4

meteorologi

kapitel 4

Jorden og atmosfæren
Temperatur
Lufttrykket
Luftens tæthed
Luftens fugtighed
Vinden
Stabilitet
Skyer
Tåge
Torden
Overisning
Luftmasser og fronter
Jordens og luftens opvarmning
Skæntvind
Bølgeopvind
Termik og vejrtyper
Dansk svæveflyvevejr
Vejrtjenesten

JORDEN OG ATMOSFÆREN

Meteorologien er læren om vejret, det vil sige de processer, som foregår i atmosfæren. De primære faktorer, som kontrollerer vejret, er luftens indhold af vanddamp og luftens temperatur i forskellige højder. Vanddampens mængde forandrer sig normalt langsomt, mens temperaturen kan skifte hurtigt, særlig i nærheden af jordoverfladen. Forandringer i vejrforholdene til det gode eller dårlige skyldes for en stor del forandringer i temperaturen. Temperaturen er en af de vigtigste faktorer i atmosfæren og af vital interesse for svæveflyvere. Oplysninger om temperatur og fugtighed fortæller svæveflyveren om chancen for opvind.
Der er sekundære faktorer at tage hensyn til. Forandringer i luftens tryk angiver, hvilken bane de forskellige luftmasser vil følge. Trykket er stort set kontrolleret af temperaturen.

Terrænets beskaffenhed og overgangen fra hav til land har sammen med fugtighed, temperatur og vind indflydelse på vejret. Farlige vejrforhold som tåge, turbulens, torden, hagl og overisning afhænger først og fremmest af temperatur og fugtighed og er under indflydelse af vinde, fronter og terrainet.
Andre vigtige vejrfaktorer er luftens stabilitetsforhold. For eksempel kan torden ikke udvikles i stabil luft, og tåge kan ikke eksistere i ustabil luft,

Jordens geografi

De 2/3 af jordens overflade er dækket af vand, hvoraf der til stadighed foregår en fordampning op i atmosfæren. Vanddampen afkøles og falder til jorden igen som nedbør i en eller anden form. Denne proces, ledsaget af temperatur- og trykforandringer, indeholder en enorm energi.

Start

Den resterende tredjedel af jordens overflade består af land af varierende beskaffenhed og højde. De højeste fjeldkæder kan standse en fremadskridende luftmasse og forandre vejrforholdene ganske. Selv mindre stigninger i landskabet har virkning på det lokale vejr.

Atmosfæren

Luften eller atmosfæren, som den kaldes, er en del af jorden. Jorden roterer ikke i atmosfæren, men atmosfæren roterer sammen med jorden i rummet. På den anden side er atmosfæren i stadig bevægelse (vind), som ikke behøver at have samme retning som jordens rotation. Atmosfærens bevægelse skyldes uensartet opvarmning af jordens overflade og kaldes cirkulation.

Atmosfæren ender ikke pludseligt i en bestemt højde over jorden, men tætheden aftager gradvis med højden.

Atmosfæren deles i flere lag- vi vil kun beskæftige os med to lag, det nederste, troposfæren, og det ovenliggende, stratosfæren. I troposfæren er luften tilstrækkelig tæt til, at cirkulationen og vejrfænomenerne kan holdes i gang. I stratosfæren finder normalt ingen skydannelse sted, men med jævne mellemrum konstateres meget kraftige vinde lige over troposfæren. Vinden, som kaldes jetstrøm (jetstream), ligger som en flod lejret i vestenvindbæltet med en længde på 500-2000 km og en bredde på 100-200 km. Vindens hastighed ligger mellem 100 og 300 knob. Overgangen fra troposfæren til stratosfæren, som kaldes tropopausen, er en ret skarp skillelinie, hvis højde over jorden daglig konstateres ved hjælp af radiosondemålinger.

Højden af troposfæren varierer på grund af temperaturforholdene. Gennemsnitshøjden er omkring 9 km ved polerne og 17 km ved ækvator.

Atmosfæren er en blanding af forskellige luftarter, nemlig 78 pct. kvælstof, 2,1 pct. oxygen (ilt), resten er sjældnere luftarter.

Desuden indeholder atmosfæren urenheder som røg, støv, salt og plantesporer, samt vanddamp. Vanddamp er meteorologisk set den vigtigste bestanddel af atmosfæren. Vanddamp kan fortættes til vanddråber og herved danne skyer, nedbør, tåge og overisning.

Indhold

TEMPERATUR

Varmestråling

Solen er den kilde, som leverer varmeenergi til jordens overflade og atmosfæren. Den varme, som modtages fra jordens indre, er betydningsløs. Solstrålingen består af en uafbrudt strøm af energi med en meget kort bølgelængde.

Alle legemer udstråler varme. Karakteren af denne udstråling afhænger af legemets temperatur. Jo højere et legemes temperatur er, jo større er udstrålingen. For eksempel, hvis et koldt stykke metal opvarmes, kan vi til at begynde med føle udstrålingen som varme, vi kan ikke se den. Denne usynlige udstråling ved relativt lav temperatur har en bølgelængde, som er meget større end sollyset, og vi kalder den langbølget udstråling.

Opvarmer vi metallet yderligere, kan vi se udstrålingen, metallet er blevet rødglødende. Yderligere opvarmning giver en hvidglødende udstråling. Den sidste synlige udstråling kalder vi kortbølget udstråling.

Temperaturen af solens overflade er omkring 6000 grader, mens jordens gennemsnitstemperatur er 15 grader. Jordens udstråling er derfor usynlig, langbølget, mens solen udstråler synlig energi, kortbølget udstråling. Den direkte udstråling fra solen opsuges kun lidt af atmosfæren, fordi luft ikke har nogen større virkning overfor kortbølget stråling.

Solstrålingen opsuges derimod af jordens overflade, og derved stiger temperaturen. Denne varme udstråles igen tilbage til atmosfæren fra jorden som langbølget, usynlig stråling. En del af den langbølgede udstråling opsuges af skyerne og en betydelig del af vanddampen i atmosfæren. Således spiller atmosfærens vanddamp samme rolle som glasset i et drivhus, som indlader alle kortbølgede stråler fra solen, men tilbageholder den langbølgede udstråling fra jorden.

Skønt indstråling fra solen forhøjer jordoverfladens temperatur, giver samme varmemængde ikke samme temperaturstigning. Den afhænger af overfladens beskaffenhed. Sandområder bliver hurtigt varme, når solen skinner på dem, mens temperaturen i et vandområde næsten ikke stiger. Temperaturen i en skov stiger, men ikke så meget som i områder uden vegetation.

Indhold

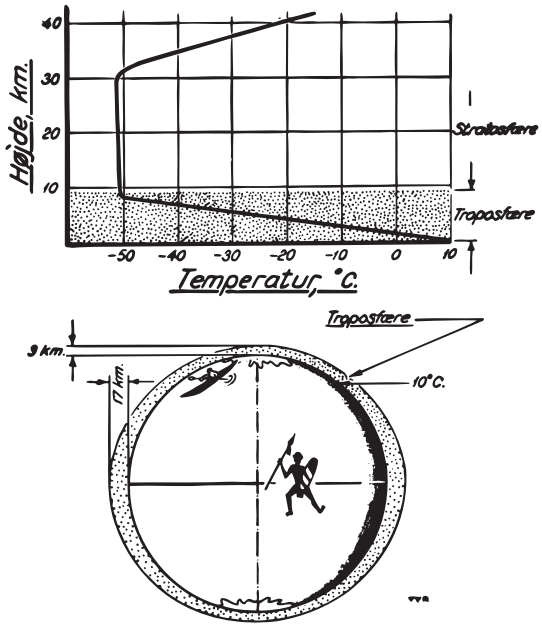
Mængden af indstrålingen fra solen, som når jorden, er afhængig af vinklen, hvormed strålerne rammer jorden. Jo højere solen står på himlen, desto flere stråler rammer jorden pr. arealenhed. Ved middag og om sommeren, når solen står højest, får vi den største koncentration af solstråler.

Temperaturens variation med højden

Hvis man stiger op i atmosfæren, aftager temperaturen. I 10.000 meter ligger temperaturen normalt på omkring minus 45˚.

Figur 6-1 viser, hvorledes gennemsnitstemperaturen varierer med højden. Temperaturgradienten er her 0,65˚ pr. 100 meter og forløber jævnt opad. Det er dog Sjældent tilfældet i naturen, at temperaturgradienten forløber som en lige skrånende kurve, for opvarmning, afkøling og fugtighed, særligt i lagene nær jorden, indvirker på den. Temperaturen aftager indtil tropopausen, hvorefter den holder sig konstant eller tiltager lidt. Tropopausen er at opfatte som en altid tilstedeværende inversion (se næste afsnit). Den normale højde af tropopausen om sommeren hos os er fra 10 til 12 km.

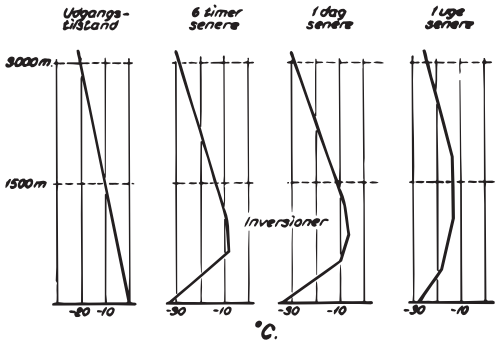
Figur 6-1.



Øverst temperaturens variation med højden i atmosfæren på vore breddegrader. Den aftager jævnt opad gennem troposfæren og er på det nærmeste konstant i stratosfæren. - Nederste del af figuren anskueliggør den forskellige tykkelse af troposfæren på forskellige steder på jorden.

Indhold

Figur 6-2.

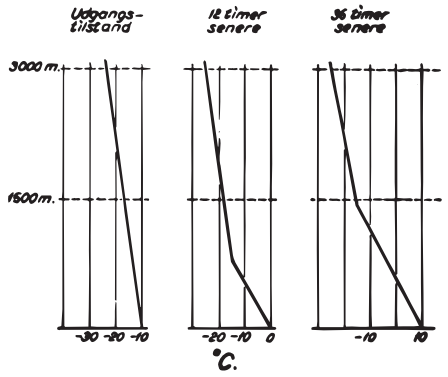


Forandring af luftmasser

En varm luftmasse, som blæser imod koldere egne, vil undervejs stadig afkøles i de nederste lag nærjorden. Se figur 6-2. Bemærk at luften i større højder forandres meget langsomt. Laget, hvor temperaturen tiltager med højden, som vist i diagrammet, kaldes en inversion. En inversion er forhold, hvor den normale gradient er modsat, i stedet for at aftage tiltager temperaturen med højden.

I figur 6-3 har vi en kold luftmasse, som bevæger sig mod områder med en højere overfladetemperatur. Den kolde luft opvarmes i de jordnære lag. Den opvarmede luft fra jorden, som er lettere, vil stige op og erstattes af koldere luft. En sådan varmetrans

Figur 6-3.



Figur 6-3. Ændring i temperaturen af kold luft, der føres hen over varmere havvand om vinteren.

Indhold

port kaldes konvektion (termik) og kan foregå i løbet af kort tid og nå anselige højder. Luften har en ustabil (labil) karakter, mens den er stabil i figur 6-2, hvor inversionen sætter en stopper for opstigende luft. Den sidste situation er altså ugunstig for svæveflyvning. Vi ser, at temperaturgradienten spiller en overmåde stor rolle for vejrforholdenes udvikling.

LUFTTRYKKET

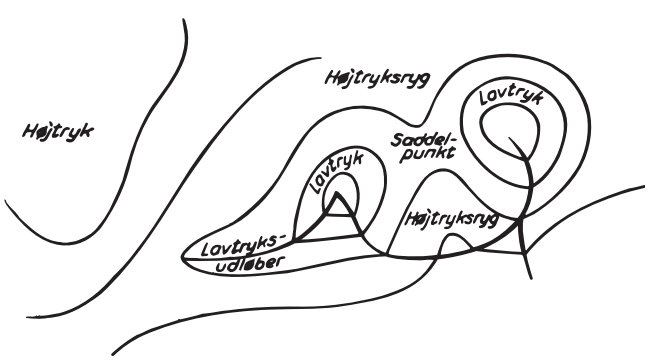
Skønt luften er meget let, har den dog en vis vægt og udøver dermed et vist tryk. Lufttrykket er lig med vægten af den overliggende luftsøjle med et tværsnitsareal på 1 cm2.
Luftens tryk aftager med højden, idet den luft, som ligger ovenover, bliver- mindre under opstigningen i atmosfæren. Trykket er aftaget til det halve i 5,5 km's højde.
Det vil sige, at der i større højder vil være utilstrækkelig oxygen til at vedligeholde normale menneskelige funktioner. Ved flyvninger over 4000 m må piloten medføre oxygen (ilt).

Måling af lufttrykket
Nøjagtige målinger af lufttrykket foretages med et kviksølvbarometer. Lufttrykket, som tidligere blev opgivet i millibar (mb) og endnu tidligere i millimeter (mm), opgives nu i hectoPascal (hPa). I mb er lig med l hPa. Hos os er lufttrykket meget højt, når der på barometret aflæses 1040 hPa, og meget lavt, når trykket er faldet til 950 hPa. Det såkaldte normaltryk er 1013,2 hPa (760 mm).
For at få ensartede aflæsninger af lufttrykket fra de forskellige observationsstationer, til brug for vejrkortene, er der korrektioner til det aflæste tryk på kviksølvbarometret. Man har vedtaget at korrigere barometerstanden til havets overflade, kviksølvets temperatur til 0° og til 45° bredde på grund af tyngdeforskellen.
Kendskabet til lufttrykket er vigtig for flyveren af flere grunde.
(a) Trykvariationer i atmosfæren, som anskueliggøres i vejrkortene, kontrollerer
vinden og for en stor del skyer og nedbør.
(b) Højdemåleren virker som et barometer og behøver justering, hvis den skal give
korrekte angivelser af luftfartøjets højde.

Indhold

Vejrkortet
Hver tredie time observeres vejrforholdene ved mange stationer fordelt over hele jorden, samt af skibe på havene. Disse observationer, som er omsat i en talkode, indsamles og spredes til vejrtjenester i alle lande. Observationerne nedtegnes med symboler på et kort og analyseres af en meteorolog. En af de vigtigste observationer er lufttrykket ved havets overflade. Under analyseringen af vejrkortet trækkes linier gennem de steder, som har samme tryk, isobarer, og derved anskueliggøres trykvariationerne over et stort område. Isobarerne skærer aldrig hinanden, men forløber som koncentriske kurver. Isobarerne tegnes for hver femte eller anden hPa.
Det isobariske billede i vejrkortet viser forskellige typer af trykvariationer afhængige af, om trykket er højt eller lavt. Se figur 6-4.

(a) Lavtryk er et område med relativt lavt tryk med laveste tryk i centret. Udbredelsen af et lavtryk fra et par km i en tornado til flere hundrede km i større lavtryk.
(b) Lavtryksudløber er en regelmæssig udbugtning af isobarer fra et lavtryk. Trykket er lavere i udløberen end på begge sider.
(c) Højtryk er -et område med relativt højt tryk med det højeste tryk i centret. Isobarerne ligger normalt i større afstand fra hinanden end i lavtrykcentret.
(d) Højtryksudløber (højtryksryg) ligner lavtryksud-



Figur 6-4.

Ændring i temperaturen af kold luft, der føres hen over varmere havvand om vinteren.

Indhold

løberen, men her er trykket størst i udløberen og lavere på begge sider.
(e) Sekundært lavtryk er et lille lavtryk i udkanten af et større lavtryksområde.
(f) Saddelpunkt er et neutralt område mellem 2 lavtryk og 2 højtryk.

Ovennævnte tryksystemer bevæger sig uafbrudt eller skifter i udseende. De fleste af systemerne bevæger sig fra vest mod øst, mens lavtrykkene uddybes eller opfyldes og højtrykkene bygges op eller nedbrydes.

Tryk-gradient
Man hører ofte udtrykket tryk-gradient eller blot gradienten. Dette udtryk refererer til den vandrette trykforskel over en bestemt afstand og måles vinkelret på isobarerne. Der hvor isobarerne ligger tættest, siges gradienten at være stor, og der får vi den kraftigste vind, fx i et lavtryk. I højtryk eller højtryksudløbere, hvor trykgradienten er lille, ligger isobarerne langt fra hinanden, og der hersker svage vinde.

Måling af trykforandringer
Barografen er et instrument, som leverer en kurve over trykkets forandringer. Hvis et lavtryk nærmer sig, falder trykket støt. Er lavtrykscentret passeret, begynder trykket at stige. Vi siger, at barometerstanden er faldende eller stigende.

Trykket i højden
Ved opstigning i de lavere dele af atmosfæren falder trykket 1 hPa for hver 8,3 meter. I større højder, hvor atmosfæren ikke er så tæt, skal der en meget større højdeforandring til for at modsvare 1 hPa.
Denne højdeforandring er ikke altid den samme, men er afhængig af luftmassens temperatur.
Stiger vi op i atmosfæren og standser ved trykfladen 700 hPa, har vi nået en højde på 3000 m. Dette er en gennemsnitshøjde; i virkeligheden varierer 700 hPa trykfladens højde over jorden med temperaturen. I kold luft, som er tung, aftager trykket hurtigere og 700 hPa fladen ligger lavere.

Indhold

Luftenstæthed
Luftens tæthed eller vægtfylde spiller en stor rolle for såvel flyvningen som meteorologien. Den opdrift, der skabes når flyets vinge bevæges gennem luften, er afhængig af luftens tæthed (se side 14-15), og i atmosfæren er det tæthedsforskelle, der får termikboblerne til at stige til vejrs.
Luftens tæthed defineres som luftmængde pr. rumfangsenhed, og den er afhængig af lufttrykket, således at tætheden vokser ved stigende tryk og ved faldende temperatur, mens den aftager ved faldende tryk og ved stigende temperatur.
Luftens indhold af vanddamp har betydning for lufttætheden, idet vanddamp er lettere (har mindre tæthed) end tør luft under de samme betingelser. Dette har betydning for opdriften i termikboblerne, idet luften i disse bobler tildels medbringes fra de jordnære luftlag, hvor indholdet af vanddamp i almindelighed er større end højere oppe. Meget tyder på, at opdriften (stiget) i boblerne i højder over ca. 500 m i lige så høj grad skyldes dette overskud af vanddamp i forhold til omgivelserne som et temperatur-overskud. Boblernes temperatur-overskud i forhold til omgivelserne over denne højde er for det meste ikke mere end 0,2 til 0,4 °C.

Højdemåling
Alle højdemålere er fremstillet til kun at vise helt rigtigt i en vedtaget atmosfære, standardatmosfæren, som går ud fra følgende værdier ved jordens overflade: lufttryk 1013,25 hPa, temperatur + 15°, lodret temperaturgradient 0.65° pr. 100 meter (se nedenstående tabel).

Standardatmosfæren

843 hPa	5° C	1524 m	5000 fod
859 hPa	6° C	1372 m	4500 fod
875 hPa	7° C	1219 m	4000 fod
891 hPa	8° C	1067 m	3500 fod
908 hPa	9° C	914 m	3000 fod
925 hPa	10° C	762 m	2500 fod
942 hPa	11° C	610 m	2000 fod

Indhold

959 hPa	12° C	457 m	1500 fod
977 hPa	13° C	305 m	1000 fod
995 hPa	14° C	152 m	500 fod
1013.25 hPa	15° C	0 m	0 fod

Fejlkilder ved højdemåling, som skyldes de meteorologiske forhold, er følgende-.
(a) Da de virkelige temperaturforhold så godt som aldrig er i overensstemmelse med standardatmosfærens temperaturforhold, vil en højdemåler ikke vise den sande højde.
I en kold luftmasse vil den aflæste højde være større end den sande højde, det vil sige, at luftfartøjet er længere nede, end højdemåleren angiver.
I en varm luftmasse vil den aflæste højde være mindre end den sande højde, det vil sige, at luftfartøjet er højere oppe, end højdemåleren angiver.
I uheldigste tilfælde kan fejlvisningerne, på grund af at temperaturen er meget højere eller lavere end den temperatur, standardatmosfæren angiver, gå op til 10% af højden.
Ønsker man en nøjagtig højdevisning ved flyvning i større højde, må en korrektion anvendes.

