K, og Luften efter 1 Sekunds Forløb komme til et Sted, der ligger aa vest for Christianias Meridian. Da Jorden drejer sig 360° i en Stjernerdag eller 86164 Sekunder, bliver Vinkelhastigheden ω for alle Steder i 1

Sekund $\frac{2\pi}{86164} = 0.00007292$. Hvis Luften

bevæger sig 1 m i 1 Sekund, bliver den lineære Afbøjning i 1 Sekund altsaa 0.00007292 Meter, men ligesom Endehastigheden ved Faldet er dobbel saa stor som Gennemsnitshastigheden, bliver Afbøjningskraften i 1 Sekund $2 \times 0.00007292 \text{ m} = 0.146 \text{ mm}$.

Hvis Luften i 1 Sekund var kommen dobbel saa langt, nemlig til b i Fig. 11, vilde den lineære Afbøjning være bb, men denne er dobbel saa stor som aa. Afbøjningskraften er altsaa proportional med Hastigheden; den vokser og aftager med denne og bliver altsaa $2 \omega \times v$, naar Hastigheden kaldes v.

Da Afbøjningen foregaar til Højre paa den nordlige, til Venstre paa den sydlige Halvkugle, maa den være 0 ved Ækvator; herfra tiltager den mod Polerne i samme Forhold som Breddekredsenes Radier aftager eller proportionalt med sinus til Bredden, den bliver $2 \omega \times v \times \sin. \varphi$.

Afbøjningen er uafhængig af Bevægelsens Retning. Som Følge af Inertien vil et bevæget Legeme beholde sin oprindelige Retning \circ : stadig bevæge sig mod samme Punkt i Verdensrummet, medens Meridianernes Tangenter, i Forhold til hvilke vi bedømmer Retninger paa Jorden, under Jordomdrejningen stadig vil ændre Retning, \circ : pege mod andre Punkter i Rummet. Vinklen mellem Bevægelsesretningen og Meridianerne (se Fig. 12) vil derfor stadig ændre sig, og det ikke blot, naar Bevægelsen foregaar fra Nord

til Syd eller omvendt (Fig. 12), men ogsaa naar den foregaar i Retning med Parallellerne (se Fig. 13). — Hvis Jorden var en flydende Masse, vilde Fladtrykningen vokse, naar Omdrejningshastigheden tiltog; der maatte derved opstaa en Bevægelse af Massedelene bort fra Polerne.

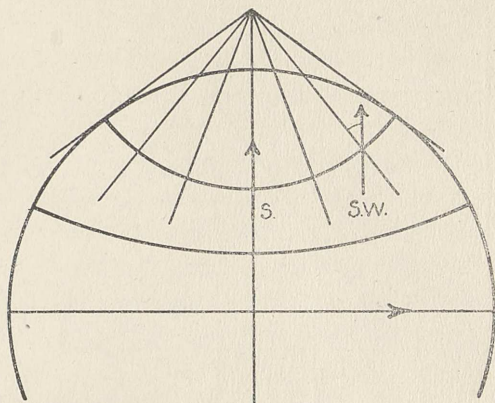


Fig. 12.

Hvis Omdrejningshastigheden aftog, vilde det modsatte finde Sted. Bevæger Luften sig fra Vest til Øst, altsaa i samme Retning som Jorden drejer, faar den en større Hastighed end den, der svarer til Jordens Fladtrykning; den faar en Hastighed, der svarer til en større Fladtrykning, og maa derfor nærme sig til Ækvator, det vil sige bøje af til Højre paa den nordlige Halvkugle, til Venstre paa den

sydlige. Bevæger Luften sig fra Øst til Vest, bliver dens Hastighed mindre end Jordens Omdrejningshastighed og svarende til en mindre Fladtrykning; den maa derfor nærme sig Polerne og ligesom i første Tilfælde bøje til Højre paa den nord-

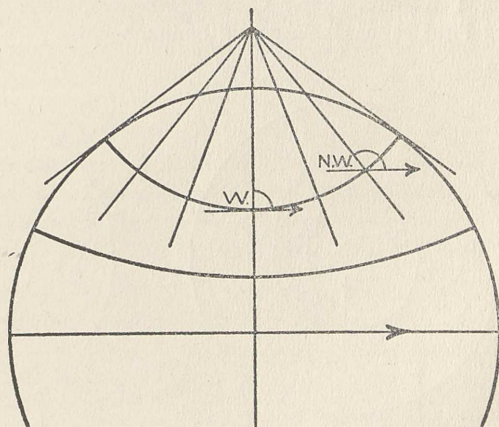


Fig. 13.

