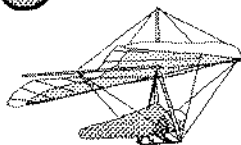




# METEOROLOGIS GRUNDER

## Meteorologi del 1



Av Rolf Björkman

Nu startar vi en serie artiklar i meteorologi. De skall efterlikna dem som handlat om aerodynamik. Alla skall kunna lära sig något. De byggs emellertid upp från grunden så att nybörjaren skall kunna få en helhetssyn och förståelse för detta som alla talar om men ingen tycks kunna göra något åt. Denna första artikel handlar om de grunder som är nödvändiga att förstå för att sedan kunna tillgodogöra sig övriga artiklar. Hela serien syftar till att ge hängflygaren baskunskaper och djupare kunskaper inom de delar av meteorologin som berör honom särskilt.

Detta lilla fel växer sedan med astronomiska tal eftersom det finns så många variationsmöjligheter. Beroende på det ursprungliga felets storlek blir det synliga felet i prognosen uppenbart efter varierande tid. En bra början kan ge en hyfsad prognos upp till en knapp vecka. Med större fel i utgångsläget blir våra så kallade långtidsprognoser ganska felaktiga.

Med någorlunda stor sannolikhet kan meteorologer idag förutsäga vädret i knappt en vecka. Stabila vädersituationer innehåller färre felkällor och träffar mera rätt medan komplicerade situationer innehåller mängder av variabler. Inte ens dagens datorer klarar av de datamängder som behövs för att göra säkra förutsägelser. Vi är här så nära slumpen som man kan komma när det gäller att förutsäga vädret för mycket lång tid framöver

För oss hängflygare är det naturligtvis intressant att veta vilket väder det skall bli den kommande helgen när vi tänk oss en resa till flygstället. Du kommer inte genom dessa artiklar att kunna spå det vädret. Här kommer vi att ägna oss åt det väder som råder för tillfället eller den allra närmaste tiden och de principer väderutvecklingen följer. Vi skall kunna förstå och tolka det vi ser och får information om på rätt sätt och fatta våra beslut så att vi får ut maximalt av vår flygning och undviker faror. Men vi skall också kunna tolka den information vi får i

långtidsprognoserna så bra som det är möjligt.

## Grunderna

Vi börjar med meteorologins grunder för att sedan bygga på med förhållanden och förlöpp som i vart fall delvis bygger på dessa grunder. Följande grunder är viktiga att förstå om man skall kunna förstå vädrets utveckling och inverkan på flygningen:

- betydelsen av jordens rotation
- solens effekt på jordytan och atmosfären
- den dagliga variationen
- den årliga variationen
- skillnader mellan land och vatten
- kopplingen mellan temperatur, densitet och tryck
- labil och stabil luft
- luftfuktighet

Dessa grunder förklaras i detta inledande avsnitt ingående. Sedan används grunderna i fortsättningen för att bygga upp en logisk kedja av kunskap och förståelse. Du kommer redan i detta avsnitt att inse att det finns logiska samband mellan de olika grunderna. Alla måste förstås om sammanhanget skall bli tydligt.

## Vädret en slump eller?

Vädrets utveckling följer strikt vissa naturlagar. Det är således ingen slump att det blir på ett visst sätt. Däremot är det en ren slump vilket väder det kommer att bli framgent. Det vill säga, det är så nära ren slump som man kan komma utan att det egentligen är en slump.

När meteorologen gör sin prognos är den inte helt korrekt det är nog både vi och meteorologen helt eniga om. Felets storlek varierar beroende på information erfarenhet och skicklighet men ett fel finns alltid om än så litet.