(b) Lufttrykket ved havets overflade varierer med tid og sted (passage af høj- og lavtryk) og er sjældent i overensstemmelse med standardtrykket 1013.2 hPa, som højdemåleren er konstrueret til.
Et fly i luften aflæser kun rigtig højde, hvis man med mellemrum kan få trykket fra jorden og indstille højdemåleren.
Til indstilling af højdemåleren kan benyttes flere referenceplaner, enten til en flyveplads eller til havets overflade.
Ved længere flyvninger, hvor trykket varierer kraftigt. kan der opstå betydelige fejlvisninger, hvis man ikke har lejlighed til at få trykket fra jorden til korrektion af højdemåleraflæsningen.
Man kan tænke sig til, hvad der kan ske, hvis et fly flyver mod et kraftigt lavtryk uden at være klar over det, og målområdet er dækket af lav stratus med fjelde under.

Indhold

Højdemålerindstilling
De anvendte forkortelser for højdemålerindstilling skal kort resumeres:
QFE er trykket ved flyvepladsens overflade, og med den indstilling viser højdemåleren højden over flyvepladsen. Et luftfartøj, som holder på flyvepladsen og har sin højdemåler indstillet efter pladsens QFE, vil aflæse o meter på højdernåleren.
QNH er trykket ved havets overflade, og med den indstilling viser højdemåleren højden over havet. Et luftfartøj, som holder på flyvepladsen og har sin højdemåler indstillet efter pladsens QNH, vil aflæse pladsens højde over havet på sin højdemåler.
Standardindstillingen på 1013,2 hPa anvendes til at flyve i - eller i forhold til -flyveledelsens flyveniveauer (Flight Level).
Se iøvrigt kapitel 3.

LUFTENS FUGTIGHED

Vanddamp
Luften indeholder altid større eller mindre mængder af usynlig vanddamp. Vanddampen kan ved afkøling overgå i vand eller is, denne proces kaldes kondensation (udfældning). Den modsatte proces, altså vandets overgang til usynlig vanddamp, kaldes fordampning.
Ved fordampning bruges der varme, denne varme frigives igen ved kondensation (eller fortætning) til vand.
Der er imidlertid en grænse for, hvor meget vanddamp luften ved en given temperatur kan indeholde, overskrides denne grænse, får vi luften mættet, og den overskydende vanddamp fortættes til tåge, skyer og nedbør.
Nedenstående tabel viser, at ved høje temperaturer kan luften indeholde meget mere vanddamp end ved lave temperaturer.

Vanddampindhold ved mætning:

Temperatur	10	0	10	20	30
Vanddamp g/m3:	2.	4.8	9.4	17.1	30.4

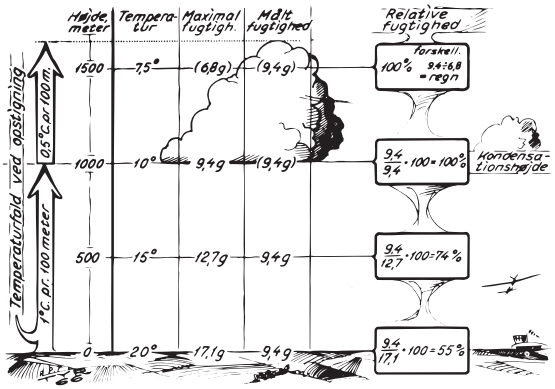
Indhold

Angivelse af fugtighed

1. Den absolutte fugtighed angiver mængden af vanddamp i hver kubikmeter (g/m3).
2. Den relative fugtighed angiver forholdet mellem den vanddamp, der er i luften, og den mængde, der kunne være, hvis luften var mættet. Ved en temperatur på 10 grader har vi fx målt den absolutte fugtighed til 4.8 (g/m3). Den relative fugtighed bliver 4.8 divideret med 9.4 og gange med 100 = 51%.
3. Dugpunktstemperaturen er den temperatur, luften skal afkøles til for at blive mættet. For mættet luft er dugpunktstemperaturen lig med luftens temperatur, for umættet luft er den lavere.

I tabellen kan ses, at ved et vanddampindhold på 4.8 g/m3 og en temperatur på 100 er dugpunktstemperaturen 0°. Der skal altså en afkøling til på 10°, før mætning indtræffer.

Dugpunktstemperaturen angives i alle vejrobservationer. Jo mindre forskellen er mellem dugpunktstemperaturen og luftens temperatur (»dugpunktsspredningen«), desto større er muligheden for tåge eller skyer.



Figur 6-5.

Skydannelsen foregår ved afkøling af opstigende luft fra jordoverfladen.

Indhold

Kondensation fremkaldes ved:
1) tilførsel af mere vanddamp, indtil mætning nås.
2) afkøling af luften til dugpunktstemperaturen.
I figur 6-5 ses, hvorledes skydannelsen foregår ved afkøling af opstigende luft fra jordoverfladen.

Underafkøletvand
I skyer med temperaturer fra 0° helt ned til — 30° kan der træffes vanddråber: de er underafkølede og ustabile. Ved kontakt med et luftfartøj fryser de underafkølede vanddråber omgående og overiser luftfartøjet.

VINDEN

Den vandrette luftbevægelse eller vinden er af stor interesse ved start og landing. Desuden er vinden ved jorden og i højden i forbindelse med skyoptræk tegn på, hvilke vejrprocesser som er i færd med at udvikles.

Vindretning og hastighed
Vindretningen er den retning, hvorfra vinden kommer, og den angives i grader (0-360), eller i de 16 streger på kompasrosen: N, NNø, Nø, øNø osv.
Vindens hastighed angives i knob 0 knob = 1852 m/time) eller i meter pr. sekund 0 knob = ca. 1/2 m/sek).

Jordens afbøjende kraft
Luftens bevægelse afhænger hovedsagelig af trykfordelingen. Et lavtryk er et område med mindre luft end et højtryksområde. Ganske naturligt vil luften søge fra det høje tryk mod det lave for at få trykforskellen jævnet ud.
Men på grund af jordens rotation afbøjes vinden til højre på den nordlige halvkugle, på den sydlige halvkugle omvendt.

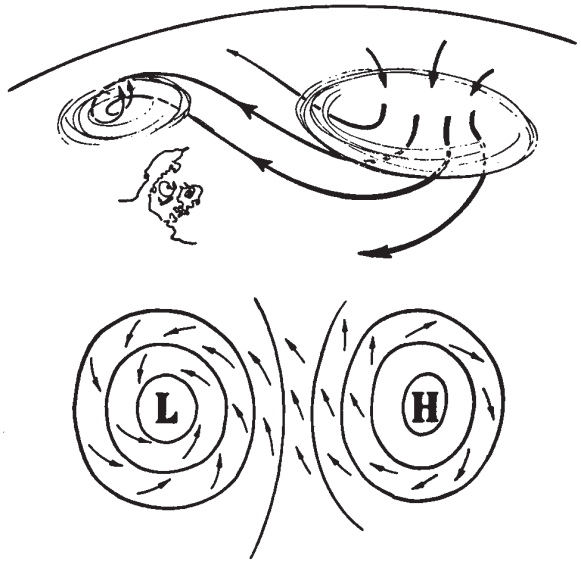
Indhold

Derfor strømmer luften ikke direkte fra højtryk mod lavtryk; men i en spiralbevægelse søger luften at udjævne forskelligheder i trykket. Se figur 6-6. Omkring lavtrykket har vinden retning mod urviseren, i et højtryk er vindens retning med urviserne. Vender man ryggen til vinden og holder venstre arm lidt foran til venstre, peger hånden mod det lave tryk; højtrykket befinder sig i den modsatte retning.

Højdevind

Vindens friktion mod jorden bremser bevægelsen og nedsætter vindhastigheden. Går man i højden, tiltager vinden raskt op til 500 meter og drejer tilhøjre, så den kommer til at blæse langs med isobarerne. Drejningen tilhøjre er mindst ved nordvestlig vind og kold luft og størst ved sydvestlig vind (varm luft). Man må regne med, at der er dobbelt så stærk vind i 500 m som ved jorden, og at der er en drejning tilhøjre på 20-25 grader.

Figur 6-6.



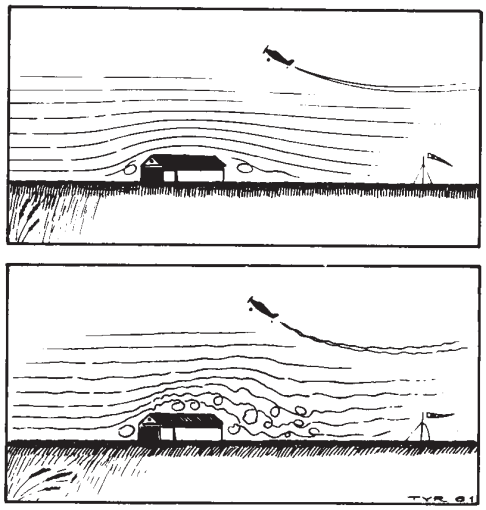
Figur 6-6. Forneden vindens retning omkring lavtryk og højtryk. Foroven vises nedsynkningen af luft i højtrykket og opstigningen i lavtrykket.

Indhold

Vindens struktur
Vinden ved jorden blæser aldrig med samme hastighed, og retningen, hvorfra vinden
kommer, er heller ikke altid den samme. I byger kan vinden tiltage i løbet af få sekunder, og forskellen mellem den svageste og stærkeste vind kan nå helt op på 20m/sek.
Lufturo eller turbulens kan i et luftfartøj mærkes som svage duvninger til voldsomme og farlige bevægelser i en tordenbyges ustabile luftstrøm.

Turbulens
Den dynamiske turbulens skyldes luftens gnidning mod ujævnheder på jordens overflade, såsom huse, træer og bakker. Ved større vindstyrke kan den dynamiske turbulens være betydelig og kan indebære en fare ved start og landing i nærheden af høje træer, bakker og hangarer. Der kan i så tilfælde, især ved vindhastighed over 20 knob, dannes hvirvler, særlig i læsiden af forhindringen, som kan forårsage havari. Se figur 6-7.
Ved den termiske turbulens, som kan nå store højder, udløses op- og nedvinde på grund af jordens

Figur 6-7.



Figur 6-7. Turbulens bag hindringer. - I svag vind (øverst) er der ingen særlig hvirveldannelse bag hindringer, men j' stærk vind kan der blive betydelig turbulens, hvorfor man ved overflyvning (fx flyslæb) bør have en sikkerhedshøjde på mindst det dobbelte af hindringens højde.

Indhold

opvarmning (termik). Er der store vindhastigheder, og den dynamiske og termiske turbulens arbejder sammen, kan turbulensen være ubehagelig og farlig i de nederste luftlag.

Windshear

Vindgradienten ved jorden og dens betydning under landing er allerede omtalt side 115. Windshear (eller »vindskæring«) betegner en vandret eller lodret ændring af vindretningen eller vindhastigheden eller begge dele, oftest over korte afstande. Et fly, der bevæger sig igennem et område med windshear, vil blive udsat for hurtigt skiftende påvirkninger, som især vil berøre opdriften: En hurtig øgning af flyvefarten som følge af en øgning i vindhastigheden eller ændring af vindretningen vil betyde større opdrift. Omvendt vil et fald i flyvefarten betyde et fald i opdriften. Hvis specielt det sidste sker nær jordoverfladen, er der tydeligvis risiko for stall og dermed havari.

Windshear meget udtalt form findes typisk sammen med temperaturinversioner (lodret windshear) og fronter, herunder søbrisefronter (vandret og i højden lodret windshear). Windshear, som forekommer i forbindelse med disse fænomener, er der temmelig god chance for at opdage og forudsige, når meteorologen analyserer de forskellige data.

Der forekommer imidlertid windshear i forbindelse med vejrsysterner af langt mindre dimensioner, som er vanskeligere at få øje på i vejrkortene og derfor sværere at forudsige og advare om.

Nedbøren, som falder fra en cumulonimbus, river i faldet luft med sig, Denne kolde luft breder sig langs jordoverfladen ud mod alle sider, men selvfølgelig mest i den generelle vinds retning. På jorden føler man et koldt vindstød, før nedbøren fra en kraftig cb når én. En utilsigtet medvindslanding i en sådan situation kan være katastrofal, og selv en normal modvindslanding kan blive meget vanskelig, idet der lige før øgningen af vindhastigheden vil være en opadstigende luftstrøm, som vil søge at løfte flyet. Dertil kommer opdriftsforøgelsen fra den øgende modvind, så disponeringen af en udelanding under disse forhold kan blive meget vanskelig. Bag skyen kan vindretningen i en kortere tid som følge af den udstrømmende luft blive modsat den herskende

vindretning i et tyndt lag. En landing i dette område byder på en virkelig stor risiko for havari.
Ovenstående fænomener~ findes i farligste form som såkaldte »microbursts«. De forekommer meget sjældent og som regel i forbindelse med meget varmt vejr og torden. Fænomenet varer kun få minutter og består i en voldsom faldvind med et par kilometers diameter og med faldhastigheder på 10-20 m/sek.
Når luftstrømmen nærmer sig jorden, breder den sig ud som en ringformet hvirvel med kraftige vindstød i alle retninger. Virkningen er voldsomst over en diameter på 3-4 km, og de kraftigste vindstød forekommer lige over jordoverfladen.

STABILITET

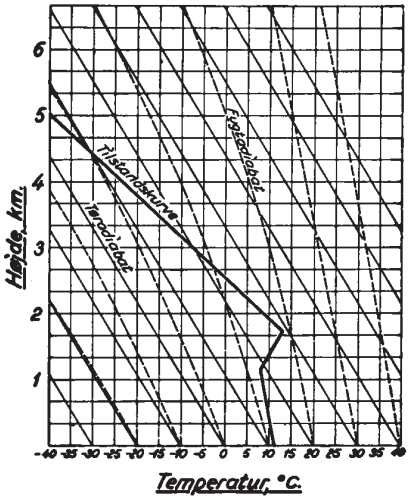
Atmosfærens stabilitet er et mål for den modstand, et luftelement møder ved op- eller nedstigning. Jo større modstand, jo større stabilitet.
En kugle, som hviler i bunden af en skål, vil løbe tilbage til sin oprindelige stilling, hvis man med magt fører den op langs siden af skålen (figur 2-47). Et luftelement, som tvinges op eller ned fra sin oprindelige position, vil straks falde tilbage, atmosfæren er stabil.
Hvis stabiliteten er nul (eller indifferent), vil atmosfæren være i ligevægt på et vilkårligt sted. Kan sammenlignes med en kugle på et plant bord, kuglen vil efter et stød være i ligevægt på et hvilket som helst sted på bordet.
Det modsatte af stabilitet er ustabilitet. En kugle, som balancerer på toppen af en skål, er et ustabilt eller labilt system. Støder man til kuglen, vil den med tiltagende hastighed rulle bort fra sin oprindelige stilling. Det samme gør sig gældende i en ustabil (eller labil) atmosfære.
Atmosfærens stabilitet afhænger af den lodrette temperaturgradient, altså temperaturens aftagen med højden for hver 100 meter.

Adiabatisktemperaturforandring

Et luftelement, som stiger op, vil komme under lavere tryk og afkøles. Ved nedsynkning vil luften komme under højere tryk og opvarmes. Denne proces, som finder sted, uden at der er tilført eller afgivet varme fra omgivelserne, kaldes den adiabatiske temperaturforandring.

Indhold

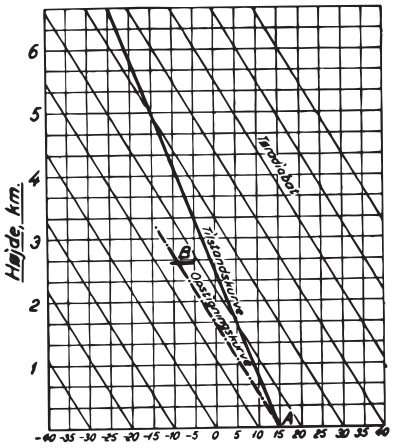
Figur 6-8.



Figur 6-8. Adiabatdiagrant med tilstandskurve. Både tøradiabater og fugtadiabater er indtegnet. Tilstandskurven viser en stabil atmosfære i de nederste lag, mens den er meget ustabil over inversionen, som findes mellem 1 og 2 km.

Denne forandring i temperaturen beløber sig til 1° pr. 100 m i tør luft (tøradiabatisk) og ca. 1/2° pr. 100 m i mættet luft (fugtadiabatisk). Dette sidste skyldes, at

Figur 6-9.



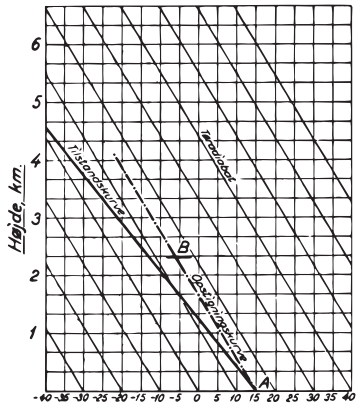
Tilstandskurve ved stabil atmosfære. Kun tøradiabater er indtegnet.

Indhold

den bundne fordampningsvarme frigøres, når luften under opstigning afkøles og når dugpunktet, hvor kondensation til skyer finder sted.

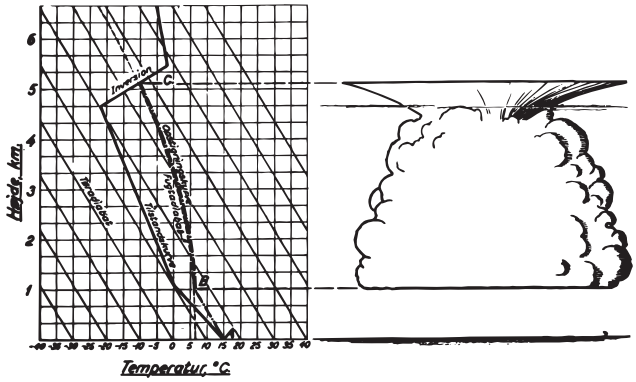
Adiabatisk diagram

Vi kan få oversigt over stabiliteten ved at konstruere et adiabatisk diagram, hvor der er trykt to sæt kurver, som repræsenterer den tøradiabatiske og den fugtadiabatiske opstigning af et luftelement.
Se figur 6-8.
Ved hjælp af radiosonden, som under sin flugt til store højder måler tryk, temperatur og fugtighed, indlægges luftens tilstandskurve i adiabatdiagrammet.



Figur 6-10.

Tilstandskurve ved ustabil atmosfære



Figur 6-11.

Ustabil atmosfære med tørtermik og cululo-nimbusdannelse.

Eksempler

Nedennævnte eksempler er simple, i praksis kan tilstandskurven variere meget.
I figur 6-9 ser vi en stabil opbygning af atmosfæren. Ved hjælp af modtagne målinger er luftens tilstandskurve lagt ind i adiabatdiagrammet, som her kun er forsynet med påtrykte tøradiabater. Højden er afsat

Indhold

til venstre, og temperaturen er afsat under diagrammet.
Går vi ud fra jorden i punkt A (15°C) og tvinger et luftelement tilvejrs til punkt B, må luften følge en tøradiabat (afkøling I°/100m). Det er den stiplede linie, som går parallel med nærmeste trykte tøradiabat. Luftelementet er ved tvang ført op til B og vil hurtigt synke ned til jorden igen, idet opstigningen er sket tilvenstre for tilstandskurven, luftelementet vil hele tiden være koldere end den omgivende luft (ved B fx .- 10° mod — 2°) og kan derfor ikke frit fortsætte opad, men synker tværtimod tilbage i sin gamle stilling.
Luften er stabil, og ingen termik kan forventes.
I figur 6-10 har vi at gøre med en ustabil (labil) situation. Læg mærke til, at den lodrette temperaturgradient er meget større end i ovennævnte stabile eksempel. Tilstandskurven hælder mere tilvenstre end før.
Et luftelement, som starter opstigningen i punkt A (15°), vil følge en tøradiabat. Da opstigningen sker tilhøjre for tilstandskurven, vil luftelementet stadig være varmere end den omgivende luft (ved B — 6°mod - 13°) og blive ved med at stige af sig selv. Opstigningen fortsætter, indtil luftelernentet (»varmluftblære«) får samme temperatur som omgivelserne, det sker normalt i en inversion (spærrelag). Luften er ustabil, og god termik kan forventes.