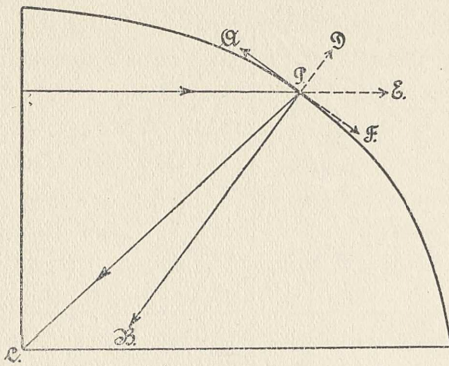


Fig. 14.

lige, til Venstre paa den sydlige Halvkugle. — Hvorledes en forøget eller formindsket Omdrejningshastighed maa fremkalde en Bevægelse henholdsvis mod Ækvator eller Polerne, kan ogsaa godtgøres paa følgende Maade.

Den Kraft, hvorved et Punkt P (Fig. 14) paa den fladtrykte Jord drages mod Jordens Centrum C, kan opløses i 2 Kræfter, PB, der virker lodret paa Overfladen, og PA, der drager Punktet hen imod Polen. Den sidste modvirkes af Centrifugalkraften PE, der ogsaa kan opløses i 2 Kræfter, af hvilke PD modvirker Tyngden, medens PE holder PA Stangen, saa længe Omdrejningshastigheden er uforandret. Vokser Centrifugalkraften, som det er Tilfældet, naar Luften bevæger sig fra Vest til Øst, bliver PF større end PA, og Punktet P maa bevæge sig hen imod Ækvator, aftager Centrifugalkraften, bliver PF mindre end PA, og Punktet maa bevæge sig henimod Polen.

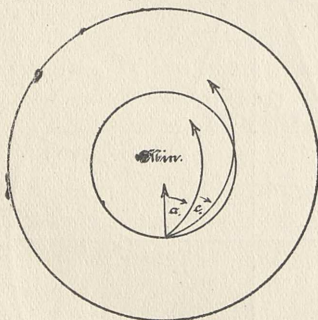


Fig. 15

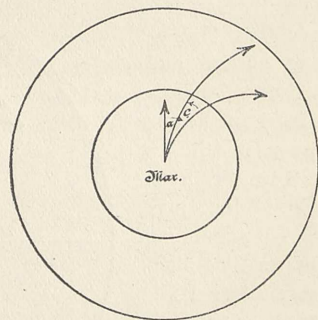


Fig. 16.

B. Centrifugalkraften. Naar Banen ved den stadige Afbøjning bliver krum og danner en Hvirvel, vil Retningen paavirkes af Luftstrømmens egen Centrifugalkraft, der forøger Afbøjningen, hvor Luften strømmer ind mod et Lavtryk (barometrisk Minimum, Cyklon), formindsker den, hvor den strømmer ud fra et Højtryk (barometrisk Maximum, Anticyklon). I første Tilfælde, hvor Banen krummer til Højre (Fig. 15), virker Centrifugalkraften c i samme Retning som Jordrotationens Afbøjningskraft a , medens i sidste Tilfælde (Fig. 16) de to Kræfter modarbejder hinanden, fordi Banen her krummer til Venstre.

Virkningen vokser med Bevægelsens Hastighed og Banens Krumning. Bevæger et Punkt sig fra A til C (Fig. 17), er Hastigheden $AC = v$, Faldrummet AD og Endehastigheden, som er Maalet for Kraften, $2AD$. Krumningsradien er $AO = R$. Af Forholdet $\frac{AD}{v} = \frac{v}{2R}$ faar man da $AD = \frac{v^2}{2R}$ og Centrifugalkraften $2AD = \frac{v^2}{R}$. Centrifugalkraften forholder sig

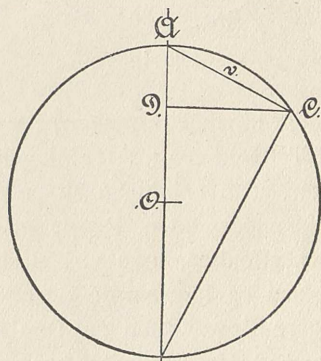


Fig. 17.

altsaa direkte som Kvadratet af Hastigheden, men staar i omvendt Forhold til Krumningsradien; jo mindre denne er, det vil sige, jo større Krumningen er, desto større bliver Virkningen af Centrifugalkraften. Tages denne med i Betragtning, bliver Formlen for Afbøjningskraften $2 \omega \cdot v \sin. \varphi \pm \frac{v^2}{R}$.

C. Gnidningsmodstanden. Hvis der ingen Gnidning fandt Sted, vilde Bevægelsen efterhaanden blive jævn og cirkelformig som Stenen i en Slynge. Gradienten G (Fig. 18) og den ved Centrifugalkraften forøgede Afbøjningskraft C vilde

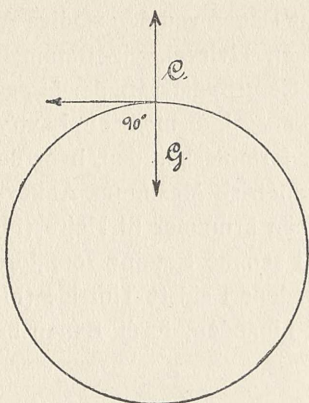


Fig. 18.