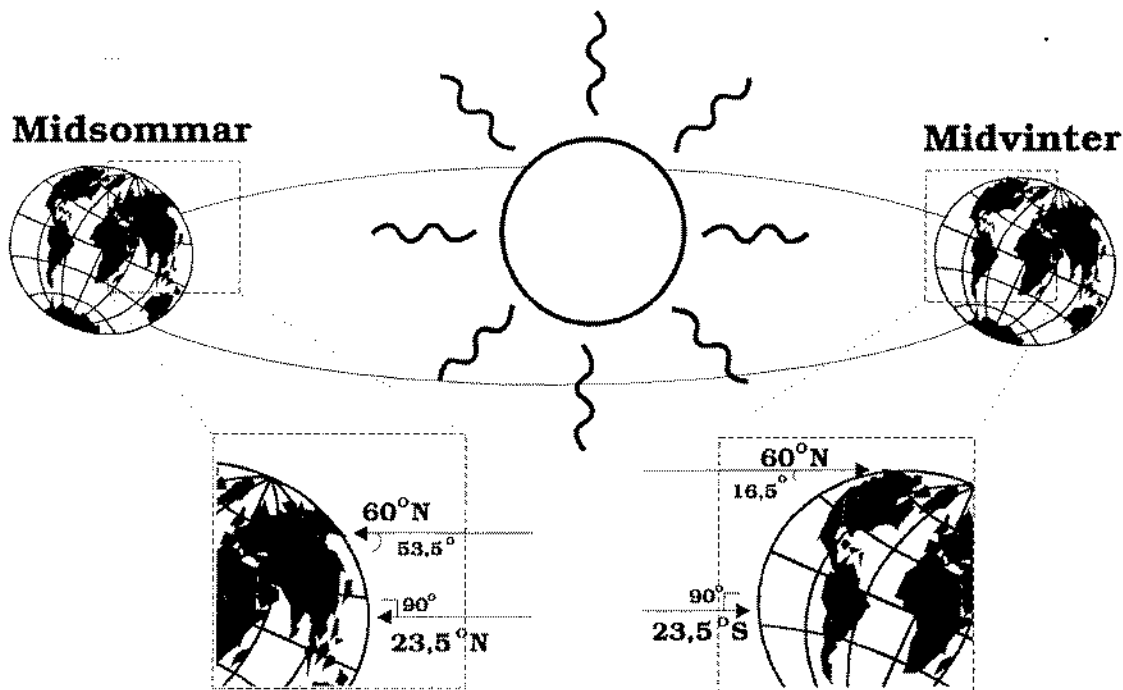


Bild 1. Solljuset träffar Jorden kl 1200 verklig tid med  $90^\circ$  vinkel (zenit) över Kräftans vändkrets  $23,5^\circ$  N midsommartid. På  $60^\circ$  N (Uppsala) är vinkeln mot jordytan  $53,5^\circ$ . Midvintertid råder zenit kl 1200 över Stenbockens vändkrets på  $23,5^\circ$  S. Uppsala har då solen som högst  $16,5^\circ$  över horisonten. Samma tid tangerar solljuset norra Polcirkeln. Norr därom når solen inte över horisonten.

## Jordens rotation

Genom att jorden roterar runt solen får vi årstiderna. Jordaxeln lutar något relativt banan. Därigenom kommer solen att stå i lodrät position mot marken omväxlande under året mellan vändkretsarna. Just omkring midsommar står solen i zenit över Kräftans vändkrets som ligger  $23,5$  grader norr om ekvatorn. Sverige som ligger mellan ca  $56$  och  $69$  grader N kan alltså inte få solen högre än  $57,5$  grader över horisonten i Skåne och  $44$  grader vid Trekröset. Vad detta resulterar i för temperaturer vet vi. Bild 1.

Dessutom roterar jorden ett varv runt sin egen axel på 24 timmar. Det blir således 15 grader per timme. Solens rörelse relativt horisonten kan liknas vid en kurva. Där solen står i zenit över ekvatorn följer rörelsen en lodrät linje. Solen försvinner således snabbt långt under horisonten och det blir kolmörkt efter kort tid. Längre norrut på jorden rör sig solen i en flack bana relativt horisonten. Den kommer inte högt över men inte heller långt under. Därför har vi långa grynings- och skymningsperioder och på sommaren blir det inte helt mörkt ens mitt i natten. Allt detta påverkar instrålning och därmed vädret.

Om jorden inte hade roterat hade vi haft mer eller mindre konstant väder dag efter dag om man nu skulle kunna tala om dagar i det sammanhanget.

Jordrotationen har emellertid ytterligare en viktig effekt och det är att den påverkar luftens rörelser. Utan jordrotation hade vi haft stillaliggande låg- och högtrycksområden och vindar på rak kurs mellan dessa. Nu har vi istället ett komplicerat och för vissa breddgrader, bl a våra, mycket svårpredikerbart läge med ständiga skiftningar och till synes slumpartade utvecklingar. Genom jordrotationen får vi låg- och högtryck som rör sig. De växer till och avtar i ett komplicerat mönster som aldrig kan förutsägas till 100 %. Vindarna som ju skapas genom tryckskillnader uppträder också på ett komplicerat sätt som fordrar ett alldeles eget kapitel för att lära sig förstå.

## Solen

Solen har i högsta grad inverkan på vädret. Det är viktigt för förståelsen av meteorologin att veta att solen genom strålning värmer jordytan som i sin tur värmer luften.