I figur 6-11 har vi en ustabil atmosfære. Fra A til B stiger luften op langs en tøradiabat, som ligger tilhøjre for tilstandskurven, og dermed kan opstigningen af et luftelement foregå af sig selv, fordi den opstigende luft er varmere end omgivelserne. Fra jorden og op til B har vi at gøre med tørtermik. I punkt B er den opstigende luft afkølet så meget 1°/100 m), at dugpunktet er nået, der dannes en cumulus sky. Fra punkt B til C er luften fugt-ustabil og vil følge en fugtadiabat (1/2°/100 m) videre opover, sålænge den opstigende luft er varmere end omgivelserne.
I punkt C støder den opstigende luft på en inversion, og udviklingen standses. Vi har udfra adiabatdiagrammet (der er kun tegnet en enkelt fugtadiabat, og fugtighedslinien er udeladt) fundet frem til:

Indhold

1) atmosfærens tilstand er ustabil

2) tørtermik indtil 1000 m højde

3) fra 1000 m højde dannes basen på cu-skyer

4) toppen af cu-skyer kan efterhånden nå 5200 m højde og vil da sandsynligvis have udviklet sig til en cb (cumulonimbus = bygesky), som giver en regnbyge.

5) 0°grænsens højde er 1200 m. Fra denne højde og opover er der fare for overisning i skyer.

SKYER

Skyerne er det synlige tegn på vejrets udvikling. Skyerne dannes ved, at luften afkøles til sit dugpunkt, og de består af meget små, fritsvævende dråber eller iskrystaller.
Den internationale opstilling af skyernes grundformer'er således:

Latinsk navn	For-kortet	Dansk navn	Højde over jorden
1. Cirrus 2. Cirrocumulus 3. Cirrostratus	ci cc cs	fjerskyer makrelskyer slørskyer	høje skyer 6.000-13.000 m (18.000-40.000 fod)
4. Altocumulus 5. Altostratus	ac as	lammeskyer høje lagskyer	mellemhøje skyer 2.500-6.000m (8.000-18.000 fod)
6. Stratocumulus 7. Stratus	sc st	rulleskyer lave lagskyer	lave skyer 0-2.500 m (0-8.000 fod)
8. Nimbostratus 9. Cumulus 10.Cumulonimbus	ns cu cb	regnskyer klodeskyer bygeskyer	skyer med lodret opbygning basen i de lave skyers niveau, toppen undertiden i de høje skyers niveau

Indhold

Skyernes udseende

Cirrus, ci: Alle cirrusarter består af iskrystaller. en trævlet opbygning, ender ofte i en opadbøjet spids, ofte med silkeagtig glans eller lig »kridtstreger« på den blå himmel. Før solopgang og efter nedgang farves ci gul eller rød. Ci er så tynde, at solen skinner uhindret igennem.

Ambolt-cirrus kaldes de hvide, tætte fjerbuske på toppen af bygeskyerne.

Cirrus optræder i godt vejr, men tiltager de hurtigt og ordner sig i bånd fra en bestemt retning, kan de være varsel om et kommende lavtryk

Cirrocumulus, cc,- Lag eller banke af cirrusagtige skyer som totter eller boller. Cc forekommer ikke så ofte som de andre cirrusarter og da næsten altid sammen med cirrus eller cirrostratus.

Forekommer i nærheden af et svagt udviklet lavtryk ofte med tordentilbøjeligheder.

Cirrostratus, cs." Et fint, hvidt slør, sol og måne skinner igennem, ofte dannes en lysende, svagt farvet ring omkring sol eller måne, haloringen. Optræk fra retninger mellem syd og vest af et mælkehvidt es lag, som tiltager til overskyet, er et sikkert tegn på indbrud af varm luft, og regn kan forventes.

Altocumulus, ae: Lag eller banke af flade boller eller skiver, ofte ordnet i bånd. De enkelte skyelementer kan være så tætte, at solen skjules helt. Ae optræder både før og efter lavtryk. Er de enkelte skyboller ligesom ved at smelte bort, tyder det på, at vi befinder os i randen af et lavtryk, som ikke får nogen betydning der, hvor vi står.

En underart af altocumulus er Altocumulus castellanus,- en cumulusagtig masse i de mellemhøje skyers niveau. og ,som har en tydelig vandret udstrækning, hvorfra termiken hurtigt skyder op som paddehatte. Disse skyer er vigtige for varsling af tordenvejr senere, når den ustabile (labile) luft i højden slår igennem til jorden.

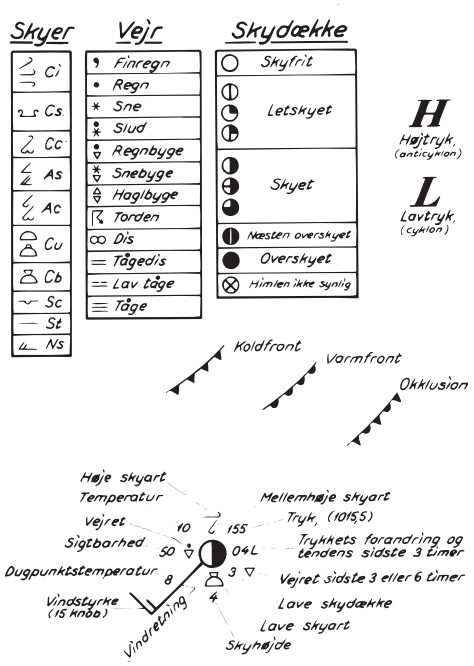
Den livlige labilitet i højden stammer fra indbrud af kold og fugtig luft. Har man en gang lagt mærke til castellanus-skyerne, kan man let kende dem igen, samtidig optræder andre skyarter, men særlig cirrusskyerne har et trevlet og forrevet udseende.

En anden underart må nævnes: Altocumulus lenticu-

Indhold

laris.- linse- eller mandelformede skyer, som skyldes stående bølger, der er fremkaldt af bjergenes indflydelse på luftstrømmen.
Altostratus, as.- Trævlet eller riflet slør af mere eller mindre grå eller blå farve. Skyerne ligner en tyk cs, men er meget mørkere. Solen kan ses igennem i begyndelsen af optrækket, som varsler om en sig nærmende frontal forstyrrelse. Varmfrontsregnen starter gerne fra de mellernhøje lagskyer, som nu er vokset til en anselig tykkelse.
Stratocumulus, sc.- Hører til de lave skyer og består af lange parallelle banker af flade flager eller klumper, der ofte er skubbet helt sammen og danner et ujævnt, gråt skylag med mørke partier.
Stratus, st: Lavt, ensartet, gråt skylag, ligner tåge, som ikke når jorden. Skyhøjden er lille. Det er svært at skelne mellem stratus og nimbostratus, men fra stratus falder kun finregn.
Nimbostratus, ns: Ensartet, lave regnskyer, mørkegrå eller blåsorte med enkelte lysninger. Da ns i særdeleshed er varmfrontens sky, falder der vedvarende regn. Ns er faktisk en sammenvoksning af lagskyerne fra jorden og op til cirrus niveau.

Figur 6-12.



Synoptisk tegn som anvendes på vejrkort. Forneden ses oplysninger fra en enkelt station. Kodetallene for sigtbarheden oversættes således: indtil 50 får man sigtbarheden i km ved at sætte et komma, fx 06 =0,6 km, 50 = 5 km. Fra 56 til 79 trækkes 50 fra, fx 61 = 11 km, 76 = 26 km. Alle kodetallene fra 80 til 89 angiver sigtbarheder fra 30 km til over 70 km.

Indhold

Kodetallene for skyhøjden oversættes således:

0	=	0-50 m		5	=	600-1000 m	
1	=	50-100 m		6	=	1000-1500 m	
2	=	100-200 m		7	=	1500-2000 m	
3	=	200-300 m		8	=	2000-2500 m	
4	=	300- 600 m		9	=	over 2500 m	eller skyet

Cumulus, cu: Tykke mere eller mindre optårnede skyer med skarpe konturer. Vokser op fra vandret basis (kondensationsniveauet) og kan nå de største højder afhængig af luftens labilitet.
Giver kraftig skygge på jorden. Skinner solen forfra, er de glinsende hvide, står solen bagved, er randene lyse, mens hovedparten er mørke. Cu er den smukkeste og for svæveflyveren den vigtigste sky. Cu kan deles i smuktvejrscumulus (cu humilis) og store cu (cu congestus). De første er ret flade og viser toppen af termikboblen. De store cu er en videreudvikling, når labiliteten er betydelig; kan nå store højder og er at ligne ved et blomkålshoved, som bulner op i højden.

Cumulonimbus, cb: Er en forstærkning af labiliteten, således at toppen vokser op i lave minusgrader, og skyen får et bjergagtigt udseende. Toppen har ofte en trådet struktur og breder sig ud som en ambolt (ambolt cirrus).
Kan give svære byger, overisning, hagl, torden og kraftig til voldsom termik.

Indhold

Skydannelse

Type	Beskrivelse
tåge ved jord	Luftens afkøling ved berøring med jordoverfladen, som er blevet kold vedudstråling i løbet af nat ten. Mild, fugtig lufts strømning henover koldere jord. Lufturo ved solopgang foråsager, at kold luft lige over jorden blander sig med varmere luft et par meter oppe og afkøler den.
cumulus	Termik. Luftstrømme (bobler). der er varmere end den omgivende luft, stiger til vejrs, hvorved tem peraturen falder l' pr. 100 m. indtil kondensation begynder.
cumulonimbus	Som ovenfor. men kraftigere (sublimationskerner nødv.). Byger. Tung, kold luft kiler sig ind under den forhåndenværende og tvinger den tilvejrs (koldfront).
nimbostratus stratus altostratus cirrostratus	Et luftlag glider imod et andet. I grænsefladen afkøler det kolde det varme, og her dannes skyerne. (Varmefrontflade).
stratocumulus altocumulus cirrocumulus	Som ovenfor. men der dannes bølgebevægelser i grænsefladen. Sammenlign bølgeslagsriller i sand.
ac-lenticularis Føhnskyer Moazagotl	Svingninger uden hvirveldannelser i luft, der hurtigt strømmer henover tværliggende bjergkæder. (Orografisk opvind).

Indhold

Skyernes opståen

Skyerne opstår som nævnt ved, at luften afkøles til under dugpunktstemperaturen. Endnu en betingelse er tilstedeværelsen af nødvendige kondensations- eller sublimationskerner (støv o. lign.), som dråberne kan dannes om.

Afkølingen kan ske ved udstråling (tåge og stratus), men langt vigtigere er den adiabatiske afkøling ved luftens opstigning og udvidelse (se i øvrigt skemaet side 19 U.

Efter dannelsesmåden skelnes mellem konvektionsskyer, der opstår i labil (ustabil) luft, ved udløsning af labilitetsenergien fremkaldes termiske opvinde, hvorved skyer af cumulustypen opstår.

Inversionsskyer findes under en inversion, og der dannes lagskyer ved en svag hævning af inversionen eller ved natlig udstråling.

Har inversionen dannet sig 100-200 meter over jorden, udvikles lave stratus-skyer. Inversioner i nærheden af jorden gør luften meget stabil i de lave lag og dermed hindres al termik. Vanddamp og urenheder kan derfor ikke spredes op i atmosfæren, men afkøles gradvis til dugpunktet, og stratus-skyer opstår.

Inversioner højere oppe, fx i de mellernhøje skyers højde, er meget tit årsag til dannelse af lagskyer (as eller ac).

Inversionen, som er en grænseflade med afvigende vindhastighed, temperatur og fugtighed, har en tendens til bølgebevægelser. Disse bølgebevægelser forårsager skydannelse i bølgetoppene, mens skymassen opløses i bølgedalene. Altocumulusskyerne kommer derved til at bestå af lange parallelle skygader.

Frontskyer dannes ved opglidning langs en frontflade mellem to forskellige
luftmasser. Er luften stabil, får vi skyer af stratustypen, medens labil luft giver
cumulustypen.

Orografiske skyer opstår ved luftens strømning op over en forhindring, det være sig bjergkæder eller blot mindre skrænter eller kystbevoksningen ved pålandsvind. Drejer det sig om høje forhindringer (Sydnorge, Tyskland), hvor der i læ opstår føhn, får vi altocumulus lenticularis-skyer.

Skymængden angives i ottendedele, altså 0-3/8: letskyet, 4-7/8. skyet og 8/8-. overskyet.

Indhold

Hvis himlen ikke er overskyet med lave skyer, angives hvor mange ottendedele de enkelte skyarter dækker. For eksempel 6/8 cirrostratus, 3/8 altocumulus og 3/8 cumulus.
Skyhøjden og skytoppen angives i fod eller meter. Skyhøjden skønnes eller måles ved hjælp af en lille ballon med kendt stigehastighed.
Om natten måles skyhøjden ved hjælp af en projektør. Elektronisk måling af skyhøjde og sigt er almindeligt i større lufthavne. Toppen af skyerne fås eller beregnes fra adiabatdiagrammerne. og oplysninger fra luftfartøjer og radarobservationer er en god hjælp.
Når det drejer sig om cumulusskyer, lader skyhøjden sig let beregne i den del af dagen, hvor disses basis er stigende (formiddag til først på eftermiddagen). Temperaturen måles, og dugpunktstemperaturen bestemmes, eventuelt ved hjælp af hygrometer og en omregningstabel. Dugpunktstemperaturen trækkes fra temperaturen, og resultatet ganges med 125, så får man højden i meter:
Cu-højde (i meter) = (temperatur-dugpunktstemperatur) x 125.

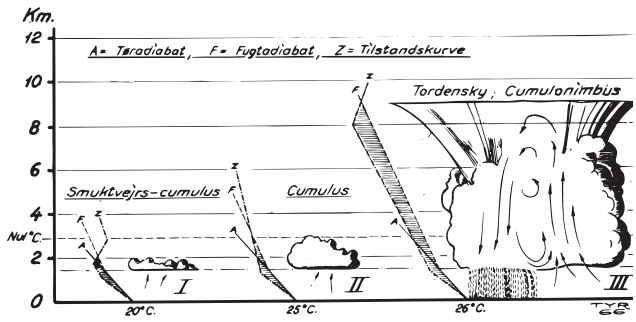
Nedbør
I forenklet form taler man om to årsager til udløsninger af nedbør:
Den ene kaldes iskrystaleffekten og finder sted, hvis der forefindes iskrystaller sammen med vanddråber i skyerne. Iskrystallerne er størst og har større faldhastighed. Der opstår en art kædereaktion begyndende med »få« iskrystaller i toppen af skyen og endende med en kaskade af nedbør under den. Om nedbøren når jorden som regn eller sne afhænger af, om iskrystallerne når at smelte, inden de kommer ned til jorden.
Den anden kaldes sammenstødseffekten. Store dråber vokser på de smås bekostning, og der opstår en proces meget lig den netop omtalte.
Man antager, at iskrystaleffekten er den dominerende på vore breddegrader.

Himlens udseende
Vejrudsigter til brug for flyvning kan indhentes telefonisk fra flyvevejrtjenesterne, og samtidig kan man få oplysning om luftens stabilitetsforhold udfra de adiabatiske diagrammer.

Indhold

Den drevne svæveflyver vil dog tit ved at iagttage himlen kunne afgøre, om der er chance for termik. Hvis der en sommermorgen allerede forefindes en del cu-skyer på himlen, er dette jo et bevis på, at luftmassen er ustabil. Når cu-skyerne allerede er pænt udviklet tidlig morgen, vil der sandsynligvis kommer byger allerede ret tidlig på dagen.
Er himlen skyfri, vil indstrålingen give så megen varme, at udløsningstemperaturens opnås, i hvert fald henimod middag.
Har man lejlighed til at iagttage røgen fra en fabriksskorsten, vil man om morgenen kunne se, at en bundinversion er tilstede, idet røgen udbreder sig vandret uden bølgebevægelser. Er inversionen ved at bryde op, stiger røgen næsten lige op eller opløses i bølger, hvis der er vind.
Er himlen overskyet om morgenen med lav stratus, men der ved observation gennem små huller i skydækket ses, at der ingen skyer er over stratuslaget, kan man gå ud fra, at chancerne for termik vil komme senere. Stratusskyerne er dannet under inversionen i nattens løb, og solen vil rette inversionen ud og senere sætte de termiske opvinde igang.
Er .himlen næsten overskyet med cirrostratus, barometret falder, og vinden trækker om i sydøst, tyder det på, at en frontal forstyrrelse er på vej.
Termik kan da findes, indtil de mellernhøje altostratusskyer lukker for yderligere opstigning. Ved at iagttage cu-skyerne, kan man se, at termiken aftager gradvis, idet cu-skyerne falder sammen og forsvinder.
Alle svæveflyvere bør flittigt studere himlens udseende, man kan efterhånden opnå stor sikkerhed i at bedømme muligheden for flyvning og udviklingen i de kommende timer.

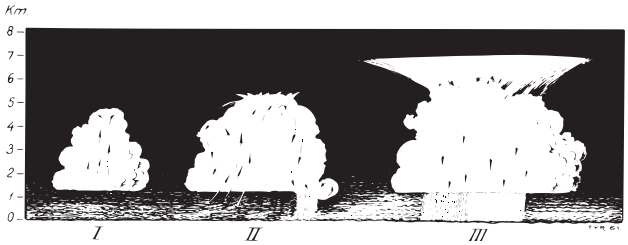
Figur 6-13.



Cumulus-dannelse i afhængighed af atmosfærens termiske tilstand. Ved I dannes små smuktvejrs-skyer, ved 11 store cumulus-skyer. og ved 111 udvikles cumulonimbus-skyer.

Indhold

Figur 6-14.



Tre stadier i udviklingen af en cumulo-nimbus. Ved 1 er der kun opvind og skyen er forholdsvis fredelig; ved 11 rummer den både opvinds- og faldvindsområder. samtidig med at det begynderat regne: ved 111 barden nået fuld udvikling med ambolt i toppen, der er kun faldvind. og den kraftige nedbør vil hurtig aftage.

Termik og skyer

Af de mange skyarter interesserer svæveflyveren sig kun for de skyer, som kan give termik, altså cumulus-skyer. Lagskyerne, som kendetegner en stabil atmosfære, giver ingen termik.

Om der dannes cu i den ustabile luft, og hvor højt termiken når op, er jo afhængig af graden af luftens labile tilstand, samt i hvilken højde den opstigende luft opnår samme temperatur som omgivelserne.

I højtryksvejr er det almindeligt, at termiken allerede standses i de lavere højder, uden at afkølingen har været tilstrækkelig til skydannelse (tøftermik).

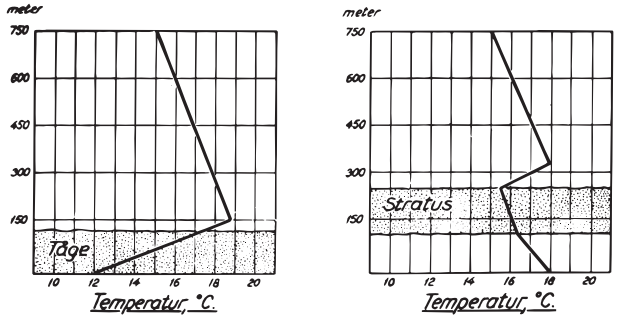
Cu-dannelsen fremkommer først, når luften har nået sit dugpunkt. Ligger inversionen lidt over kondensationshøjden, får vi smuktvejrscumulus med base i 1000- 1500 m og top omkring 1500-2000 m. Opvinden op til 5 m/sek. Se figur 6-13 (1). -1(11) ser vi, at det fugtlabile lag er højere, vi får store cumulus, som standser af sig selv omkring 3000 m; fugtadiabaten passerer tilvenstre for tilstandskurven i 3000 m's højde, og det bliver altså skytoppen. Opvind 5-10 m/sek. I sidste eksempel (III) er hele troposfæren labil, og toppen når helt op til 9 km's højde, hvor temperaturen er — 30°. Denne cu-sky giver bygenedbør, når toppen er nået op omkring - 18° eller i en højde af 6 km. Opvind i cumulonimbus-skyen 10-20 m/sek.

Da skyen ifølge opstigningskurven kan nå op til 9 km, får vi sandsynligvis en kraftig byge ledsaget af torden eller hagl. Opvind op til 30 m/sek. Det er sto-

Indhold

re og farlige energier, det drejer sig om her, talrige flyveulykker er sket i cb-skyer. Op- og nedvinde kan ligge tæt ved siden af hinanden, fx kan et fly fra en opvind på 25 m/sek pludselig påvirkes af en nedvind på 15 m/sek.
Store cb, som udvikler sig til tordenskyer, kan bestå af. flere celler, som er på forskellige udviklingsstadier. Se figur 6-14.
Første stadie er en almindelig cu, som rask skyder i højden; man finder opvind i hele skyen, og regndråber begynder at dannes. I andet stadie starter bygenedbøren fra en del af skyen, og det er her, vi får nedvinden, som er svagere end opvinden. Inde i skyen finder vi regndråber, nogle underafkølede, iskrystaller og hagl. Lynnedslag er hyppigst omkring nulgrad-grænsen. Ved jorden er kraftige vindstød almindelige.
I tredie stadie er skyen i færd med at falde sammen, nedbøren bliver efterhånden let, og en almindelig nedvind er fordelt i hele skyen, som i toppen har en udbredt ambolt. Udtørring af skyen er nu i fuld gang. Hele udviklingen udspilles fra 1/2 til mere end 1 time, og diameteren er normalt 1 til 5 km for en cb-sky.