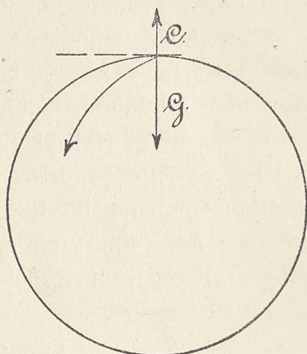


Fig. 19.

holde hinanden Stangen; Bevægelsen vilde foregaa i Retning af Tangenten og Afbøjningen vilde være 90° . At dette ikke sker, at Afbøjningen bliver mindre end 90° , skyldes Gnidningsmodstanden. Denne er forskellig efter Jordoverfladens Beskaffenhed, men virker altid i modsat Retning af Bevægelsen og ligesom en Bremse stærkere og stærkere, jo hurtigere Bevægelsen er. Den forringer altsaa Hastigheden og dermed Centrifugalkraften, som derved bliver mindre end Gradientkraften; Bevægelsen kan da ikke følge Tangenten, men maa bøje indad og blive spiralførmig. (Fig. 19).

Periodiske Vinde.

Hvor Temperatur og Lufttryk ændrer sig med Dags- og Aarstid, maa ogsaa Vindretningen undergaa periodiske Forandringer. Inde over Fastlandene fremkalder det høje Lufttryk om Vinteren Fralandsvinde, det lave om Sommeren Paalandsvinde, de saakaldte Monsuner, og i de fleste Kystegne vil Opvarmningen om Dagen og Afkølingen om Natten fremkalde

en regelmæssig Skiften af Sø- og Landvinde. Den daglige Skiften af Dal- og Bjærgvinde forklares ved, at der hviler en større Luftmasse over den nedre end over den øvre Del af en Dal; ved den daglige Opvarmning og Udvidelse af Luften vil Ligetryksfladerne derfor komme til at ligge højere forneden i Dalen end oppe i denne og følgende disses Fald maa Luften strømme opad som Dalvind. Om Natten, naar Luften afkøles og trækker sig sammen, kommer Ligetryksfladerne omvendt til at ligge lavest nede i Dalen, og Luften glider da fra Højegnene nedad som Bjærgvind.

En ejendommelig Bjærgvind er Føhnen. Det er en tør og varm Vind, der fra Højegnene blæser ned i Dalene, hvor den giver Anledning til en betydelig Temperaturstigning. Den optræder overalt, hvor et lavt Lufttryk i Nærheden tvinger Luften til at gaa over et Bjærgland. Den er tør, fordi den efterhaanden har afgivet sin Fugtighed under Opstigningen paa Vindsiden, den er varm, naar den kommer ned i Dalen, fordi den ved Nedstigningen paa Grund af sin Tørhed har tiltaget mere i Varme (omtr. 1° p. 100 m) end den som fugtig Vind har aftaget i Varme under Opstigningen (0.4° p. 100 m). Virkningen er mest følelig om Vinteren, fordi Temperaturen aftager langsommere opefter paa denne Aarstid (0.4° p. 100 m) end om Sommeren (0.7° p. 100 m). Er Temperaturen paa en Sommerdag i Dalen $+20^{\circ}$, vil den i 2000 m Højde være 0.7×20 Grader lavere, altsaa 6° ; da den under Nedstigningen tiltager med 1° p. 100 m, kommer Luften ned i Dalen med en Temperatur af 26° og forhøjer altsaa Temperaturen der med 6° . Paa en Vinterdag, naar Temperaturen i Dalen er $\div 5^{\circ}$, vil den i 2000 m Højde være $0.4 \times 20^{\circ}$ lavere, altsaa $\div 13^{\circ}$; ved Nedstigningen tiltager Temperaturen med 20° , saaledes at Luften naar ned i Dalen med en Temperatur af $+7^{\circ}$ og forårsager altsaa der en Temperaturstigning paa 12° .

En Slags Føhnvinde i videre Forstand er Boraen, som fra Højlandet bagved blæser ned over Istrien og Dalmatiens Kystegne, og Mistralen, der blæser ned gennem Rhonedalen. De fremkaldes ved lave Luftryk over Adriaterhavet og Middelhavet og opvarmes som andre Vinde ved Nedstigningen; naar de alligevel medbringer Kulde, skyldes det den overordentlig lave Temperatur i de Egne, hvorfra de kommer.

Det atmosfæriske Kredsløb.

Paa Grund af den store Temperaturforskel mellem Ækvator og Polerne kunde man vente, at Ligetrykfladerne i den lavere Del af Atmosfæren maatte hælde mod Ækvator, i den højere mod Polerne, og at Luften følgende Faldet forneden maatte strømme fra Pol til Ækvator, foroven i modsat Retning. I Virkeligheden er Forholdene helt anderledes. Fra de høje Luftryk ved 35. nordlige og sydlige Breddekreds strømmer Luften henimod Ækvator, paa Grund af Afbøjningskraften som Østenvind (Passat), medens der under højere Bredder overvejende hersker vestlige Vinde.