Figur 6-15.



Tåge (til venstre) og lav stratus (til højre). I første tilfælde kan vinden være 5 knob, i det andet 18 knob. Den indtegnede kurve viser luftens tilstandskurve.

TÅGE

Tåge er skyer, som ligger ned på jorden. Lad os slå fast, at vejrtjenesten først taler om tåge, når sigten er mellem 0 og 1 km, sigt fra 1 til 10 km kaldes dis. For at tåge kan dannes, er det som for skyernes

Indhold

vedkommende nødvendigt, at luften bliver mættet med vanddamp og derefter afkøles yderligere. Mætning kan foregå ved at luften afkøles til dugpunktet eller ved at fugtigheden forøges, indtil dugpunktstemperaturen når lufttemperaturen.
Generelt må man regne med god sigtbarhed i den kolde luftmasse og dårlig i den varme. De fleste tågefænomener opstår ved afkøling.

Udstrålingståge (jordtåge)
Opstår på grund af varmeudstråling fra jordoverfladen om natten i stille, skyfrit vejr. Tågens højde varierer fra få meter over jorden (mosekonens bryg) til ca. 200 meter, men er meget afhængig af lokale forhold. På grund af den kraftige afkøling i nattens løb opstår en bundinversion, i hvilken tågen dannes. Ved indstråling fra solen opvarmes jorden, inversionen rettes ud, og tågen forsvinder efter en kortere periode, hvor tågen er løftet fra jorden og nu kaldes lav stratus. Se figur 6-15.

Varm luft over koldt underlag (advektionståge)
Varm og fugtig luft blæser over kold jord eller hav. Eksempel: om vinteren efter flere dages frost kommer et indbrud af mild sydvestlig luftmasse. Den varme luft, som er meget fugtig, afkøles hurtigt ned til dugpunktet ved passage over land, og vi får tåge (varmluftsadvektion).
Den kan ligge i flere dage, er meget tæt og af stor lodret udstrækning. Kan dække store områder og bestå selv ved frisk vind. Tåge og lav stratus er stabile foreteelser, og termik kan ikke forventes.

Tåge i forbindelse med fronter
Foran varmfronten og bag koldfronten kan dannes tågebælter; de er kortvarige. Fænomenet opstår ved, at fugtigheden forøges på grund af fordampning af nedbør i laget nær jorden under skyerne.
Tågen i Danmark viser et maksimum i december - januar, et minimum i juni.

Sigtbarhed
Ved sigtbarhed forstås den største afstand, hvori man kan genkende store ikke belyste genstande (sigtmærker) i dagslys. Sigtbarheden bedømmes hele horisonten rundt, og den laveste værdi (idet man

dog ser bort fra meget lokale nedsættelser) rapporteres som stationens sigtbarhed. Sigtbarheden bedømmes af en vejrobservatør almindeligvis uden brug af instrumenter.
Man kan ikke i alle tilfælde gå ud fra, at flyvesigten (den sigtbarhed som observeres fra et fly i luften) er den samme som sigtbarheden ved jorden. Jordens krumning og topografi udgør en praktisk grænse for, hvor langt man kan se, når man står på jorden. Når det er klart vejr, og sigtmærkerne i horisonten står tydeligt (som fx ofte i polare luftmasser), bliver det er gæt og en erfaringssag at bedømme sigten, og man vil fra et fly højt oppe ofte kunne se længere end rapporteret. Omvendt er der også situationer, hvor flyvesigten er dårligere end sigten ved jorden. Især på dage med termik i varme luftmasser vil man, når man flyver i eller lige under en inversion, have - til tider stærkt - reduceret sigtbarhed som følge af, at urenheder med termiken er bragt tilvejrs og ikke kan spredes videre på grund af inversionen.
Samtidig vil der være betydelig forskel på sigt med og mod solen (bedst med solen).
Når sigtbarheden ved en lufthavn er under 1500 m, foretages en bedømmelse af den såkaldte banesynsvidde (på engelsk: Runway visual range, forkortet RVR), som den største afstand hvori man fra en position ca. 5 m over centerlinien af banen kan se banelysene på højeste styrke.
I kraftig nedbør, mest i sne samt i tåge, er det ofte ikke muligt at bedømme skyhøjden. Man opgiver i stedet »lodret sigtbarhed«, som altså er sigtbarheden i lodret retning bedømt fra jorden.

TORDEN

Torden opstår i en kraftig cumulonimbus (cb), og labiliteten er så stærk, at toppen af bygeskyen normalt når op i 8-12 km's højde. De vejrprocesser. som udspilles i en stor cb, hører til de voldsomste meteorologiske fænomener vi kender.
Varmetorden. Ved varmetorden er den udløsende faktor solens ophedning af jordoverfladen. Opstår ud på eftermiddagen og synke sammen om aftenen, når energien fra solen er ophørt. Varmetorden ligger spredt og kan let omflyves. Torden i de højere luftlag opstår normalt ved indstrømning af kold og fugtigere

luft i højden. Koldfronttorden hører til den voldsomste type. Hvis varmluften foran er labil, tvinges den til vejrs af koldfronten, og resultatet bliver en uigennemtrængelig mur af intensive cb-skyer.
Varmfronttorden er ikke så voldsom~ den labile varmlufts opglidning foregår langsommere, og frontfladen er mindre stejl.
Fra jorden ses cb-skyer ikke; disse er indpakket i varmfrontens lagskyer, men nedbøren falder bygeagtigt.

OVERISNING

Overisning på luftfartøjer er sammen med tåge og kraftig turbulens de farligste fjender af flyvesikkerheden.
Overisning kan kun forekomme i skyer og nedbør, som indeholder underafkølede vanddråber, dvs. vanddråber med en temperatur under o°. Disse dråber er ustabile.
Ved berøring med et luftfartøj fryser dråberne øjeblikkeligt og danner et islag på alle fremspringende kanter på luftfartøjet; særlig vingeforkanten er udsat, og da dette alvorligt nedsætter flyveegenskaberne, er en kraftig overisning en alvorlig sag.

Vinduesis. Denne type overisning afsættes på hele luftfartøjet som et ganske tyndt lag iskrystaller og er næppe til nogen fare for flyvning, bortset fra at vinduesis kan genere udsigten for piloten.
Vinduesis dannes på et luftfartøj. som er en smule koldere end den omgivende luft. Vanddampen fra luften går direkte over i iskrystaller, som straks sætter sig fast som is uden først at blive til vand. Kan forekomme ved ret lave temperaturer.
Rimis forekommer fortrinsvis i stratusskyer (lagskyer). Typisk for stratus er stabil luft, uden termik, derfor er dråbestørrelsen lille. Rimisen sætte sig som en mælkehvid, kornet masse. De farlige temperaturer i stratusskyer, som indeholder underafkølede vanddråber, er mellem o° og minus 8°.
Klaris (islag) forekommer fortrinsvis i cumulusskyer med kraftig termik, og dermed består nedbøren af store dråber, som af de termiske op- og nedvinde kan føres op til store højder flere gange og holde sig underafkølede.
De store underafkølede dråber, som rammer flyet, når ikke at fryse øjeblikkeligt, men har tendens til at brede sig på selve vingen, inden vandet fryser til en

Indhold

glasklar og hård belægning. Denne overisningstype er langt farligere end rimis, den er næsten ikke til at få fjernet. før luftfartøjet når ned i plustemperaturer. Temperaturområdet fra 0° til minus 20° i en cumulonimbus indeholder altid en latent fare for overisning. Der foreligger enkelte rapporter om kraftig klaris helt ned til minus 40°.
Underafkølet regn (isslag) eller regn, som på jorden sætter sig som et islag, er den allerfarligste form for overisning, et fly kan komme ud for, og kan føre til nedstyrtning i løbet af få minutter.
Fænomenet opstår ved, at regn dannes over en temperaturinversion (fx en varmfrontflade) med plus-grader, ved jorden hersker minus-grader, og regndråberne vil omgående fryse ved at ramme jorden eller et fly, som flyver under inversionen.
De alvorligste overisninger forekommer i forbindelse med varm- og koldfronter. Af de enkelte skyarter er cb-skyen den farligste, men stratus og stratocumulus giver de fleste overisninger, fordi disse skyer er de hyppigst forekommende om vinteren.
Ved almindelig termiksvæveflyvning på vore breddegrader behøver man normalt kun at koncentrere sig om et enkelt punkt m.h.t. is: vandballasten. Hvis denne fryser til is, kan den sprænge vingestrukturen, hvorfor man altid opbevarer flyet med tomme vingetanke. Selv om man en kold forårsdag kan komme op i frostgrader, når disse normalt ikke at fryse vandet i tankene.
Derimod kan vandet ved udtømning undervejs delvis fryse og på nogle typer danne betydelige mængder af is på bagkroppen. Dette kan dels give ekstra luftmodstand, men især give farlig forskydning af tyngdepunktet.

Indhold

Skema: Luftmasser.
(Print denne side ud!)

	Arktikluft		Polarluft		Tropeluft		Ækvatorialluft	
	kontinental	maritim	kontinental	maritim	kontinental	maritim	kontinental	maritim
Betegnelse	cA	mA	cP	mP	cT	mT	cE	mE
Kildeområde	Nord-Rusland Nord-Finland (om vinteren)	Nordlige Is-hav mellem Grønland og Island	Nord-Rusland og Finland (om somme-ren)	Nord-Atlant	Vinter: Nordafrika Sommer: Nordafrika og Balkan	Azorerne	Ækvator	Ækvator
Forekomst i Danmark	Kun ved is-vintre	kun januar-marts sjælden	»Påskeøsten« varm om sommeren	hyppig	sjælden om vinteren, af og til om sommeren	jævnlig	aldrig	aldrig
Stabilitets-forhold	ret stabil	hos os: labil	oprindelig stabil, men bliver labil efterhånden	labil	god indstrå-lingstermik i mellemeuro-pæiske lande	stabil om vinteren. Undertiden labil om sommeren	meget labil	meget labil
Fugtigheds-forhold	tør	efterhånden nogen	tør, men kan optage fugt over Øster-søen	byger ret fugtig	oprindelig tør, men op-tager fugt	fugtig	ret fugtig	meget fugtig
Skyer	højst enkelte cu-hum, ellers ingen	hos os: cu, cb, sc	ingen: gl.luft kan have cu	sc, cu, cb, skygader	ac, cu gammel (cb)	st, as, ac, sc om vinteren; sc, as, ac, cu, cb om somm.	cb	cb
Sigtbarhed	meget god	god mellem byger	ny luft: god gl. luft: dis	god mellem byger	dis	vinter: tåge, dis sommer: nogenlunde	?	?
Nedbør	meget sjælden og da isnåle	sne, regn	evt. regnbyger	hagl-, regn-, snebyger, evt. torden	gammel torden	regn, finregn	tordenbyger	tordenbyger

Indhold

LUFTMASSER OG FRONTER

Luftmasser
Vindsystemer har tendens til at bringe luftmasser fra forskellige egne og med forskellige temperaturer og fugtighedsforhold sammen.
Det er vigtigt at finde ud af, hvilke luftmasser der i øjeblikket er over os eller på vej hertil. Hver luftmasse bringer sit specielle vejr med sig, og stabiliteten af luftmassen afgør, om svæveflyvning kan foregå.
De kolde og de varme luftmassers fødested er i de store permanente højtryksområder, hvor luften kan ligge stille i længere tid og antage ensartede temperaturer og vanddampindhold.
Polarluft er den luftmasse, vi hyppigst er omgivet af. Den dannes i Canada, Nordatlanten og Rusland. Den er fra starten kold og tør, men når den strømmer mod syd, opvarmes luften nedefra, og fra havet optages fugtighed. Der dannes efterhånden cumulusskyer og bygenedbør, afhængig af om luftmassen kommer fra havområder (maritime) eller fra landområder (kontinentale).
Tropeluft dannes over det stationære højtryk ved Azorerne og i Nordafrika eller sydøst for Balkan. Tropeluften kommer som en varm sydvestenvind (maritim), er meget fugtig, danner skyer og regn, idet den på vej nordover stadig afkøles i bunden. Tilstrømningen af varm luft kaldes også varmluftsadvektion. Også ved tropeluften skelnes mellem maritim og kontinental opståen. Tropeluften er normalt stabil, kun om sommeren kan luftmassen være labil med regn- og tordenbyger.
Om disse og andre luftmasser se skemaet side 195.

Cirkulation
Den almindelige cirkulation eller vindsystemerne er en følge af forskelle i lufttrykket og kan føres tilbage til den ulige opvarmning af jordoverfladen.
Fra det stationære højtryk ved Azorerne strømmer luften på den nordlige side mod nord, men strømningen omdannes, på grund af jordens afbøjende kraft, til en sydvestlig og vestlig vind. I området nord for højtrykket ligger derfor et bælte med fremherskende vestlige vinde, og det er netop området, hvor Danmark er beliggende. Fra det polare højtryk strømmer kold luft mod syd, og denne strømning omdannes til en nordøstlig eller østlig vind.
Den kolde luft nordfra og den varme luft sydfra

strømmer altså mod hinanden. Grænsen mellem de to luftmasser kaldes polarfronten. I vestenvindfeltet bølger polarfronten frem og tilbage. alt efter hvilken luftmasse, der har overtaget. Denne kamp langs polarfronten giver anledning til dannelse af vandrende lavtryk, som fremkalder det stadigt vekslende vejr, som er så almindeligt over danske områder.

Lokale vindsystemer

På grund af den ulige fordeling af hav og land og dermed uensartet opvarmning forekommer udbredte vindsysterner, som ikke passer ind i den almene cirkulation (monsun, passat og bjerg- og dalvinde). Her i landet træffer vi om sommeren land- og søbrisen. Langs kysterne opstår en solgangsvind som følge af den forskellige opvarmning og afkøling af hav og land:

I løbet af dagen bliver kystlandet varmere end havet; der opstår, da den opvarmede luft stiger tilvejs, et mindre lokalt område med lavere tryk. Kølig luft fra havet suges ind over kysten for at erstatte den opvarmede luft (søbrisen).

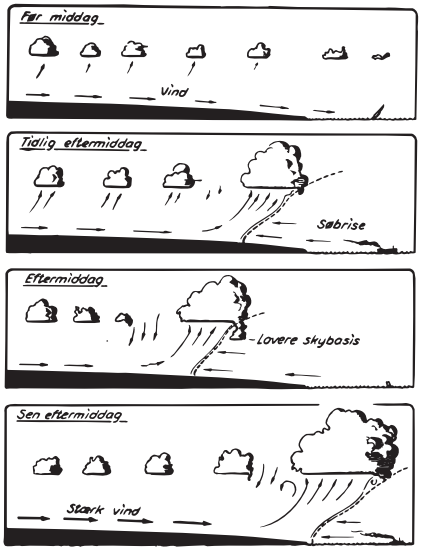
Om natten afkøles landet mere end havet; der opstår et lokalt højtryk, og luften presses ud over havet. Landbrise (fralandsvind) om natten er normalt svag, mens søbrisen (pålandsvind) om dagen i klart vejr visse steder kan nå op på 20-25 knob. Søbrisen sætter pludselig ind sent om formiddagen og blæser mod land, uanset hvad den egentlige vindretning ellers er. Søbrisen opnår ikke nogen særlig højde, men den kolde luft, som blæser ind over kysten, danner en bundinversion, hvorved termikdannelsen ødelægges langt ind i landet. hvor langt er det vanskeligt at give tal for. Det afhænger af bl.a. temperaturforskellen mellem land og hav, stabilitetsforholdene samt den almindelige vindretning og hastighed. Men det forekommer ikke sjældent, at søbrisen fra den jyske vestkyst, under rolige vindforhold, først på aftenen mødes med søbrisen fra Kattegat langs den jyske højderyg, hvilket svarer til en indtrængen på omkring 75 km.

Er den almindelige vindretning fralandsvind, kan termiken strække sig helt til kysten eller lidt ud over vandet, og kontrasten mellem den varme luft over land og den køligere over vand frembringer en smal stribe kraftigere termik ved skillelinien.

Indhold

Hvor søbrisen møder luftmassen fra land, danner den køligere havluft en kile, som tvinger den varmere ustabile luft til vejrs og danner særlig gode svæveflyveforhold langs kysten. Opvindsfeltet markeres ofte af en række større cumulusskyer eller af skytjavser, der dannes et godt stykke under normal skybasis. På søbrisefrontens kystvendte side er der kun ringe eller slet ingen termisk aktivitet. (Figur 6-16).
Frontens beliggenhed i forhold til kystlinien af hænger af de almindelige vindforhold samt af tidspunktet på dagen. I varmt vejr med svag fralandsvind kan søbrisefronten i løbet af dagen trænge langt ind i landet, især hvis vinden ikke er vinkelret på kysten, men mere eller mindre på langs af denne.
Er der stærk fralandsvind, kan fronten ligge uden for kysten, og der dannes en række kraftige cu- eller cb-skyer.

Lavtrykket (cyklonen)
Cyklonen eller lavtrykket (figur 6-6) er en lufthvirvel med laveste tryk i centrum og en cirkulation mod uret. I lavtrykket strømmer luften ved jorden ind mod centret og løftes tilvejrs, og i større højder fin der en strømning bort fra lavtrykket sted. Denne lodrette cirkulation giver en forklaring på, at lavtryk ofte er forbundet med skyer og nedbør.



Figur 6-16.

Søbrise og søbrisefront. Før middag er der let fralandsvind. cumulusdannelsen ophører ved kysten. Tidligt på eftermiddagen er skydannelsen stærkere. Søbrisen begynder at gøre sig gældende, og på grænsen ved søbrisefronten er der ekstra stærk opvind i et bælte langs kysten. Hen på eftermiddagen kan søbrisen ved svag vind trærige langt ind i landet og ødelægge termiken, mens den ved stærk fralandsvind holdes ude i nærheden af kysten.

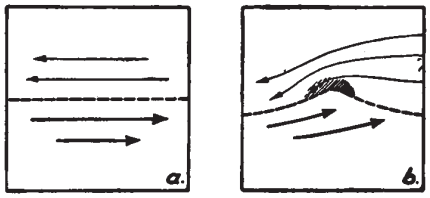
Indhold

Omtales skal de lokale lavtryk. som skyldes jordens forskellige opvarmning, derfor kaldes disse også termiske eller ustabilitetslavtryk. Om sommeren ses disse mest over land og om vinteren over havet (polar lavtryk).
Men vigtigst er dog frontallavtrykket. som opstår i polarfronten. hvor den varme og den kolde luft mødes.
Lavtrykkets fødsel sker ved bølgedannelse på frontfladen. Frontfladen mellem to forskellige luftmasser vil have tendens til at danne bølger, ganske som skilleflader mellem hav og luft. Frontbølgen har i reglen en længde på flere hundrede kilometer.
Se figur 6-18.
Lufttrykket begynder at falde i bølgens top, der dannes et lille lavtryk, som stadig uddyber sig. Fronten, som for var stillestående, føres nu afsted med cirkulationen rundt lavtrykket.

Fronter

En front er altså den linie, hvori to mødende luftmasser skærer jordoverfladen. Et frontsysterns livshistorie ses i figur 6-17.

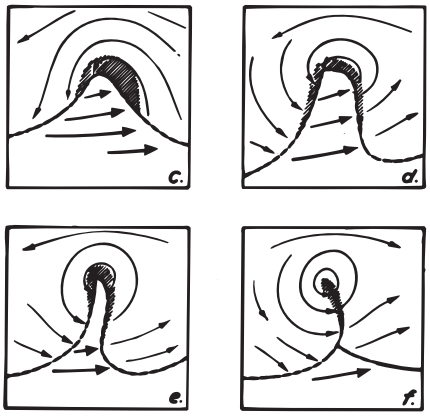
Hvis en varm luftmasse fortrænger en kold, taler vi om en varmfront, og hvor en kold luftmasse fortrænger en varmere, taler vi om en koldfront.
Se figur 6-18.
Hvis koldfronten, der vandrer hurtigere end varmfronten. indhenter denne, får vi en sammenklapning eller en okklusion.
Det vil sige, at resterne af varmluftstungen (varmsektoren) tvinges op i højden, og den kolde luft fra begge sider løber sammen ved jorden. Dette sker først ved lavtrykscentret og breder sig nedefter.