Aarsagen til det høje Luftryk ved den 35. Parallel kan ikke være den, at Luften, som oven over Passaten strømmer tilbage mod Polen, faar mindre og mindre Plads og derfor maa synke ned til Overfladen og danne et højt Luftryk der; i saa Fald maatte Luftrykket blive endnu større under endnu højere Bredder. Grunden maa snarere søges i Forholdet mellem de forskellige Parallelkredsens Omdrejningshastighed og den Hastighed, hvormed Luftudvekslingen mellem Pol og Ækvator foregaar. Ved Beregning har man fundet, at den sidste netop er lige saa stor som Omdrejningshastigheden ved den 35. Parallel. Under højere Bredder, hvor den er større end Parallelernes Omdrejningshastighed, maa Vinden da blive vestlig, under lavere Bredder, hvor det modsatte er Tilfældet, derimod østlig.

Kun under lavere Bredder finder et sluttet Kredsløb Sted, saaledes som det vilde være Tilfældet uden Jordens

Omdrejning mellem Pol og Ækvator; langs Jordoverfladen strømmer Luften fra de høje Lufttryk ved 35. nordlig og sydlig Bredde henimod Ækvator, paa Grund af Afbøjningskraften som Østenvind (Passat), medens den i højere Regioner har den modsatte Retning (Antipassat). Under højere Bredder hersker gennemgaaende vestlige Vinde i hele Atmosfærens Højde. Da Afbøjningskraften tiltager med Bredden, faar Luften, som fra det høje Lufttryk ved 35. Parallel strømmer mod Polen, mere og mere Retning mod Øst og omkredser tilsidst Polen som en mægtig Hvirvel med Retning fra Vest til Øst. Vestenvindene i de tempererede Zoner optræder dog ikke med samme Stadighed som Østenvindene i den tropiske Zone; navnlig paa den nordlige Halvkugle, hvor Lands og Vands forskellige Indflydelse paa Temperaturforholdene gør sig stærkt gældende, finder der i de lave Luftlag ofte Vekslen af Vindretning Sted, idet der her hyppig danner sig lokale Lavtryk, omkring hvilke Vinden kredser.

Selvom der paa Grund af Vindens næsten vestlige Retning ikke strømmer saa megen Luft til Polen, vilde der dog her finde en Ophobning af Luft Sted, hvis der ikke samtidig fandt en Luftstrømning Sted henimod Ækvator. At der foregaar en saadan, fremgaar af Observationer af Vindretningen paa Toppen af høje Bjerge og af Skyernes Bevægelse; disse godtgør, at Vinden i Højder mellem 3 og 7 km har en Tendens hen mod Ækvator, paa den nordlige Halvkugle er WNW, medens den baade i højere og lavere Regioner gennemsnitlig er SW eller WSW. Man har søgt at forklare dette ved at høje Luftmasser, der altid har stor Hastighed, ved at synke kommer til Højder, hvor deres Hastighed og dermed ogsaa deres Afbøjning er større end den, der svarer til Ligetrykfladernes Heldning mod Polen her. Paa den nordlige Halvkugle afbøjes da Luften til Højre ud over Bredekredsen, under hvilken den strømmer, og blæser som nordvestlig Vind hen mod Ækvator. At det samme ikke sker i de laveste Luftlag, skyldes Gnidningen mod Jordoverfladen, der hemmer Luftens Hastighed og derved formindsker Afbøjningen;

Gradientkraften bliver større end Afbøjningskraften og Vindretningen igen SW eller WSW ligesom i de højere Luftlag.

Vejret. Barometriske Minima og Maxima.

Vejret er et Sammenspil af alle meteorologiske Elementer i et givet Øjeblik, af Luftryk, Vindforhold, Temperatur, Nedslag m. m.; Klimaet er den gennemsnitlige Tilstand af alle disse. Vejret afhænger først og fremmest af Vindretningen, idet Vinden medfører de Egenskaber, som Luften har der, hvor den kommer fra, men Vindretningen er igen betinget af Luftrykkets Fordeling, som derfor er det, der væsentlig bestemmer Vejrets Karakter. I den tropiske Zone, hvor Lige-trykfladerne for det meste danner jævnt hældende Flåder (i Passat- og Monsunbælterne), falder Vejr og Klima ofte sammen; i de tempererede Zoner skifter Vejret næsten daglig, idet Lige-trykfladerne nærmest frembyder Billedet af et ujævnt, bølgende Tæppe med talrige Fordybninger, der er i idelig Bevægelse. Da Luften paa Grund af Afbøjningskraften kredser spiralformig om det Sted, hvor Trykket er lavest, vil Vindretningen og dermed Vejret idelig skifte paa de Steder, som de barometriske Minima eller Cykloner hyppig gaar hen over. Formen af disse Minima er sjælden helt rund, oftere oval eller meget uregelmæssig, idet Isobarerne løber ud og ind, og indenfor Isobaren for 760 mm kan de have en Udstrækning paa flere Tusind Kilometre. De fleste er heldigvis lidet udprægede, især om Sommeren, og kun paa nogle Steder, hvor Isobarerne ligger tæt, er Vindstyrken betydelig.