Figur 6-17.

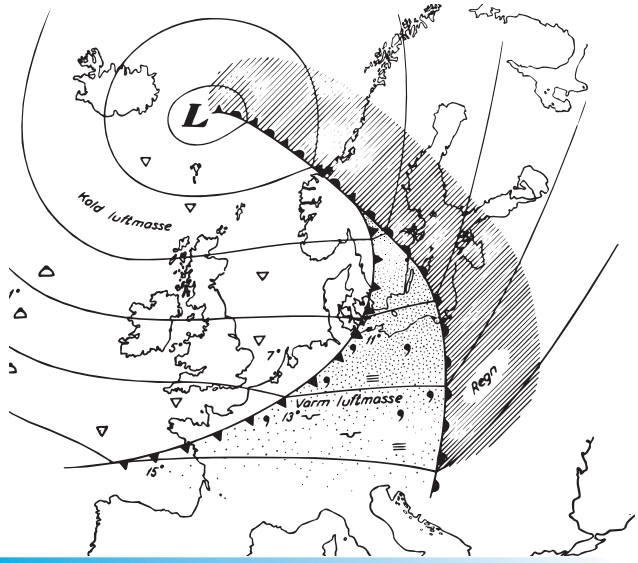
Indhold

Figur 6-17.



Frontdannelse. - a. Viser en varm (nederst) og en kold luftmasse, som strømmer ved siden af hinanden. - b. Bølgen begynder at udvikles, og et lavtryk dannes i bølgetoppen. - c. og d. Udviklingen går videre. varmluftbølgen (varmsektoren) er fuldt udviklet. Ved e ser vi, at koldfronten er ved at indhente varmfronten, og ved f er de to fronter klappet sammen, og vi kalder fronten for en okklusion. Frontlavtrykket vil herefter aftage i styrke, og fronterne vil langsomt gå i opløsning.

Figur 6-18.



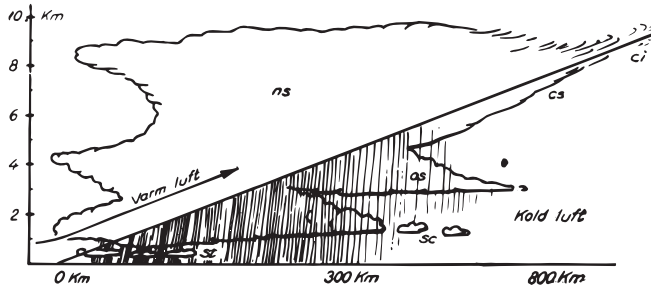
Figur 6-18. Forenkelt vejrkort med et frontsystem. Signaturforklaring se figur 6-12.

Frontsysternerne er i stadig bevægelse fra vest mod øst. For at fremstille en udsigt, som slår til, må vejrtjenesten være klar over fart og retning af frontsysternerne i Atlanterhavet.
Mange af frontsysternerne, som trækker ind over Danmark, er okkluderede og ved at gå i opløsning.

Indhold

Skillelinien mellem de to forskellige luftmasser, frontfladen, som når fra jorden og op til 10- 12 km, står ikke lodret, men hælder.
Frontfladers hældning skyldes forskel i strømningshastighed mellem de to luftmasser samt temperaturforskellen.
Frontfladerne har en meget lille hældning, der kan variere fra 1-.50 ved koldfronter til 1:150 ved varmfronter. At frontfladens hældning er 1:100 vil sige, at frontfladen i en afstand af 1000 km fra jordfronten vil ligge i en højde af 10 km.
Varmfronten, hvor den varme luft i varmsektoren glider op over den foranliggende koldluft, producerer et stort sammenhængende skysystern og regnområde, idet varmluften afkøles under den tvungne opstigning. Skymasserne (ns) kan strække sig flere tusind km langs med fronten og ca. 1000 km foran jordfronten. Se figur 6-19.
I regnområdet 2-300 km foran varmfronten og i varmsektoren er sigtbarheden dårlig og skyhøjden lav. Den varme luft er normalt meget stabil, kun om sommeren kan der være ustabilitet i frontområdet med tordenbyger.

Figur 6-19.



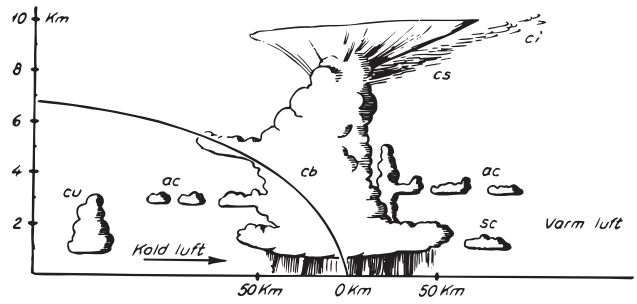
Varmfront

Koldfronten. hvis hældning kun er ca. det halve af varmfrontens, kan have en mere voldsom karakter (figur 6-20). Hvis varmluften er labil foran koldfronten, kan der udvikles vældige energier med højtrækkende cb-skyer og voldsomme (torden)byger med farlig termik, overisning og kraftige vindstød, som i værste tilfælde kan nå op på 40-50 knob (20-25 m/sek). Den linie foran koldfronten, hvor vindspringet og vindstødene sætter ind, kaldes vindstødslini-

Indhold

en. Foran skymuren kan der være en jævn, kraftig frontopvind. i hvilken man i sjældne tilfælde kan flyve lags med fronten, mens denne drager hen over landet.
Udløses labiliteten ikke i selve koldfronten, sker det normalt i den kolde luftmasse, der følger efter koldfronten, og som kan holde sig i flere dage. I den kolde luft bag koldfronten finder vi det såkaldte bagsidevejr.- letskyet til skyet med cu, god sigt, afbrudt af kortvarige byger og med frisk nordvestlig vind.,,
Okklusionsfronter. Okklusionen af varm— og koldfronten kan foregå på to måder, alt afhængig af forskellen i temperatur i koldluftmassen foran og bagved varmsektoren.
I begge tilfælde hæves varmsektoren op i højden, når de to kolde luftmasser nar hinanden. Er koldluften bagved koldere end den foranliggende, får førstnævnte overtaget, og vi taler om en koldfrontsokklusion. Er det omvendte tilfældet, hvor den foranliggende koldluft er koldest, får vi en opglidning som ligner det, der sker ved varmfronten, altså en varmfrontsokklusion. Se figur 6-21.

Skyerne i en okklusion kan være en blanding af lagskyer og cumulusskyer.



Figur 6-20.

Koldfront.

Indhold

Skema: En cyklonpassage nord for observationsstedet (Print denne side ud!)

Fase, element	Vindstyrke (Knob)	Vindretning	Skydække	Skytyper	Temperatur	Tryk	Nedbør	Svæveflyve-muligheder
1000 km foran VF	SE-S	2-13	optræk fra SW	ci cs	-	begynder at falde	intet fra fronten	upåvirkelig
500 km foran VF	SE-S	2-13	overskyet	cs as	-	falder	ingen	dårligere
300 km foran VF	S	2-13	overskyet	as st	-	falder	truende	elendige
0-300 km foran VF	S	evt. øgende	overskyet	st ns	-	falder mer	regn	håbløse
VF passerer (15-45 min)	under passage evt. lidt venstredrejende	aftagende	overskyet	ns	begynder at stige	falder	regn	håbløse
I varmsektor	SW	2-13	overskyet - halvskyet	ns		falder, uforandret ell. stiger	regn, dis	håbløse
Lige foran KF	S-SW	2-13	overskyet - halvskyet	cu cb ruller frem	er steget	falder, uforandret ell. stiger	regn	til tider gode
KF passerer (10-30 min.)	skiftende	urolig 7-23	næsten overskyet	cu cb	falder	stiger støt	regn, torden	fare
Lige bag KF	W	urolig	opklarende	cu cb trækker væk	alle muligheder	stiger	ophørende regn	ingen
Bagsiden	NW	7-15 byget	halvskyet	cu	faldende	stiger noget	regnbyger	stræk-flyvning

Indhold

Cyklonfamilien
Frontlavtryk eller frontalcykloner dannes i det vestlige Atlanterhav. og derfra bevæger de sig mod Europa. Tit ankommer en række af lavtryk med tilhørende frontsystemer lige efter hinanden, med en enkelt dags opklaring mellem fronterne (bagsidevejr). Der kan godt komme en 5-6 forstyrrelser i en sådan familie i løbet af en halv snes dage. Når det sidste lavtryk er draget forbi, afsluttes med et stort udbrud af polarluft, som i løbet af et par dage stabiliseres og kan danne et højtryk.
En oversigt over vejrets ændring, når en cyklon passerer forbi nord for et observationssted. ses i skemaet på foregående side.

Højtryk (anticyklonen)
Højtrykket (figur 6-6) er en lufthvirvel med højt lufttryk i centrum og en cirkulation med uret. Luftstrømningen i et højtryksområde viser udstrømning ved jorden og tilstrømning i højden med nedsynkning i det indre af højtrykket.
Nedsynkningen fortsætter imidlertid ikke helt ned til jordoverfladen, idet der i en vis højde dannes en

Figur 6-21.
Okklusioner.

Indhold

nedsynkningsinversion (ofte kaldet subsidensinversion), langs hvilken den nedsynkende luft glider af til siderne.
Nedsynkningen betyder, at luften opvarmes adiabatisk med 1° pr. 100 m~ denne proces opløser skyerne.

Højtryksvejr om sommeren
I højtryk af nogen varighed med klart vejr vil der blive tilført mere varme fra solen, end der udstråles fra jorden, en varmeperiode vil derfor ofte indledes.
Om natten kan der i maritim luft dannes kortvarig udstrålingståge under inversionen, særlig lige ved solopgang.
Om dagen vil opvarmningen af luften nær jorden føre til en ustabil lagdeling med termisk udløsning.
Er luften tør kontinental luft, vil der kun udvikles tørtermik uden cu-dannelse og begrænset til nedsynkningsinversionen.
Er luften mere fugtig, vil termiken danne små cu, som afgrænses i toppen af inversionen. Over inversionen er luften absolut stabil.
Er der fugtighed nok tilstede, og inversionen er svagt udviklet, da kan termiken lokalt bryde igennem inversionen og danne enkelte optårnede cu.

Højtryksvejr om vinteren
Om vinteren vil der i et højtryk efterhånden foregå en kraftig afkøling af de jordnære luftlag. Er luftmassen tør (kontinental), vil en kuldeperiode med klart vejr indledes.
De fleste højtryk om vinteren består imidlertid af maritim polarluft, som er kommet hertil over havet fra nordvest, og som derfor indeholder megen fugtighed.
Allerede den første skyfrie nat dannes udstrålingståge eller lav stratus under inversionen. Da solopvarmningen er ringe om vinteren, når tågen eller stratusskyerne ikke at opløses om dagen. Situationen er meget stabil og kan vedvare i dagevis, sålænge højtrykket ligger over landet.

Indhold

JORDENS OG LUFTENS OPVARMNING

Solstråling (indstråling)
Solstrålerne består af æterbølger, dvs. elektriske svingninger af samme art som radiobølger, men bølgelængden er meget kortere. Denne stråling kan betragtes som en uafbrudt strøm af energi. Hvis solstrålingen optages af et legeme, uden at en tilsvarende energi udstråles fra legemet igen, må dets energi øges, og det sker på den måde, at temperaturen stiger. Dette giver os et middel til at måle solstrålingen.

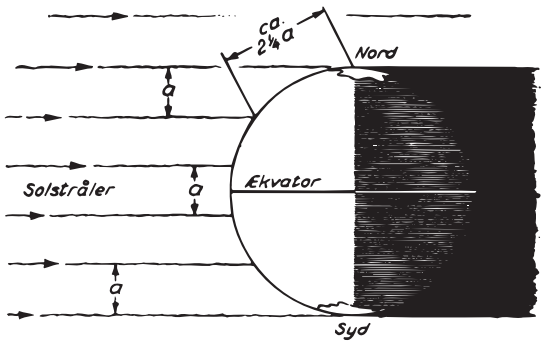
Varmestråling (udstråling)
Vi har i atmosfæren en stråling med noget længere bølgelængde end solstrålingen, de såkaldte mørke varmestråler. Det er varmestråler, som udsendes fra jordoverfladen til luften, og fra luften delvis til jorden igen, og delvis til verdensrummet.
Målinger viser, at jordoverfladen udstråler mere varme, end den modtager fra solen: for hver 100 kalorier jorden modtager fra solen, sendes 120 kalorier ud i verdensrummet.
Vi skulle så vente, at jorden blev koldere og koldere: men dette er heldigvis ikke tilfældet, idet vanddampen i atmosfæren er istand til at stoppe størstedelen af den langbølgede udstråling fra jorden. Der behøves ikke mere vanddamp for at give denne virkning, end der findes i et 10 meter tykt luftlag ved jordoverfladen.
Størsteparten af de varmestråler, som luften får fra jorden ved udstråling, stråles igen tilbage til jorden, særlig om natten, og ca. 30 pct. går ud i verdensrummet.
Man må huske på, at det kun er halvdelen af jorden, som hvert øjeblik er udsat for solens kortbølgede stråling, den anden halvpart ligger i skyggen. Jorden ville uden den skærmende atmosfære meget hurtigt stråle sin varme ud i verdensrummet og afkøles til meget lave temperaturer.
Hidtil har vi talt om gennemsnitsværdier for strålingen, men betragter vi et bestemt område, veksler strålingen meget stærkt. Skydækket kan veksle og dermed solstrålingen. Rundt regnet lader et skyfrit lufthav 60 pct. af solstrålingens energi gå ned til jorden, mens en overskyet himmel kun lader 20-25 pct.

Indhold

af energien nå frem. Til gengæld hindrer skyerne, med deres store indhold af vanddamp, som omtalt jordstrålingen i at slippe ud i rummet. Som en dyne holder skyerne på varmen om natten og om vinteren.
Endvidere har det betydning, om strålerne rammer jorden lodret, eller om de danner en skrå vinkel med områdets overflade. Figur 6-22 viser forholdet. Vi ser, at det skrå strålebundt må fordele varme over en langt større overflade end den lodrette stråling.
Disse strålingsforhold betinger på hvert sted en temperatursvingning i løbet af døgnet og året, og desuden en variation af temperaturen med stedets bredde. På vore breddegrader vil en sydskråning følgelig modtage mere sollys og varme end en nordskråning.

Lufttemperaturens daglige gang ved jordoverfladen
Luftens temperatur påvirkes kun lidt af den direkte solstråling. Opvarmningen af luften sker ad indirekte vej ved, at solstrålerne omsættes til varme i jordoverfladen, som derefter udstråler varmen til luften ved langbølget stråling.

Figur 6-22.



Figur 6-22. Indstrålingsvinklens betydning: Ved ækvator fordeles varmen fra et strålebundt over et væsentligt mindre areal end på punkter i nærheden af polerne. Derfor bliver der varmest i nærheden af ækvator.

Vi vil forklare den daglige gang ud fra strålingsteorien. Ved solopgang er overfladetemperaturen lav, på grund af den uafbrudte udstråling af jordens varme i

Indhold

nattens løb. Lige efter solopgang begynder indstrålingen, først svagt, fordi strålernes vinkel er spids, senere øgende, indtil solen står højest på himlen klokken 12. Henad eftermiddagen vil indstrålingen igen aftage. Hele tiden, mens solen stiger, vil indstrålingen være stærkere end udstrålingen, og temperaturen i jordoverfladen vil stige. Udstrålingen vil da også øge, indtil ind- og udstråling er lige stærke, nemlig to timer efter, at solen har været højest på himlen, altså indtrælfer den højeste temperatur kl. 14. Senere vil udstrålingen være stærkere end indstrålingen, og temperaturen vil aftage, indtil solen står op igen næste morgen. Luften modtager hele tiden sin varme fra jordoverfladen, og dens temperatur svinger med jordoverfladens temperatursvingninger.
Vi ser, at temperatursynkningen er meget langsommere end stigningen, særlig om natten. Dette skyldes delvis det nævnte forhold, at vanddampen i atmosfæren optager den udstrålede energi i sig og stråler mesteparten tilbage igen, især om natten.
I lande med fjelde og højsletter vil temperaturen ofte variere stærkere end i lavlande, på grund af at der er så lidt vanddamp i luften. Udstrålingen kan trænge længere op i lufthavet, hvor temperaturen er lav. Til gengæld blive indstrålingen også mere intens, fordi solstrålerne får kortere vej gennem den rene atmosfære. I et tørt klima vil de samme forhold gøre sig gældende, der vil være store daglige svingninger i temperaturen. I et fugtigt havklima vil luftens indhold af vanddamp være stort og udstrålingen blive mindre, svingningerne bliver små.
Over vandet gælder andre forhold. Mens indstrålingen over land ikke gør sig gældende dybere end ca. 1 meter, vil den indstrålede varme trænge langt ned i vandlaget, og vandet vil altid være i små bevægelser, som medvirker til at sprede varmen.
Den faste jordskorpe har en egenvarme, som er langt mindre end vandets egenvarme. Der skal fem gange så meget varme til, for at opvarme 1 ton vand, end der der skal til for at opvarme 1 ton sand til ligeså mange grader.
Alt dette bevirker, at temperaturen i havoverfladen svinger meget lidt i forhold til jordoverfladen. Derfor vil lufttemperaturen over hav, som bestemmes af stråling fra vandfladen, svinge meget mindre end

Indhold

over land i løbet af et døgn. Betragter man temperaturvariationen over et bestemt område, vil man ofte finde afvigelser fra den normale temperatursvingning. Det kan være varmest om formiddagen eller om aftenen, fordi der midt på dagen dannes skyer, som hindrer indstrålingen, eller vinden kan føre kolde eller varme luftmasser til området fra andre strøg.
I den frie atmosfære er svingningen i temperaturen - meget mindre end ved jordoverfladen. Ved opstigninger har man fundet, at den daglige temperaturvariation i 1500 meters højde kun andrager ca. 112 grad, selv på klare solskinsdage.

Jordbundens beskaffenhed og farve

Hvor stor opvarmning af jordbunden bliver, som følge af solstrålingen, beror på beskaffenheden af den jordoverflade, som strålingen træffer. En sort flade indsuger praktisk talt al stråling, som træffer den, mens en lys flade kun indsuger en mindre del: derfor bliver en mørk asfaltgade betydligt varmere end omgivelserne. Jo mørkere flade, desto mere vil den indsuge af sollysets lyse varmestråling; for udstrålingen af de mørke varmestråler fra jorden spiller jordens farve derimod ingen rolle. Er jordbunden en dårlig varmeleder, bliver den meget varm på overfladen, mens temperaturen i nogen dybde bliver uforandret.
Således bliver temperaturen større over en sandflade end over en granitklippe. I sandet er det kun et temmeligt tyndt lag, som bliver opvarmet, mens varmen i klippen trænger ned til større dybder. Dette har til følge, at sandet efter solnedgang afkøles temmelig hurtigt, mens klippen holder sig varm ganske langt hen på aftenen, beroende på den varme, som er tilført i løbet af dagen.
Følgende tabel giver en forestilling om betydningen af jordbundens beskaffenhed.

	Klart	***Overskyet***
Lufttemperatur i 2 m's højde	17. 4°	17. 2°
bar sandmark	23.2°	18. 8°
skovbevokset sandmark	13. 9°	15. 5°
bar mose	18. 4°	17. 7°
skovbevokset mose	12. 8°	13.9°
kornmark	17. 4°	16.5°

Indhold

Læg mærke til, at opvarmningen er størst i skovområder i overskyet vejr. I klart vejr kommer solstrålingen fra en bestemt retning og standses for en stor del af trækronerne, mens strålingen i overskyet vejr komme fra alle sider og dermed trænger dybere ned. Der kan på den måde oplagres solenergi i en skov, som giver sig til kende ved udløsning af aftentermik.
Indsugningsevnen er større overfor ru flader end for glatte. Blanke eller glatte flader virker i den grad tilbagekastende for stråling fra solen, at det ville få katastrofale følger, hvis havoverfladen altid lå helt blank. Nordsøen kan tilbagekaste 10 pct., af solstrålingen, nysne 80-90, sand 30-40, græsmark ca. 25, agerjord ca. 15 og skov 5-20 pct. af solstrålingen.
Blandt de flader, som let og hurtigt lader sig opvarme, er sand og hede: men til gengæld stråler de også hurtig varmen ud om natten, man har målt en daglig gang i temperaturen i ørkensand på 70 grader.
Disse forskelligheder i opvarmningen af jorden er af stor betydning for svæveflyvningen, da det jo er på grund af denne uensartethed, at termikflyvning muliggøres.