De Minima, der hjemsøger Europa, kommer for største Delen fra Nordamerika; efter at have passeret Atlanterhavet gaar de fleste mod Nordøst over det nordlige eller mellemste Norge, nogle over Danmark og enkelte endnu sydligere. Den

Hastighed, hvormed de bevæger sig, er forskellig; undertiden kan de i nogen Tid staa helt stille, til andre Tider kan de bevæge sig med forbavsende Hurtighed (over 100 km i Timen), især om Vinteren og naar de uddyber sig. Inde over Fastlandene taber de i Hastighed og opløser sig. Syd for Cen-

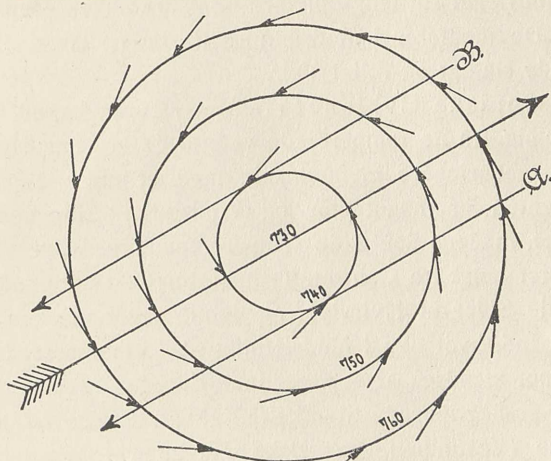


Fig. 20.

tre's Bevægelsesretning vil Barometret til en Begyndelse falde paa det Sted, som Minimet gaar hen over (A i Fig. 20), Vinden vil dreje fra Sydøst til Syd (med Uret), Temperaturen stige, Fugtighed og Nedslag tiltage; naar Minimet halvvejs er passeret stiger Luftrykket igen, Vinden drejer videre mod Vest og Nordvest, og baade Temperatur, Fugtighed og Nedslag aftager. Hvis selve Centret passerer Stedet, indtræder de nævnte Forandringer i Vindretning og øvrige Vejrforhold pludselig, og ligger Stedet nord for Centrets Bevægelsesretning (B i Fig. 20) saaledes som Island og Nordgrønland i Reglen gør det, foregaar Vinddrejningen og dermed de øvrige

Vejrforandringer i omvendt Orden. Medens Luften i et barometrisk Minimum bevæger sig indad og opefter, bevæger den sig i de barometriske Maxima nedad og udefter. De sidste har som oftest en endnu mere uregelmæssig Form og større Udstrækning end de første, men de er mindre udprægede, bevæger sig langsommere og ikke i nogen bestemt Retning. De medfører i Modsætning til Lavtrykkene gennemgaaende stadigt og roligt Vejr.

De tropiske Cykloner (Taifuner, Tornados, Huricanos), skiller sig fra de tempererede ved, at de er langt sjældnere, har meget ringere Gennemsnit, men er mere udprægede; Gradienten er meget stor og Vindstyrken tiltagende mod Centret, medens den i de tempererede Egnes Cykloner ofte er størst langt fra Centret. Temperatur og Fugtighed er ens paa alle Sider af Hvirvlen, og denne taber sig hurtig inde over Land, hvor den i Modsætning til de tempererede Egnes Cykloner standses af selv ret lave Bjerge. De tropiske Cykloner er begrænsede til enkelte Egne, hvor Storme iøvrig er sjældne (Vestindien, bengalske Havbugt, østasiatiske Farvande, omkring Mauritius, Samoa m. m.), og hvor de navnlig forekommer om Sommeren eller Efteraaret, naar Calmerne er fjærest fra Ækvator. De opstaar i Egnen mellem begge Passater eller Monsuner, hvor Luftrykket altid er lavt, og hvor der hersker skiftende Vinde med bygeagtigt Vejr, omtrent ved den 10. nordlige Breddekreds. Da Afbøjningskraften her er ubetydelig, vil en ringe Gradient under uroligt Vejr kunne give Anledning til en rask Afgang af Luft foroven og Tilstrømning forneden. At den opadgaaende Luftbevægelse, som derved opstaar i Centret, ikke snart igen ophører, men vedligeholdes og endogsaa tiltager, skyldes den voldsomme Fortætning af Vanddampe og den derved frigjorte Varme. Idet Gradienten herved vokser i Nærheden af Centret, tiltager ogsaa Virkningen af

Centrifugalkraften, og den opstigende Luft kommer da til at ligne den tragtformige Fordybning, som danner sig i Vandet, naar man aabner for Afløbet i Bunden af et Kar, efter at man har sat Vandmassen i en svagt roterende Bevægelse. Fra de ækvatoriale Egne bevæger Cyklonerne sig mod WNW paa den nordlige Halvkugle, mod WSW paa den sydlige, indtil de ved Vendekredsene bøjer om og gaar henholdsvis mod ENE og ESE (se Fig. 21). Undervejs aftager de i Dybde, men tiltager i Omfang, og flere af de nordatlantiske fortsætter sig som almindelige Minima ind over Europa. De følger altsaa de herskende Luftstrømmes Retning, men med en Tendens henimod Polerne, der kan forklares ved, at Afbøjningskraften er større paa Polarsiden end paa Ækvatorsiden af Hvirvlen. For Bevægelsesretningen er dog maaske ogsaa det høje Lufttryk over Havene ved Vendekredsene af Betydning.

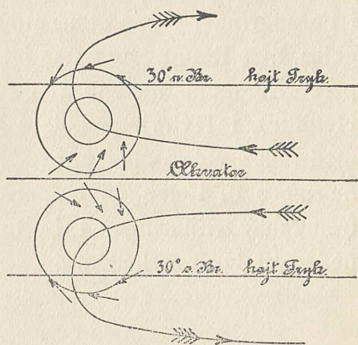
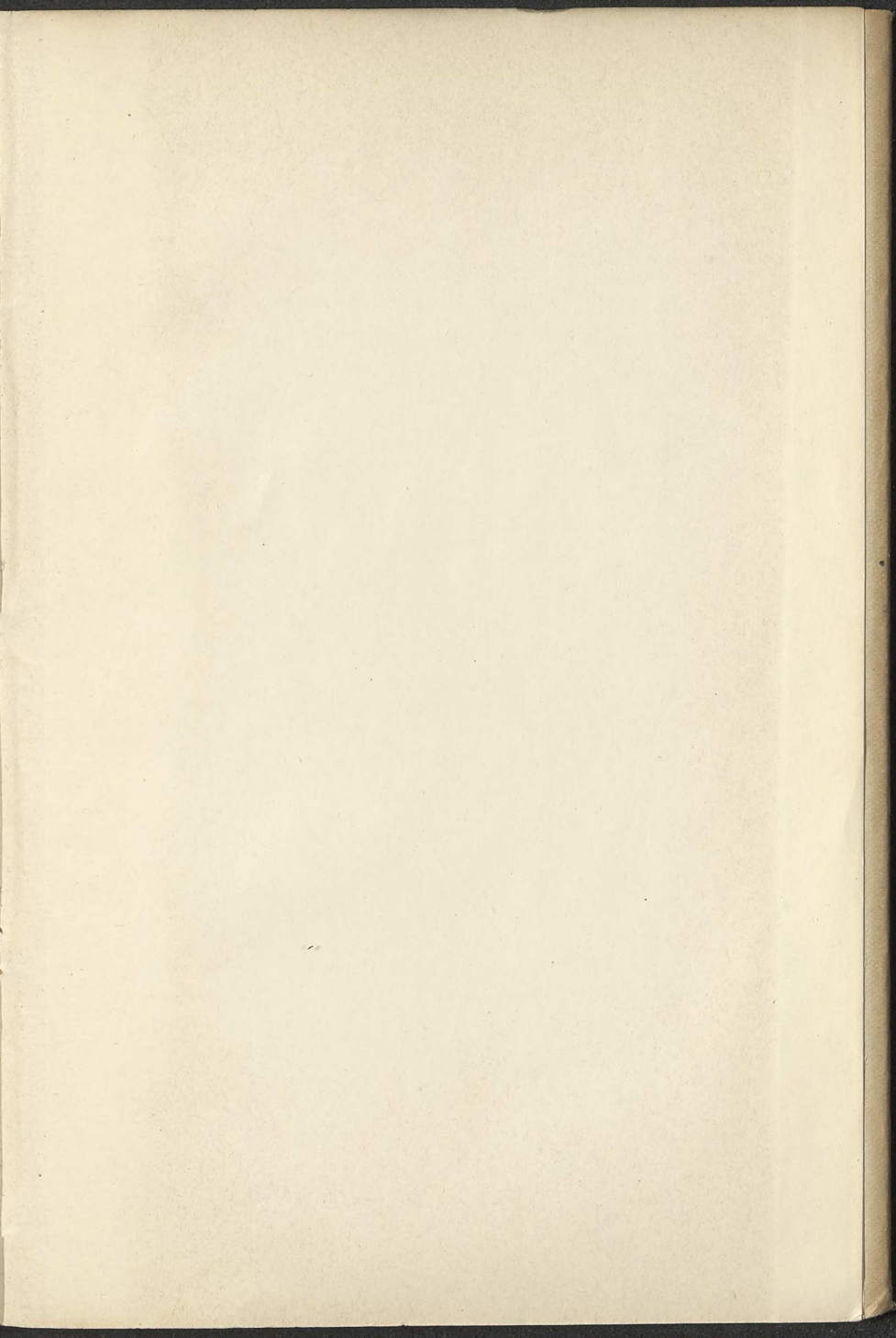
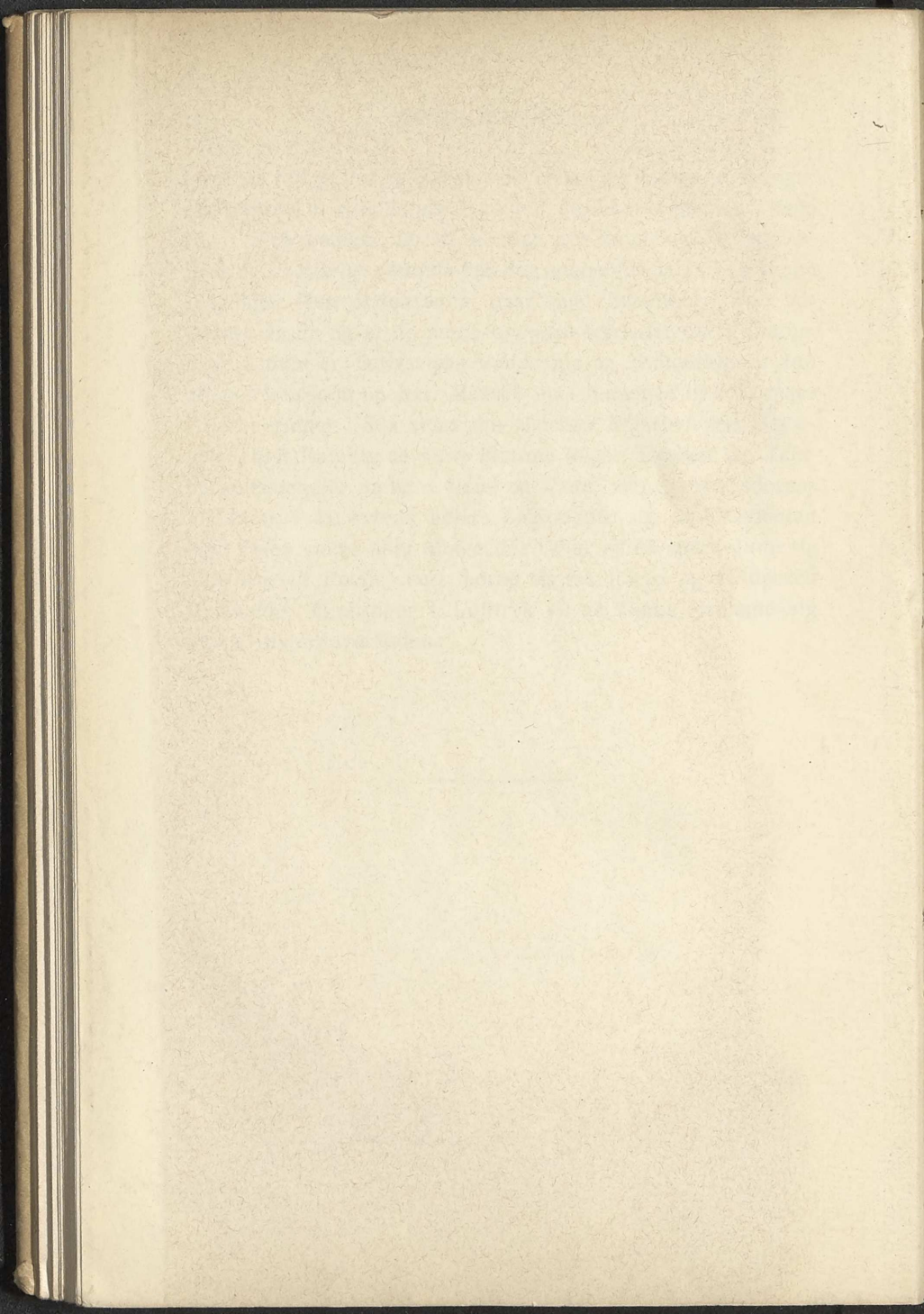