Over de varmeste overflader opvarmes luften mest, og sandsynligheden for, at der skal opstå termik, er størst over eller i umiddelbar nærhed af disse områder. Hvis man indenfor en egn vil udforske, hvor der optræder termik, skal man derfor først begynde med at måle, hvor temperaturstigningen bliver størst på solfyldte sommerdage.
I denne forbindelse må man også tage hensyn til, om jordoverfladen er plan eller bakket. Bakketoppe giver ofte bedre termik end dale, bl.a. fordi den højtliggende jord er mere tør. Men i læ af bakker får luften tit lov til i ro og fred at blive godt opvarmet, før en udløsning finder sted, og denne såkaldte vindskyggetermik kan derfor være særlig kraftig. Især bliver dette naturligvis tilfældet. hvis den skråning, der ligger i læ, samtidig vender mod solen og derfor opvarmes ekstra stærkt ved indstrålingen.

Indstrålings- eller tørtermik
Opstår ved, at de jordnære luftlag over et mindre område, på varme sommerdage med svag vind, begynder at stige tilvejrs, på grund af at luftdelene er varmere end den omgivende, stillestående luft. Vi siger, at temperaturfordelingen er tørlabil. Tør luft,

som stiger op, afkøles med 1 grad pr 100 meter. Sålænge vor usynlige »varmluftboble« er varmere end den omgivende luft, bliver den ved med at stige. Se figur 6-23.
I sådanne termikbobler kan opvinden få en hastighed på 2 til 5 m/sek. Et svævefly, som har en synkehastighed på 1 m/sek, vil altså få en stigehastighed på 1 til 4 m/sek. Den stærkest opstigende del af luftstrømmen har en temmelig lille diameter, så en svæveflyver kan have besvær med at holde sig i kærnen. Kommer han udenfor, vil han let komme ud i faldvinde og hurtigt tabe højde.
Termikboblen holder op af sig selv, når den opstigende luft har indtaget samme temperatur som den omgivende luft, og dette vil i de fleste tilfælde ske, når den lodrette luftstrøm støder på en inversion, hvor luftlaget er varmere, end det skulle være efter den normale temperaturfordeling.
Svæveflyet vil nu ikke stige mere, der er ikke mere energi til stede eller ikke nok til at holde højde.
Indstrålingstermiken forekommer på smukke dage uden skyer, en vejrsituation, ved hvilken forholdvis tørre luftmasser eller en inversion kan forhindre skydannelse. Dannes der skyer, bliver det godtvejrscumulus, som er uregelmæssig fordelt på himlen.

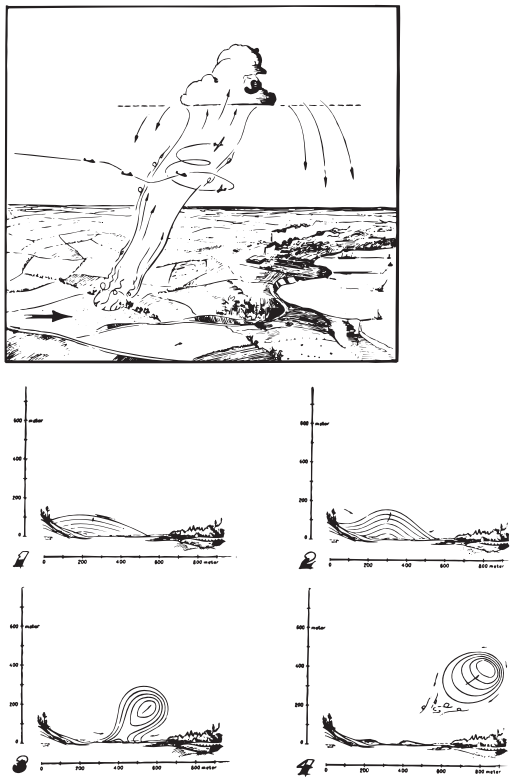
Skytermik

I det foregående har vi talt om opstigende luft, som var forholdsvis tør; men er luften fugtig (ved tilførsel af vanddamp), bliver forholdet et andet.
Til at begynde med aftager temperaturen 1 grad pr 100 meter opstigning. Men i det øjeblik, den fugtige, opstigende luft er blevet så meget afkølet, at den ikke kan holde på mere vanddamp, må den overskydende del fortættes til skyer. Ved fortætningen frigøres der varme, og fra nu af afkøles luftmassen ikke med 1 grad pr 100 meter, men kun med 112 grad pr 100 meter. Vi har nu med den såkaldte fugtlabile luft at gøre, og nu vil luften fortsætte med at stige opover, da den hele tiden vil ankomme med en højere temperatur end den omgivende luft. Der dannes efterhånden store cumulus, og disse kan udvikle sig til cumulonimbus, de store bygeskyer, eventuelt med torden.
Opvinde knyttet til de store cumulus eller cumulonimbus kan være ret kraftige og meget varierende-

udenfor den opstigende luft er, faldvindene til gengæld rettet ned mod jorden. Ved skytermik kan svæveflyveren altid se, hvor han skal forsøge, idet opvinden er knyttet til cumulusskyerne, mens der ved ren indstrålingstermik ikke behøver at være noget tegn på opvinde at se.
De enkelte smuktvejrs-cumulusskyer har kun kort levetid, normalt 10-15 minutter. Det er vigtigt for en svæveflyver at kende denne »livshistorie« for ved et blik på skyen at kunne bedømme termikmulighederne under denne.

Skyen begynder som en plet mælkeagtig dis, hvorpå de første skytjavser danner sig. De samler sig hurtigt til en fast udseende sky, der vokser og får en temmelig flad underside med afrundet top, og som er skarpt afgrænset fra den omgivende luft.
Efter en halv snes minutters forløb, når tilstrømningen fra termikboblen er slut, bliver skyens underside

Figur 6-23.



Termikhoble eller termikstrøm. der udløses ved en eller anden hind ring (nederst), vokser op og ved kondensationsgrænsen danner en cumultus-sky.

Indhold

og kanter lasede og frynsede, og skyen opløses og forsvinder hurtigt.
Giver vejret mulighed for store cumulusskyer, kan man se skyen få nyt liv, vokse op, fx i den ene side, og udvikle sig yderligere, indtil også den begynder at opløses og falde sammen.
Alle cumulusskyer i samme område har normalt deres underside, skybasen, i samme højde, idet den er bestemt af kondensationshøjden. Om formiddagen er basen normalt lavest for at hæve sig, efterhånden som det blive varmere og mere tørt nede på jorden. Der kan dog være afvigelser fra reglen om ensartet skybase på grund af lokale forhold. Som regel er skybasen lavere i nærheden af kysterne end inde i landet, og på en længere flyvning her i landet kan man komme ud for stærkt varierende skybase i dagensløb.

Højdetermik
På samme måde som overophedning af de underste luftmasser fremkalder en labil fordeling af temperaturen, kan det modsatte, nemlig afkøling af luften i nogen højde få til følge, at luften i højden bliver labil og kan udløse opvinde. Afkølingen i højden kan opstå ved kraftig udstråling fra de øvre luftlag eller ved tilførsel af kold luft i højden.
Man taler her om højdetermik, da disse opvinde opstår i stor højde uden forbindelse med jordoverfladen de er sammenkoblede med tæt ved hinanden liggende op- og faldvinde som ved jorden.
Da højdetermiken opstår uden at have nogen forbindelse med solstrålingen, er den også uafhængig af tiden på dagen og årstiden. Den kan forekomme om natten og vinteren og muliggøre den såkaldte nat- og vintertermik.
Hermed er de termiske energikilder, som står til svæveflyvningens rådighed, angivet~ desuden opstår der yderligere muligheder for opvinde på følgende måde:
Aftentermik, som muliggør flyvning efter solnedgang. Efter en varm dag aftager vinden helt, og det er ikke muligt mere at få et svævefly op, mens der i nogen højde kan være opvinde, som er kraftige nok til at flyve i. For eksempel kan den varme, som en fugtig skov har fået under dagen, få en svag opvind igang, som ikke er kraftig nok til at svæve i, men som i

Indhold

nogen højde udløser den labile luft og der kan give tilstrækkelig opvind.
Vindtermik er en kombination af kraftig skyopvind og stor vandret vindhastighed; det er den slags termik, som fremmer svæveflyvninger på flere hundrede kilometer.
Under visse betingelser kan der i den labile luftmasse (bagsidevejr) dannes cu-skyer, som ordner sig i lange rækker i vindretningen. De såkaldte skygader opstår bl.a., hvor der er stor forskel på vindretning og hastighed over og under en inversion i en 1500 til 2500 meters højde. Skygaderne, hvor termiken findes, kan observeres over store områder, og afstanden mellem dem kan sættes til 3-6 km.
Oceantermik, som kan udløses over havet under visse termiske forudsætninger.

Udløsning
Forvandlingen af de labile luftmassers potentielle energi til den lodrette opvinds bevægelsesenergi kræver, at der findes et udløsende moment, noget, som kan give luftmassen det lille stød, så den af sig selv sættes i bevægelse opover.

Sådanne muligheder, som kan forstyrre ligevægten, findes i stort tal ved jordoverfladen. Store og små højder, skove, skrænter og andre forhindringer giver anledning til, at den termiske opvind sættes igang. Enhver ujævnhed, som findes ved jorden, overgang mellem land og vand, mellem åben mark og skov og store husblokke kan tjene til udløsning af den labile luft. Denne udløsningsmåde kalder vi orografisk udløsning.
Turbulent udløsning sker enten som følge af vindens øgede friktion mod jordoverfladen, ved luftstrømmens overgang fra vand til land eller i den frie atmosfære ved forøget friktion indenfor områder, hvor luftstrømmene er ustadige, og hvor hastighedsforandringer forekommer. I højtryksvejr om sommeren (tørtermik) kan der i det indre af landet iagttages støvhvirvler, som opstår i løbet af sekunder. Der sker en overophedning af et lille område, og termikboblen løsrives fra jorden med et ryk, danner en lavtrykshvirvel, som fører støv, kviste og småsten med op i højden og gør støvhvirvlen synlig på lang afstand. Fænomenet er kortvarig, men er et tegn på, at der må findes tørtermik i større målestok i området.

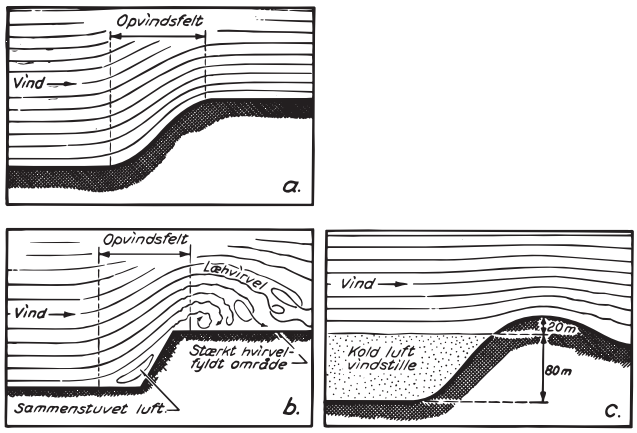
Indhold

Frontal udløsning foran en koldfront, hvor koldluften tvinger varmluften til at stige. Se figur 6-20.
Talrige måleresultater viser, at de sædvanligt forekommende store termiske opvinde, som opstår pludselig og tilsyneladende uden påviselig grund, som regel kan føres tilbage til en af ovennævnte udløsningsmåder.

SKRÆNTVIND

En stærk opvind og gode muligheder for svæveflyvning findes, hvor en skrænt blødt går opad fra et fladt forterræn. Der skelnes mellem to slags skrænt-former, og jo højere skrænten og jo stærkere vinden er, desto kraftigere er opvindsfeltet. I figur 6-24a ser vi den jævnt afrundede skrænt. Opvindsfeltet er støt og roligt, og pladsen bag skrænten er uden hvirvler, som kan genere landingen.
I figur 6-24b har vi den stejle skrænt (findes ved Lønstrup), hvor der ved foden af skrænten dannes en luftpude, som vinden glider opover. Den opadgående luftstørn bøjer ikke brat af og suser henover plateauet, men fortsætter skråt opad, idet den suger

Figur 6-24.



Skrændvind. a viser opvindsfeltets beliggenhed og den jævne strømning ved en »blød« skrænt. b viser forholdene ved en stejlskrænt, hvor der dannes kraftige hvirvler i læ ved stærk vind. c illustrerer. hvorledes en hundinversion med kold luft i dalen foran skrænten kan mindske dennes effektive højde som opvindsdannende skrænt.

Indhold

den luft med sig, som står nærmest ved skræntkanten. Der dannes læhvirvler. som vist i figuren.
Opvindsfeltet er skarpt afgrænset, der er ingen jævn overgang til hvirvelområdet. Den gunstige vindretning er selvfølgelig den, der blæser vinkelret på skrænten, men selv med den afvigelse på indtil 40 grader vil man kunne svæve over en stejl skrænt.
En skrænt, som falder ud imod strandkanten, giver kraftigere opvind end en tilsvarende skrænt inde i landet, idet der er mindre gnidning mellem vinden og havfladen foran skrænten. Inde i landet kan forterrænets ujævne overflade give vindskygge, og luftstrømmen danner hvirvler.
Hvor brugbar en skrænt er, afhænger af skræntens form, højde og-af vindhastigheden op over skrænten. Men af stor betydning er luftens stabilitetsforhold. Luftstrømmen i sig selv har tendens til at danne inversion lige over skræntens top og dermed umuliggøre flyvning. Er luftstrømmen kraftig samtidig med en labil temperaturfordeling, vil opvinden være fin og nå en god højde.
Indstråling fra solen vil yderligere forbedre mulighederne for termisk udløsning; vi får et samarbejde mellem skræntvind og termik.
Vi véd, at inversioner forhindrer termik; dette forhold kan gøre sig gældende ved en skrænt på grund af natlig udstråling. Der dannes en stillestående koldluftspude ved jorden med inversionen under skræntens top. Hvis skrænten er 100 m høj og inversionen ligger i 80 m, bliver skræntens effektive højde kun 20 m. Se figur 6-24c.
Sådanne forhold forekommer ofte i den kolde tid, mens det om sommeren er et morgenfænomen, solen vil da hurtigt få den lave inversion rettet ud.

Indhold

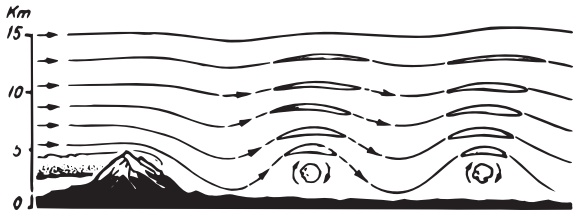
BØLGEOPVIND

I grænselandet i en inversion i nogen højde opstår let en bølgebevægelse på grund af vindspring og temperaturforskelle i inversionen. I figur 6-25 ses, hvordan der i alle bølgetoppe, hvor luften hæves og derfor afkøles, dannes skyer. I bølgedalene opløses skyerne, fordi nedsynkende luft opvarmes. Skyerne kommer derved til at bestå af lange parallelle skybanker med klar himmel imellem. Der skal dog sandsynligvis hos os nogen labilitet med i spillet, før en tilstrækkelig opvind forekommer.

Derimod kan man i lande med bjergkæder opleve bølgeopvind, som giver meget fine muligheder på grund af særlige orografiske forhold. De stående bølger i læ af hindringer dannes på samme måde som ovenfor nævnt, blot i en meget større skala (figur 6-26). I bølgetoppene dannes store cigar- eller linseformede skyer (altocumulus lenticularis) også kaldet føhn- eller moazagotiskyer. Lidt foran og lidt højere ligger et konstant opvindsfelt.

Der kan være flere stående bølger efter hinanden og over hinanden helt op til tropopausen, afstanden mellem bølgerne (bølgelængden) er afhængig af vindhastigheden over bjergkammen. Luften er normalt stabil. Opvinden er kraftig og meget rolig. Under visse vindforhold og ved labil lagdeling af atmosfæren opstår en fare ved flyvning i bjergområder, fra hvirvler eller rotorer, særligt i forbindelse med den stående bølge nærmest jorden. Rotoren, som kan være synlig i nærheden af bølgetoppen, fordi en cu er dannet, indeholder stærkt turbulente op- og nedvinde, som kan føre til brud på svæveflyet.

Figur 6-25.



Stærkt udviklet bølgesystem i læ af en bjerg~ kæde. Her er vist flere lag altocumulolenticularis i bølgetoppene, og under disse rotorskyer.

Indhold

Figur 6-26.

Nederst rotorskyer, øverst lenticularis-skyen, der står stille over samme sted på jorden, medens luften strømmer igennem, og skyen dannes på forsiden, men opløses, igen ved nedsynkningen på bagsiden.

TERMIK OG VEJRTYPER

Vi vil først omtale chancen for termiske opvinde i luftmasser udenfor frontområder, i de luftmasser, som fronter og lavtryk har ført ind over landet, og som virker i kortere eller længere tid, indtil en ny front ankommer.

Kolde luftmasser

Den maritime koldluft, som kommer til os fra retningen vest til nordvest, er på grund af opvarmningen i bunden på vej sydover mere eller mindre labil. Om natten standser termiken, fordi udstrålingen dominerer billedet. Cumulusdannelsen ophører. og det bliver skyfrit og næsten stille. Der dannes en kraftig inversion ved jordoverfladen, efterhånden som udstrålingen skride frem. De lavere lag er nu blevet stabile, og ingen termik kan udløses.
Se skema over luftmasser side 195.
Temperaturen kan synke betydeligt, idet der er ringe vanddampindhold i den kolde luftmasse. Når temperaturen ved jorden ned til dugpunktstemperaturen, får vi tåge.

Indhold

Om sommeren rettes inversionen hurtigt ud efter solopgang, tågen forsvinder og vinden tiltager. Når temperaturen ved jorden er nået op, hvor luften igen er labil. udløses termiken.
Den maritime koldluft er normalt så fugtig, at termiken danner cumulus-skyer, og er labiliteten tilstrækkelig, får vi regnbyger, særlig om eftermiddagen.
Er der forandring i isobarbilledet, og vinden drejer om i retningen mellem nordvest og nord, udtørres luften ved nedsynkning over Norges fjelde. Denne proces kaldes føhn og virker neddæmpende på labiliteten i Nordjylland, som får ingen eller få cumulus.
Den kontinentale koldluft, som kommer fra retningen nordøst til øst, er om sommeren stabil til at begynde med, også om dagen, men bliver efterhånden labil om dagen ved opvarmning. Få og små cumulus og kun lokale regnbyger, hvor fugtigheden tages fra havet.

Varme luftlag
Som før nævnt er de tropiske luftmasser normalt stabile. Den maritime varmluft fra mellem vest og syd afkøles jo i bunden på sin vej nordover, og det vil forøge stabiliteten og danne lagskyer. Om sommeren bliver den varme luft let ustabil over land på grund af stærk ophedning ved jorden, som sætter termiken igang, og eventuelle lagskyer omformes til cumulustypen. Varmetorden er ikke ualmindelig i varmluft om sommeren. Den kontinentale tropeluft er mere sjælden, den kommer fra sydøstlig retning, og da cu-dannelse kun forekommer lokalt, er soltermiken betydelig.

Højtryk
Fløjtryk eller anticyklonen kan holde sig over området i længere perioder og giver om vinteren koldt, klart vejr og dårlige svæveflyvermuligheder, det modsatte er tilfældet om sommeren.
Luftmassen i højtrykket synker nedad, og det betyder adiabatisk opvarmning (1°/100 m). Nedsynkningen fortsætter imidlertid ikke helt ned til jorden, idet der i en vis højde dannes en nedsynkningsinversion, langs hvilken den nedadgående luftbevægelse glider af til siderne. En sådan inversion kan dække store områder, den ligger i reglen højst i de centrale dele af højtrykket. Eventuelle skyer vil som følge af den adiabatiske opvarmning gå i opløsning. I højtryk om sommeren med klart vejr vil der fra dag til dag blive

Indhold

tilført mere varme fra solen, end der udstråles fra jorden, en varmeperiode vil derfor ofte indledes. Om natten kan der i luft af maritim oprindelse dannes udstrålingståge, som opløses meget tidligt om morgenen.
Om dagen vil opvarmningen af luften ved jorden føre til en labil lagdeling med begyndende termik. Er luften tør-kontinental luft, vil der kun udvikles tørtermik og smukt-vejr-cumulus, som ikke kan nå nogen særlig lodret udvikling, men må spredes ud til siderne under inversionen.
Al svæveflyvning er også begrænset til under inversionen, og der kan ikke være tale om større højdevinding; men der kan være udmærkede svæveflyvermuligheder, bl.a. til flyvning på lukkede baner. da vinden ofte er forholdsvis svag.

Lavtryk
Lavtrykket eller cyklonen er en lufthvirvel med det lave tryk i centrum og vinden mod uret omkring centret. Frontcyklonen, som er den hyppigste, dannes på grænsefladen mellem kold og varm luft. I forbindelse med frontcyklonens bevægelse føres de forskellige luftmasser ind over Danmark, varmfronten og koldfronten bringer vejromslag med sig.
Frontcyklonen indeholder lagskyer fra nær jorden til stor højde, kraftig vind, nedbør og dårlig sigt. Området egner sig ikke for svæveflyvning.
Derimod kan der findes god termik i de såkaldte termiske lavtryk, der skyldes jordens forskellige opvarmning, som fører til labil temperaturfordeling med byger. Termiske lavtryk er en lokal foreteelse og dækker ikke noget stort område.

Frontområderne
I og foran varmfronten med sit brede regnområde og store skymasser, som normalt har en meget stabil karakter, er svæveflyvning udelukket.
I varmsektoren kan der om sommeren være fine opvinde i de tilfælde, hvor skyerne forsvinder og labiliteten starter på grund af jordens ophedning.
Før eller senere ankommer koldfronten, og er den foranliggende varme luft godt labil, udvikles en voldsom termik i frontområdet med mægtige cb-skyer og torden. Det må frarådes begyndere at flyve for tæt på tordenkoldfrontens skymasser.

Indhold

I okklusionsfronten er vejret almindeligvis for dårligt til flyvning, mens luftmassen bag okklusionen (bagsidevejr) skulle være velegnet.

Advarsel
Der kan også herhjemme forekomme pludselige og voldsomme vejrfænomenerne, som kan føre til havarier på svævefly under landing og start, på parkerede fly eller fly under transport på flyvepladsen.
Der er god grund til at advare mod følgende vejrforhold, som alle har med vind at gøre:

1. I koldluft med vindstyrker fra omkring 20 knob fra retninger mellem vest og nordvest (bagsidevejr) kan retning og styrke variere meget. Pas på turbulensen i nærheden af hangarer, hegn og bakker.
2. Under passage af koldfronter kan vinden i løbet af meget kort tid springe fra svag
sydlig til hård nordvestlig vind, nu og da med vindstød op til 40-50 knob.
3. Hold øje med store cumulonimbus-skyer. som har retning mod flyvepladsen, Bygeskyerne kan indeholde både torden og hagl samt de ubehagelige vindforhold som angivet under 2. Skypumper må også nævnes i denne forbindelse, de er ikke så sjældne som man skulle tro, især i Jylland.

DANSK SVÆVEFLYVEVEJR OG BETYDNINGEN AF AT FØLGE VEJRUDVIKLINGEN

Da det flade danske landskab ikke har større muligheder for at fremkalde stående bølger, ligesom der findes få egnede skrænter, som også kun sjældent udnyttes, er egentlig svæveflyvning her i landet betinget af termik. Termik kan findes hele året rundt, men forekommer fortrinsvis i sommerhalvåret. Alt efter hvordan vinteren har været, er det ofte fin termik i marts, men ligesom i store dele af Europa er månederne april-maj-juni de bedst egnede. Her er der ofte tørt med en hel del højtryksvejr.

Indhold

Mens der er år med gode forhold i sommerferieperioden, sker der hyppigere et omslag til ustadigt vejr, hvor lavtryksfamilier dominerer, og front efter front drager over landet. Den megen regn gør landskabet så fugtigt, at forholdene selv i de kortvarige bagsideperioder ikke er særligt velegnede.
August-september kan tit være god, også oktober kan give gode distanceflyvemuligheder i bagsider med frisk blæst.
I perioden november-marts er termikmulighederne sjældnere, men hvis flyveintensiteten i denne periode var større, ville erfaringen sikkert vise flere svæveflyvermuligheder, end der hidtil er udnyttet.
Kulde, sne og for fugtige flyvepladser bevirker dog i forbindelse med det korte dagslys, at der indlægges en pause, men iøvrigt kan efteråret med ringe termik og turbulens være udmærket egnet til skoleflyvning.
Den foregående oversigt må betragtes som meget generel, og store afvigelser i vejrforholdene finder sted i vort ustadige kystklima, hvor det er vanskeligt at forudsige vejret på længere sigt.
Da de egentlige svæveflyvermuligheder således er begrænsede, og da de for den enkelte svæveflyver yderligere begrænses af de relativt få fri- og feriedage, hvor han kan udøve svæveflyvning, og hvor mange andre svæveflyvere også gerne vil anvende svæveflyene, gælder det om at gøre det yderste for at forudse de gode muligheder.
Et solidt kendskab til meteorologi er en forudsætning for mere end tilfældig udnyttelse af vejret, og det er nødvendigt stadig at følge vejrets udvikling, så man er klar over, når chancerne nærmer sig.
Rekordflyvninger og flyvninger til opnåelse af guld- og diamantbetingelserne kræver som regel deres ganske specielle vejrsituationer, som man skal kende på forhånd for at kunne se dem nærme sig.

VEJRTJENESTEN

Da meteorologiske fænomener ofte strækker sig over betydelige områder og forskydes hen over landegrænser, må grundlaget for al vejrtjenestevirksomhed nødvendigvis være en international aftale om indsamling og fordeling af meteorologisk information.
Dette samarbejde varetages af WMO (Worid Meteorological Organization) og ICAO (International Civil Aviation Organization), der er organisationer under FN.

Indhold

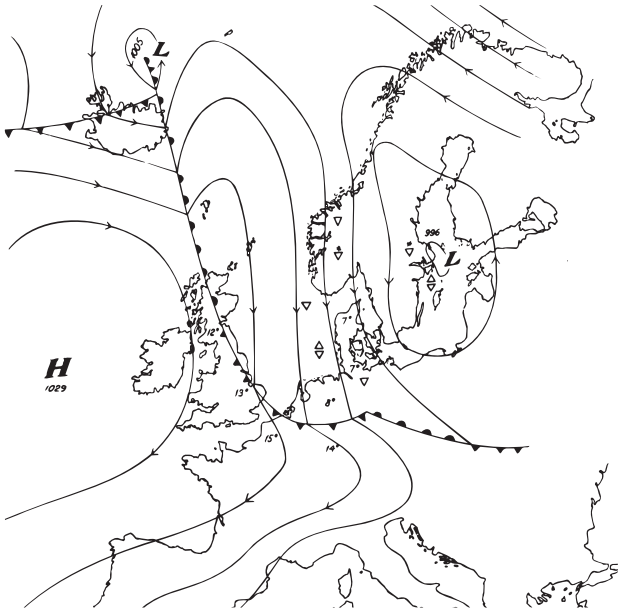
Alle klokkeslet i meteorologiske informationer angives i UTC (Coordinated Universal Time), hvilket svarer til tidligere anvendte GMT (Greenwich Mean Time). Klokken 1200 UTC svarer til kl. 1300 dansk tid.

Vejrkort

Vejrkortet er meteorologens vigtigste værktøj. Observationerne (SYNOP) indprikkes rundt om stationscirklen, som er påtrykt vejrkortet, ved tal og symboler efter en international indprikningsmodel (se fig. 6-12).

Hvor store områder, vejrkortet skal dække, afhænger af vedkommende vejrtjenestes opgaver~ men man skal kunne se vejrforholdene i kortet en 2-3 døgn, før de forventes at ramme vort område. Vejrkortanalyse: Dette omfatter tegning af isobarer, som anskueliggør beliggenheden af høje og lave lufttryk, afgrænsning af kolde og varme luftmasser (fronter), markering af områder med nedbør og tåge samt områder med trykfald eller trykstigning. Endvidere skal man finde ud af, hvilken retning og med hvilken hastighed, systemerne bevæger sig, samt kontrollere analysens rigtighed fra foregående kort og fra satellitfotos.

Figur 6-27.

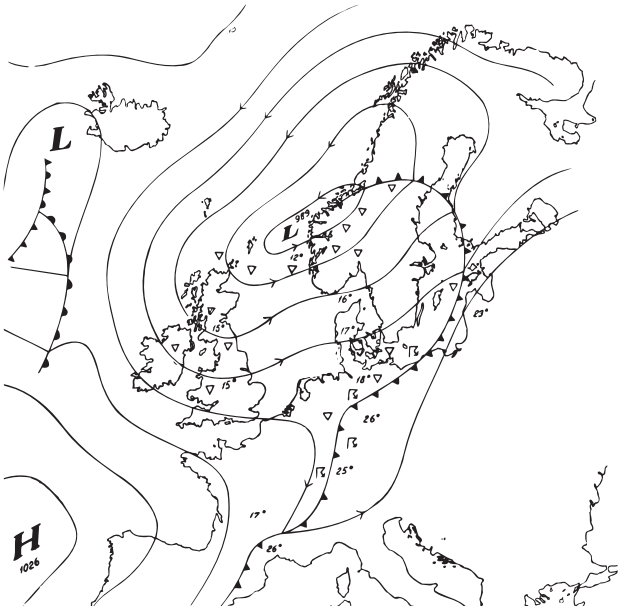


Vejrkort fra 24. april k] 1200 UTC. Den typiske »nord-situati-cn«, der ofte optræder på den årstid og bl.a. muliggør lange flyvninger ned gennem Jylland til Tyskland. - En frisk NNV-lig kølig luft strømmer fra Sydskandinavien ned over Danmark på bagsiden af lavtrykket over østersøen. Vejret skyet, ustabilt med cu og enkelte cb over sydlige Jylland og Nordtyskland, som giver regnbyger. lokalt haglbyger. Højdevind over Jylland cg sydpå 3 10' og 30 knob, stigende gradvis til 60 knob i 5000 m og 80 knob i 10.000 m. Toppen af de fleste cu er 3000 m, og nulgraden ligger i 2-3000 m. I nogle tilfælde optræder situationen endnu mere udpræget med et højtryk vest for Norge og lavtrykket som i dette tilfælde.

Indhold

Meteorologen, som overvåger dansk område, går over til timekort, hvor fronter og nedbørens forskydning kan følges nøje, især hvis hastighed og retning kan overvåges med radar. Opklaring efter frontpassager skal helst kunne angives på klokkeslet.
Højdekort: Vejrtjenestens virksomhed baseres foruden på overfladekort også på oversigtskort fra store højder, hvor tryksysternerne og fronterne har en anden beliggenhed end ved jordoverfladen. Højdekortene tegnes for konstante trykniveauer. fx 700 hPa (FI- 100 eller ca. 10.000 feet) og 500 hPa (FI- 180 eller ca. 18.000 feet). Observationerne, der danner grundlaget for højdekortene, fås fra de føromtalte radiosondemålinger. Især er 500 hPa højdekortet anvendeligt til at fastlægge forskydningen af luftmasser og fronter.
Prognosekort.- Disse viser den forventede placering af isobarer, fronter og tryksysterner fx 1-5 døgn efter tidspunktet for de til grund liggende observationer.
Da sammenhængen mellem trykbillede og vejr ikke er entydig, må prognosekortene tolkes af meteorologer med kendskab til atmosfærens fysiske processer, når udsigten skal udfærdiges. Der skal tages særligt hensyn til årstiderne og de lokale forhold.

Figur 6-28.



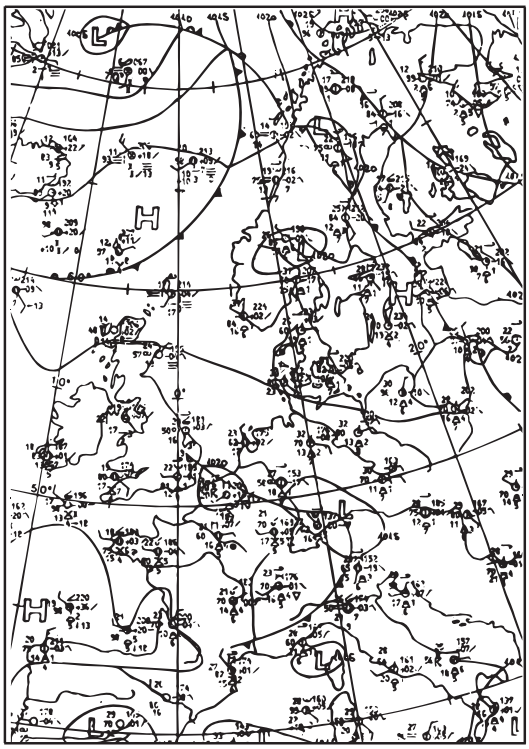
FVejrkort fra 13. juni k] 1200 UTC. Typisk »vest-bagside«, der giver god mulighed forlange flyvninger fra vest mod øst med stor hastighed. På bagsiden af kold fronten. som har passeret Danmark og nu ligger over Nordtyskland og videre over østersøen op til lavtrykket i sydlige Norge, strømmer ustabil luft ind over landet. Ustabiliteten er kraftig i koldfrontens område med regn- og tordenbyger. Over Danmark når termiken op til 3-4000 m uden væsentlig bygenedbør. Nulgraden er kun godt 3000 m oppe. Højdevind indtil 3000 m 240'. 30-50 knob.

Indhold

Acrologiske observationer: Herved forstås målinger foretaget fra jorden og op til en højde af 25-30 km. De målte værdier sendes kontinuerligt til modtagestationen, der oversætter målingerne til en kodeform, der kaldes TEMP (ikke at forveksle med temperatur). Efter modtagelsen indtegnes sammenhørende værdier af temperatur, dugpunktstemperatur og tryk på et adiabatdiagram. Herved anskueliggøres atmosfærens stabilitetsforhold tydeligt.
Vejrradarobservationer m. v. supplerer synoptiske. aeronautiske og aerologiske observationer. Det samme gør observationer fra vejrsatellitter.

Udsigterne omfatter kun vejrforholdene i luftlaget fra jordoverfladen op til 5000 ft. og indeholder forudsigelser af vind, sigtbarhed, vejr og skyer, nulgradsisotermens højde, evt. isning og turbulens.

Figur 6-30.



Vejrkortet fra 10. august 1975 kaldes ~»århundredets svæveflyvevejr» og blev foruden til guldhgkider uden skyflyvning brugt til rekord på 100 km trekantbarte på 134,66 km/t. Samme dag blev der sat varmerekord på 36,4- (ved Holstebro).

Indhold

Ved udfærdigelsen omtales specielt vejrsituationer eller områder, hvor man forventer at:

1. jordvinden overstiger 20 knob
2. der forekommer vindstød over 25 knob
3. sigtbarheden bliver lig nul eller mindre end 5 km
4. SIGMET-fænornener forekommer, eller
5. skyhøjden bliver lig med eller mindre end 500 ft over lerrainet.

Hvordan bruger vi vejrtjenesten?

Vejret dannes af mange enkelte elementer: Varme, kulde, lufttryk, vind, skyer, atmosfærens indhold af vanddamp og meget andet, som dels indgår i og dels bliver resultatet af de fysiske processer, hvoraf nogle er virksomme hele tiden, andre kun når de rette betingelser optræder, det gælder f.eks konvektion. Vil vi vide noget om vejret, måske som en forberedelse til en svæveflyvning, må vi på en eller anden måde skaffe os adgang til de hyppige og omfangsrige målinger og observationer af vejret, som er helt nødvendige for vurdering eller beregning af det kommende vejr. Vi må bruge de forskellige muligheder, der er for at komme i forbindelse med en vejrtjeneste. Er man ikke så heldig at have en vejrtjeneste ved hånden, må man skaffe sig oplysningerne på anden måde.

Mange aviser bringer foruden en skreven udsigt også vejrkort, såvel kort der viser, hvordan vejret var på et bestemt tidspunkt, som et der viser den forventede vejrsituation til et fremtidigt tidspunkt. Ud fra tryk- og frontsystemernes beliggenhed og bevægelser kan man danne sig et ganske godt overblik over bl.a. hvilken luftmasse, der vil ligge over det område, man skal flyve i - en vigtig oplysning, når man skal bedømme detaljerne i vejrudsigten.

Også Meteorologisk Instituts radioudsendelser dagen igennem giver mange nyttige oplysninger. Hertil kommer TV-udsendelser, hvor en meteorolog forklarer vejrkort. Og endelig er der informationerne på Tekst-TV.

Alle vejrtjenester, såvel civile som militære, er tilsluttet meteorologiske fjernskriver- og telefax-kredsløb. Her kommer et hav af oplysninger om vejret, det meste i kode. For svæveflyveren samler interessen

sig om svæveflyveudsigten, VMC-udsigten, aktuelt vejr (METAR-koden) og udsigten for lufthavne (TAF-koden).

Vejroplysningerne fra følgende automatiske telefonsvarere er alle i klart sprog:

VMC (DR Tekst-TV side 431)	3915 7288	Udsigt for Danmark i lavere luftlag.
Svæveflyveudsigt (DR Tekst-TV side 434)	3915 7289	I perioden 1/4-30/9.
Lokalvejrmelding	Tlf. 153	
Hele Danmark	Tlf. 154	
Vejret i de kommende dage	Tlf. 156	

Yderligere kan følgende meldinger findes på DR Tekst-TV:

METAR (DR TTV side 433)	Aktuelt vejr fra danske luft havne
TAF (DR Tekst-TV side 432)	Udsigter for danske lufthavne

Får man brug for at drøfte vejrsituationen eller vejret på længere sigt, kan henvendelse ske til vagthavende meteorolog hele døgnet:

Vejrtjenestecenter Karup	9710 1795
Flyvevejrtjenesten København	3915 7272

Udsigt for svæveflyvning
(Tekst-TV side 434)
I Danmark findes som i en del andre lande i den egentlige svæveflyvesæson en vejrudsigt for svæveflyvning. Den fornyes hver morgen og vises på Tekst-TV, sendes til de forskellige vejrtjenestekontorer og indtales på en automatisk telefonsvarer, således at enhver svæveflyver kan få oplysninger ikke alene til at afgøre, om der kan svæveflyves, men også hvilke opgaver det vil være rimeligt at udskrive.
Svæveflyveudsigtens indhold fremgår af skemaet på side 34, der kan benyttes til at nedskrive udsigten på. Udsigten er landsdækkende og må nødvendigvis være temmelig kort. Oplysningerne danner et solidt grundlag for den videre fortolkning, som svæveflyveren ud fra sit meteorologiske kendskab selv må foretage. I denne fortolkning spiller lokalkendskabet en vigtig rolle.
Som eksempel på hvilke oplysninger, der kan være indeholdt i udsigten uden direkte at være nævnt kan følgende nævnes:
I oversigten vil en oplysning om tilstedeværelsen af et højtryk eller en højtryksryg samtidig indeholde

Indhold

oplysninger om, at luften i større højder vil være langsomt nedsynkende, hvorved stabiliteten og udtørringen tiltager, således at risikoen for byger bliver mindre. Omvendt vil lavtryk eller trug betyde opadstigende luftbevægelse, hvorved der dannes udbredte skysystemer og muligvis nedbør. Indholdet af de enkelte punkter er iøvrigt.

1. En beskrivelse af den synoptiske situation (herunder advektionsforhold, trug og rygge) med tilhørende vejrfænomener samt omtale af søbriser og markante tryktendenser.
2. En beskrivelse af det forventede skybillede (evt. geografisk opdelt) henholdsvis kl. 1000 UTC og 1400 UTC. Lave skyers mængde og højde, samt mængden af mellemhøje og høje skyer. Der afslutes med termikforhold som:
   Ingen Forhold med cu-base op til 1000 ft.
   Svag Do. mellem 1000 og 2500 ft (0,5-1 m/sek.).
   Moderat Do. mellem 2500 og 5000 ft (1-2,5 m/sek.).
   Kraftig Do. over 5000 ft (mere end 2 m/sek.).
3. Benyttes bl.a. til vurdering af termikforholdene ved konstruktion af en tilstandskurve.