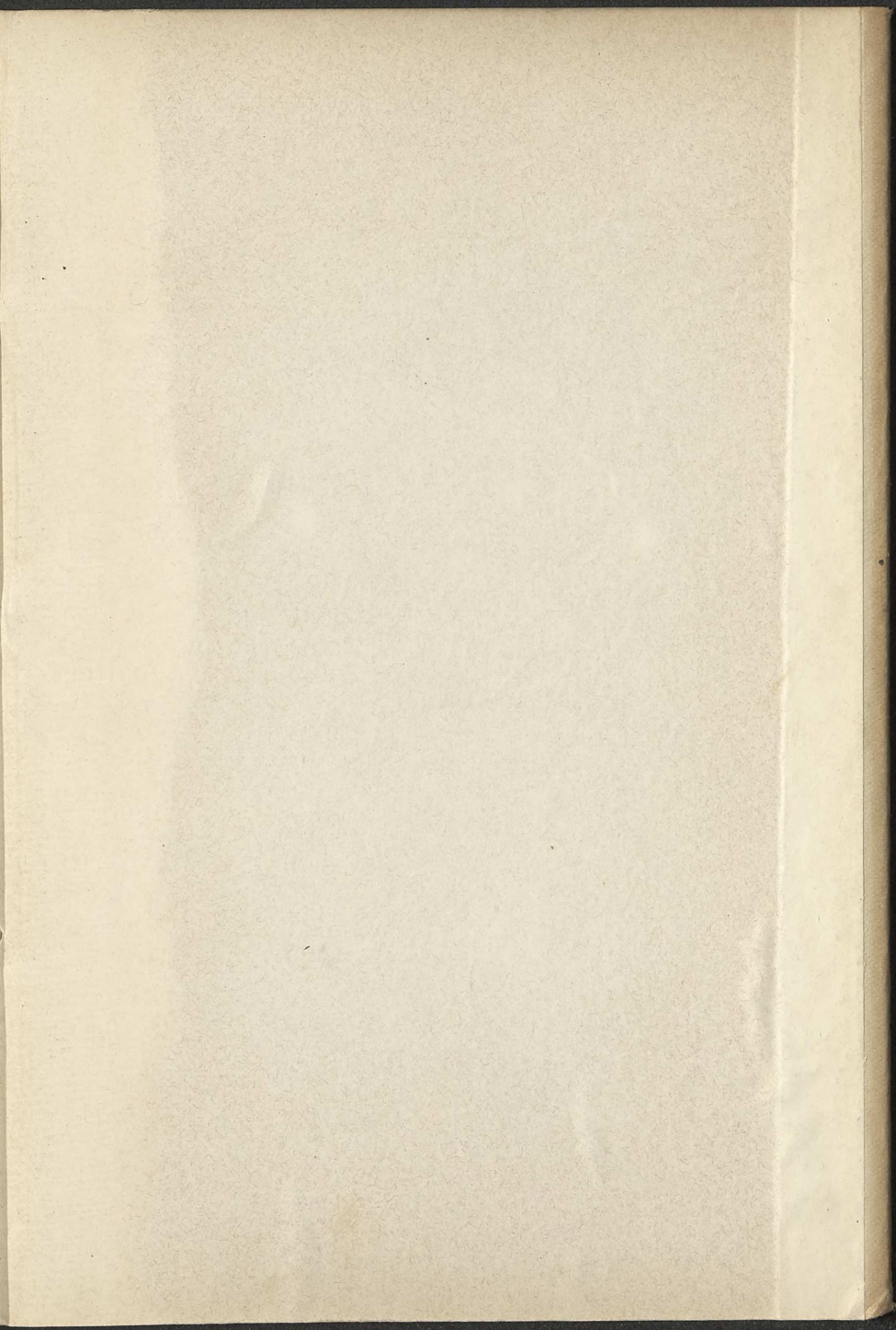
Fig. 21.

At nogle Minima i de tempererede Egne kan dannes paa samme Maade som de tropiske Cykloner er vel muligt, især de mindre udprægede og mere begrænsede, der opstaar om Sommeren, naar Luften er rigest paa Vanddamp og Temperaturen aftager hurtig opefter; en lokal stærk Opvarmning kan da fremkalde en opstigende Luftstrøm, der vedligeholdes ligesom i Troperne ved en stærk Fortætning af Vanddamp. Bevægelsen fra Vest til Øst kan da forklares ved, at Vindene paa Forsiden af Hvirvlen er ækvatoreale, paa Bagsiden po-

lare; de første, der er forholdsvis varme og damprige, bringer Barometret til at falde paa Forsiden, medens de kolde og tørre Polarvinde bringer det til at stige paa Bagsiden. De udprægede og langvarige Minima kan dog næppe forklares ved denne saakaldte Konvektionsteori, naar man betænker, hvor udstrakte de er, og at de netop hyppigst optræder om Vinteren, naar Luften er fattigst paa Vanddamp og Temperaturen kun aftager langsomt opefter. Maaske maa Aarsagen til dem søges i Forandringer i den store atmosfæriske Polarhvirvels Bevægelse, hvis Retning de fleste Minima følger. Opstaar der Temperaturforskelle mellem Land og Vand, vil Ligetrykfladernes Heldning i Hvirvlens højere Lag ændre sig, og Gradienten mod Polen vokse eller aftage. Hvirvlen vil da snart slutte sig nærmere til Polen, snart fjærne sig fra denne, og de derved fremkaldte Ændringer i Luftryk vil da kunne forplante sig nedad til Jordoverfladen.







GYLDENDALSKE
BOGHADEL



GYLDENDALS FORLAGSTRYKKERI
KJØBENHAVN

Hu