Automatisk telefonsvarer 31501014

LANDSUDSIGT FOR SVÆVEFLYVNING

Gældende: _____/_____ 19____ til solnedgang

1. Oversigt: _____

2. Skyer 1000 UTC | 1400 UTC

Termik

3. Maksimum temperatur _____ °C

4. Termik til 2000 ft ved: _____ °C

5. Inversion: _____ (højde)
   temperatur/dugpunkt: _____ °C

6. Vind og temperaturer:

Ved jorden: _____
2000 ft _____
5000 ft _____
10000 ft _____

Indhold

4. Ved at følge temperaturen fra morgenen på plad sen giver denne oplysning mulighed for ved lidt simpel regning af fastlægge tidspunktet, hvor egentlig svæveflyvning kan begynde.
5. Inversionens højde, temperatur og dugpunkt i „ bunden" af inversionen samt den temperatur ved jorden, ved hvilken inversionen kan forventes opløst. Husk at når forskellen mellem temperatur og dugpunkt i bunden af inversionen er mindre end 5°C, er der stor risiko for, at toppen af cumu lusskyer breder sig ud i et sc-lag.
6. Bemærk hvordan vinden varierer med højden. Er retningen nogenlunde konstant op til inversionen, og hastigheden tiltagende til et maksimum i kon vektionslaget og derefter (helst) lidt aftagende, vil der dannes skygader i vindens retning.

I udsigten er kun medtaget de vejrelementer, som ikke er tilstrækkeligt detaljeret behandlet til svæveflyveformål i VMC-udsigten. Det betyder, at oplysninger om sigtbarhed, turbulens og højden til 0°C kun findes i VMC-udsigten, selv om oplysninger om disse forhold også har betydning for svæveflyvningen. Oplysninger om sigtbarhed fortæller også noget om, hvilken intensitet af solstrålingen, der kan ventes, og dermed om muligheden for dannelse af termik. Med tiltagende mekanisk turbulens er det ikke alene faren ved start og landing, der øges. Kraftig turbulens vil desuden betyde en forringet termikdannelse, idet luften ikke er nok i ro til at blive opvarmet tilstrækkeligt over de varme steder. Oplysning om nulgradshøjden har betydning, når man flyver med vandballast, og nulgraden ligger lavt, samtidig med, at termiken når til stor højde; der kan i sådanne situationer være risiko for, at vandet fryser til is. En alvorlig situation, der kan sprænge vingestrukturen.

Et eksempel på en svæveflyveudsigt ses her:

FBDN81 EKCH 030600
SVÆVEFLYVEUDSIGT FOR DANMARK UNDTAGEN BORNHOLM DEN 3. SEPTEMBER 1995, GÆLDENDE TIL SOLNEDGANG.
OVERSIGT: EN VARMFRONT OVER SVERIGE, KL. 03UTC FRA BORLÆNGE TIL RØNNEBY, BEVÆGER SIG MOD SYDVEST. DET TILHØRENDE LAVTRYK BELIGGENDE OVER POLEN BEVÆGER SIG I LØBET AF DAGEN TIL BORNHOLM.
SKYER KL. 10.00 UTC OG 14.00 UTC: LETSKYET TIL

SKYET AF SC OG CU SKYHØJDE 2000-3500FT, DERUD-OVER DE FLESTE STEDER OVERSKYET AF AC. TIDVIS LETSKYET TIL SKYET AF ST SKYHØJDE 400-1500FT. SKYDÆKKET BLIVER TYNDEST I DEN SYDVESTLIGE DEL AF LANDET. INGEN TERMIK.
MAX-TEMPERATUR: 18 GRADER.
UDLØSNINGTEMP. FOR TERMIK TIL 2000FT: 16-17 GRADER.
INVERSION: BUNDINVERSION.
JORDVIND: NORDØSTLIG 8-18 KNOB.
HØJDEVIND OG TEMPERATUR:
2000FT: 030 GRADER 15-20 KNOB, PS 11 GRADER.
5000FT: 050 GRADER 15 KNOB, PS 06 GRADER.
10000FT: 070 GRADER 20 KNOB, MS 03 GRADER.
VEJRET I MORGEN: LAVTRYK OVER LANDET MED MANGE SKYER OG BYGER. INGEN TIL SVAG TERMIK.
YDERLIGERE OPLYSNINGER INDHENTES HOS CEN-TRALVEJRTJENESTEN TLF. 39157272.

VMC-udsigter
(Tekst-TV side 431)
VMC-udsigter udstedes på dansk. Udsigterne dækker København FIR undtagen Nordsøområdet.
Udsigterne udstedes kl. 0530, 0830, 1130, 1430 og 1830 UTC.
Et eksempel på en VMC-udsigt ses her:
FBDN41 EKCH 031100
VMC-UDSIGT FOR KØBENHAVN FIR UNDTAGEN NORD-SØOMRÅDET DEN 03.09.95 UDSTEDT 1045 UTC GÆL-DENDE TIL SOLNEDGANG.
OVERSIGT: VARMFRONT 0900 UTC FRA DET NORDLIGE POLEN TIL HANØ BUGTEN OG JØNKØPING BEVÆGER SIG MOD VEST, OG FORVENTES SIDST I PERIODEN FRA SJÆLLAND TIL NORDVESTJYLLAND.
VEJR: REGNOMRÅDET OVER DEN NORDØSTLIGE DEL BREDER SIG I LØBET AF EFTERMIDDAGEN TIL HELE OMRÅDET, MED RISIKO FOR TORDEN.
SIGT VED JORDEN: OVER 8KM, I REGN 2000M TIL 6KM.
SKYER: SKYET TIL OVERSKYET OVER 2000FT, LOKALT SKYHØJDE 1000-2000FT. I VARMFRONTEN MULIGHED FOR CB. I FORBINDELSE MED REGN GRADVIS SKY-HØJDE 500-1000FT, LOKALT UNDER 500FT.
NULGRAD: 7500-9500FT.
ISNING: INGEN UDEN FOR SKYER.
TURBULENS: LOKALT TERMISK/MEKANISK.

Indhold

JORDVIND: MELLEM NORDØST OG NORDVEST 10-20 KNOB.
HØJDEVIND OG TEMPERATUR.
2000 FT: 310-030 GRADER 15-20 KNOB PS12
5000 FT: 310-030 GRADER 15-20 KNOB PS06
10000 FT: 340-070 GRADER 10-20 KNOB MS02
LAVESTE QNH: 995 HPA.
SOLNEDGANG I KØBENHAVN: 1758 UTC.
VEJRET I NAT: SIGTBARHED OG SKYHØJDE UNDER 8KM OG 1500FT.
VEJRET I MORGEN: LAVTRYK OVER LANDET MED TIDVIS REGN ELLER BYGER. FØRST MODERAT TIL DÅRLIGT SIGT OG SKYHØJDE, SENERE MODERAT, LOKALT GOD, SIGT OG SKYHØJDE.
OPLYSNINGER OM STRÆKNINGSVEJR INDHENTES HOS CENTRALVEJRTJENESTEN TLF: 39157272 =

METAR-koden

(Tekst-TV side 433)
Ofte er vejrsituationen ikke så enkel at det er tilstrækkeligt at indhente de nævnte udsigter. Man må da supplere med de aktuelle vejrobservationer (METAR), som løbende fornyes på en anden telefonsvarer/TTV. Derved kan man hele tiden følge vejrudviklingen i det område, hvori flyvningen planlægges. Det kan være vigtigt at følge opklaringen efter en tåget morgen eller efter en front, der er ved at passere. Mange andre nyttige oplysninger kan indhentes på denne måde.
Her ses et eksempel på en METAR fra danske lufthavne og flyvestationer:

ZCZC
SADN40 EKCH 031323
METAR=
EKSP 35007KT 300V050 9999 SCT035 BKN200 19/09 Q1002=
EKKA 36012KT 9999 -RA SCT014 SCT025 OVC045 14/13 Q1003=
EKVL 30010KT 8000 RA BKN008 BKN016 BKN020 14/13 Q0998=
EKCH 32009KT 290V360 6000 RADZ SCT007 BKN012 BKN028 13/12 Q0998 TEMPO 4000 BKN004=
EKBI 34009KT 9999 SCT020 BKN080 17/12 Q1002=
EKYT 35008KT 280V040 6000 RA BKN009 BKN012 13/11 Q1002=

EKAH 31012KT 4000 RA SCT005 BKN014 OVC080 13/11 Q1001=
EKEB 36007KT 310V040 9999 SCT035TCU BKN200 18/09 Q1002=
I overskriften anføres typen af meldingen. SADN viser, at det drejer sig om en aktuel overfladeobservation fra Danmark. Indsamlingen af meldingen er foretaget af stationen EKCH (Kastrup). Observationen er fra den 3. i den pågældende måned (denne angives ikke i meldingen). Og tidspunktet er kl. 1323 UTC.
Ser vi på METAR fra EKCH (Kastrup), kan man se, at vinden generelt er 320° og 9 knob, men varierer mellem 290° og 360°. Sigtbarheden er 6000 meter og vejrtypen ligger mellem regn og finregn. Mellem 3 og 4/8 af himlen er dækket af skyer i en højde af 700 fod (SCT). Mere end halvdelen af himlen er dækket af skyer i højder af 1200 og 2800 fod (BKN). Skytypen er ikke angivet. Temperaturen er 13°C og dugpunktstemperaturen 12°C. Luftrykket (QNH) er 998 hPa. Til slut angives en TREND-udsigt (2 timers landingsudsigt), der angiver at der tidvist (TEMPO) vil være 4000 meter sigt og BKN skydække i 400 fod. TREND'en for de øvrige stationer kunne være angivet som NOSIG (NO SIGnificant change), der fortæller at der ikke forventes væsentlige ændringer i en 2 timers periode.
Se iøvrigt tabellen med de AERONAUTISKE KODER på side 235.

TAF-koden
(Tekst TV side 432)
I det følgende ses en TAF:
ZCZC
FCDN42 EKCH 031100
TAF-FC
EKCH 1221 33012KT 8000 RA SCT008 BKN015 TEMPO 1221 3000 BKN004=
EKBI 1221 34008KT 9999 BKN020 BECMG 1315 RA BKN010 TEMPO 1521 2500 BKN004=
EKEB 1221 36008KT 9999 SCT018 BECMG 1415 RA BKN012 TEMPO 1521 3000 BKN004=
EKYT 1221 01015KT 6000 RA SCT005 BKN012 TEMPO 1218 2500 TSRA BKN003 BECMG 1820 06012KT 5000 SCT005 BKN012=
EKAH 1221 36012KT 5000 RA SCT005 BKN012 TEM-

PO 1218 2500 TSRA BKN003 BECMG 1820 06012KT 6000 SCT005 BKN012=
EKKA 1221 35012KT 9999 BKN015 BECMG 1213 6000 RA BKN012 TEMPO 1319 2500 TSRA BKN003 BECMG 1921 06012KT 5000 SCT005 BKN012=
EKSP 1221 36012KT 9999 SCT030 BKN080 BECMG 1214 36010KT 7000 RA SCT006 BKN012 TEMPO 1421 2500 TSRA BKN003=
EKVL 1221 32010KT 9999 BKN010 BECMG 1213 7000 RA SCT005 BKN008 TEMPO 1321 2500 TSRA BKN003=

Heri angiver FCDN i overskriften, at der er tale om lufthavnsudsigter med 9 timers gyldighed, 03 er igen datoen og 1100 er tidspunktet for udsigternes udstedelse. Den første station i listen er EKCH (Kastrup), 1221 angiver gyldighedsperioden - altså fra kl. 1200 til kl. 2100 UTC.
Selve udsigten lyder: Vind 330° og 12 knob, sigtbarheden 8000 meter i moderat regn, mellem 3 og 4/8 af himlen er dækket af skyer (SCT) i en højde af 800 fod, mens over halvdelen af himlen er dækket af skyer (BKN) i 1500 fod. Tidvist i hele perioden fra kl. 1200 til 2100 vil sigtbarheden gå ned på 3000 meter med BKN skydække i 400 fod.
Se iøvrigt tabellen med de AERONAUTISKE KODER på side 235.
Prøv selv at forestille dig, hvilken vejrsituation det er, der beskrives. Det er nemlig ikke nok kun at læse meldingerne (METAR og TAF) - man skal forsøge at danne sig et billede af, hvad det er for en situation, der beskrives. Læg f.eks. mærke til det „kraftige vejr", regn og torden ikke forventes på samme tidspunkt ved alle stationerne.

SIGMET

SIGMET-meldinger: Inden for hvert FIR-område er der udpeget et vejrtjenestekontor til at holde en slags vejrvagt for området og til at udsende specielle meldinger (SIGMET), når visse kraftige vejrfænomener forekommer eller forventes at forekomme. SIGMET affattes på engelsk, men ved anvendelse af ICAO-forkortelser.
Her ses et eksempel på en SIGMET:
MET OFFICE EKCH
041305 SIGMET

Indhold

KØBENHAVN FIR
EKDK SIGMET 1 VALID 041305/041600 EKMI- COPENHAGEN FIR OCNL/FRQ TS OVER SJAELLAND/E-PART OF FIR. TOP FL280-FL300, MOV NE 5KT, NC=
I overskriften er angivet, at SIGMET-meldingen er udsendt af Kastrup (EKCH), og at advarslen , som en SIGMET egentlig er, er gældende i tidsrummet 1305 til 1600 UTC den 4. i den pågældende måned. Der varsles om forekomst af, ja måske hyppig forekomst af tordenbyger over Sjælland og den østlige del af FIR'en. Skytoppene ligger mellem FL280 og FL300. Tordenbygerne bevæger sig i nodøstlig retning med en fart af 5 knob.
Direkte henvendelse til flyvevejrtjenesten
En vejrsituation kan være så indviklet, at en direkte henvendelse til flyvevejrtjenesten bliver nødvendig. Det vil da være vigtigt at oplyse meteorologen om, at man allerede har indhentet de oplysninger, der ligger i de automatiske telefonsvarer eller TTV. Meteorologen vil da være klar over, hvad spørgeren i forvejen ved, og man kan straks gå direkte til de supplerende oplysninger, svæveflyveren ønsker.

Skema: figur 6-a. Aeronautiske koder. (Print denne side ud!)

METAR	CCCC	GGggZ		ddd	ff	(G)	$(f_m f_m)$	**KT**	$(d_n d_n d_n V d_x d_x d_x)$	VVVV	(D_v)	•	w'w'	$N_s N_s N_s$	$h_s h_s h_s$	(cc)	(CAVOK)	T'T'	/T'T'	**Q**	$P_H P_H P_H P_H$	•	(TREND)	TT	GGgg
SPECI	CCCC	GGggZ		ddd	ff	(G)	$(f_m f_m)$	**KT**	$(d_n d_n d_n V d_x d_x d_x)$	VVVV	(D_v)	•	w'w'	$N_s N_s N_s$	$h_s h_s h_s$	(cc)	(CAVOK)						(TREND)	TT	GGgg
TAF	CCCC	YYGGggZ	$G_1 G_1 G_2 G_2$	ddd	ff	(G)	$(f_m f_m)$	**KT**	$(d_n d_n d_n V d_x d_x d_x)$	VVVV			w'w'	$N_s N_s N_s$	$h_s h_s h_s$	(cc)	(CAVOK)								$G_1 G_1 (G_2 G_2)$

METAR: Aktuelt vejr (rutinemelding)
SPECI: Ændring til METAR
TAF: Flyvepladsudsigt. **AMD TAF:** Ændret flyvepladsudsigt

ICAO 4 bogstavs stedindikator (Tabel 1)

YY: Observationsdato
GGgg: Observationstidspunkt
Z: UTC (Coordinated Universal Time)

$G_1 G_1 G_2 G_2$: Gyldighedsperiode, udsigt gældende fra $G_1 G_1$ til $G_2 G_2$

Vindretning (grader retvisende). VRB: Skiftende vindretn. 00000: Vindstille.

Vindhastighed i knob (1 knob = 0,5 m/sek.)

G: indikator for vindstød, hvis nødvendigt.

Maksimal vindhastighed i forbindelse med vindstød.

KT: Knob, evt. KMH (km/t) eller MPH (miles pr. hour)

Hvis vindhastigheden er over 3KT og vindretningen skifter 60° eller mere angives variabel vindretning (V) med yderpunkterne $d_x d_x d_x$ og $d_x d_x d_x$.

Minimum meteorologisk sigtbarhed i meter
9999: 10 km eller mere

Dv: retning med lavest sigtbarhed. Efterfølges af tilsvarende gruppe med værdi og retning for højeste sigtbarhed, hvis min. <1500m og max. > 5000m

$RD_R D_R / V_R V_R V_R V_R i$: Koder for banesynsvidde - ikke medtaget.

Væsentlige vejrforhold (Tabel 2). NSW: Intet væsentligt.

Skymængde. **SKC** (sky clear): skyfrit. **FEW**: skymængde 1-2/8.
SCT (scattered): skymængde 3-4/8.
BKN (broken): mere end halvdelen; men ikke OVC.
OVC (overcast): overskyet. **VV**: vertikal sigt.

Skyhøjde. (Tabel 3)

Skyart. Kun **CB** (cumulonimbus) og **TCU** (towering cumulus) indikeres.

Cloud And Visibility **OK**. Erstatter sigtbarhed, vejrforhold og skymængde, hvis sigten er 10 km eller mere, ingen nedbør, torden, sandstorm, lav tåge eller lav snefygning. Ingen CB og ingen skyer under 5000 fod.
Hvis sigtbarheden er under 10 Km: SKC.

Lufttemperatur i hele grader Celsius. Temp. under 0°C markeres med M.

Dugpunkttemperatur i hele grader Celsius.

Q: QNH i hectopascal. Hvis **A**: QNH i tommer.

Lufttryk (QNH) i hele hectopascal (hPa)

1013 hPa = 1013 millibar

Supplerende informationer. Herunder **RE** (recent weather), **WS** (windshear), o.lign. - ikke medtaget.

Landingsudsigt for de næste 2 timer.
BECMG (becoming): forventet ændring
TEMPO (temporary): tidvise ændringer
NOSIG (no significant change): ingen væsentlige ændringer forventes

AT: på et givet tidspunkt. **FM** (from): fra .... **TL**: til ....

Tilsvarende tidsgruppe i timer og minutter.

For TAF kun hele timer.

TREND'en har efterfølgende samme kodeform som METAR og SPECI, altså:

$ddd ff G f_m f_m$ **KT** VVVV w'w' $N_s N_s N_s h_s h_s h_s$ (cc) eller evt. CAVOK

Tabel 1 - CCCC stedindikator

EKAH	:	Tirstrup	EKSB	:	Sønderborg
EKBI	:	Billund	EKSN	:	Sindal
EKCH	:	Kastrup	EKSP	:	Skrydstrup
EKEB	:	Esbjerg	EKSV	:	Skive
EKGF	:	Gorm feltet	EKTS	:	Thisted
EKKA	:	Karup	EKVA	:	Vandel
EKMB	:	Maribo	EKVD	:	Kolding
EKOD	:	Odense	EKVJ	:	Stauning
EKRK	:	Roskilde	EKVL	:	Værløse
EKRN	:	Rønne	EKYT	:	Aalborg

Tabel 2 - w'w' - Væsentlige vejrforhold

Beskrivelse	Vejrfænomen				
Intensitet el. nærhed	type	nedbør	nedsat sigt	andet
1	2	3	4	5
- let moderat (intet tegn) + kraftig **VC** i nærheden **PR** betydelig del	**MI** lav **BC** banker **DR** fygning **BL** høj fygning **SH** byge(r) **TS** torden **FZ** underkølet	**DZ** finregn **RA** regn **SN** sne **SG** snekorn **IC** iskrystaller **PE** iskorn **GR** hagl **GS** småhagl/snehagl	**BR** tågedis **FG** tåge **FU** røg **VA** vulkansk aske **DU** støv **SA** sand	**PO** hvirvler sand/støv **SQ** vindbyge **FC** skypumpe **SS** sandstorm **DS** støvstorm

w'w' grupperne konstrueres ved i rækkefølge at bruge kolonnerne 1-5
eks.: **+SHRA** (kraftige regnbyger)

Skemaet er oversat fra DMI's engelske decode til brug i Svæveflyvehåndbogen september 1995/ januar 1996

Tabel 3 - $h_s h_s h_s$ skyhøjde

Skyhøjde i hundreder af fod.

Eks.:	$h_s h_s h_s$	skyhøjde
	000	under 100 fod
	002	200 fod
	050	5000 fod
	110	11000 fod
	240	24000 fod

Indhold