Det här var den enkla förklaringen. Solstrålningen är kortvågig synligt ljus. Atmosfären absorberar ca 20 % av

strålningen, 30 % reflekteras mot atmosfären tillbaka ut i rymden och ca 50 % når jordytan. Denna kortvågiga strålning passerar fritt genom vattenånga (ej vatten) och koldioxid. Se bild 2. Likaväl som det sker en instrålning av värme sker en utstrålning. Temperaturen på lång sikt på jorden är i princip konstant.

Atmosfären strålar ut mer värme än den tar emot och skulle om den inte värmdes på annat sätt bli kallare och kallare. Atmosfären tar emellertid emot värme från jordytan. Denna värmeutstrålning från jordytan är långvågig (infraröd, osynlig strålning) och kan därför passera fritt ut i rymden genom atmosfären om luften bara skulle bestå av kväve och syre (atmosfärens fönster). Den långvågiga strålningen absorberas emellertid av vattenånga, koldioxid och fasta partiklar som sedan sänder ut värmestrålning i sin tur. De lägsta luftlagren uppvärms och avkyls på detta sätt mera genom jordytans inverkan än högre liggande luftlager.

Det finns alltid vattendroppar av mikroskopisk storlek i atmosfären, fler ju fuktigare luften är. Detta skall inte förväxlas med vattenånga som är en osynlig gas. Solstrålarna reflekteras i dessa små vattendroppar och ljuset sprids. Om det finns mycket vatten i

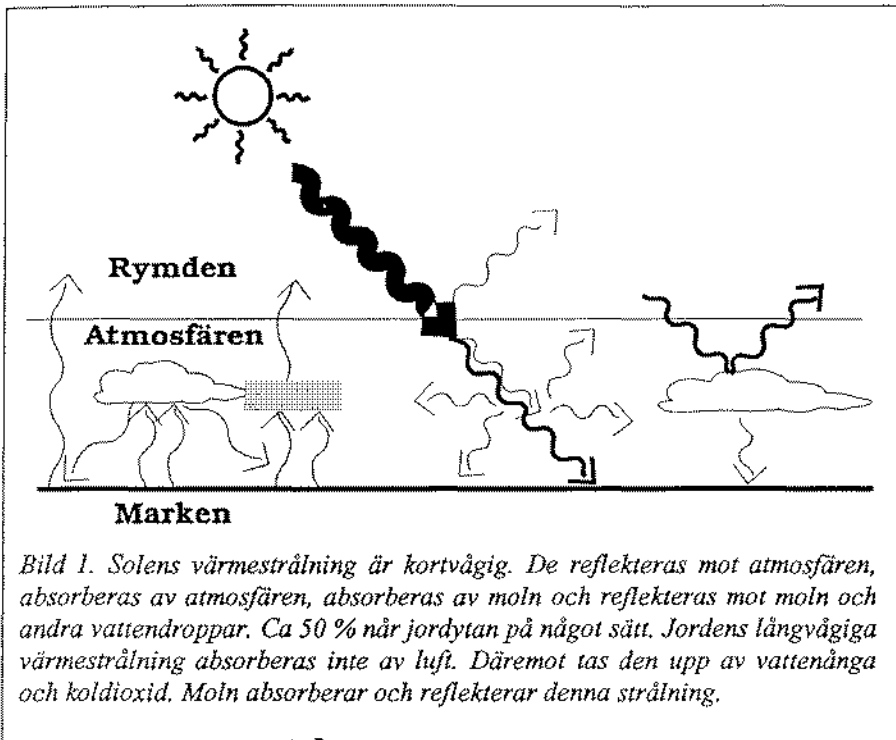


Bild 1. Solens värmeinstrålning är kortvågig. Den reflekteras mot atmosfären, absorberas av atmosfären, absorberas av moln och reflekteras mot moln och andra vattendroppar. Ca 50 % når jordytan på något sätt. Jordens långvågiga värmeinstrålning absorberas inte av luft. Däremot tas den upp av vattenånga och koldioxid. Moln absorberar och reflekterar denna strålning.

Luften kan ljuset verka besvärande åt alla håll medan en torr luft bara ger bländande verkan rakt mot solen. Om vattendropparna är tillräckligt stora och många upplever vi dem som dimma eller moln.

I och med att solstrålarna reflekteras mot vattendropparna kommer inte alla strålarna att nå jorden den kortaste vägen. Många strålar reflekteras också tillbaka ut i rymden. Den största dämpningen nås om ett molntäcke

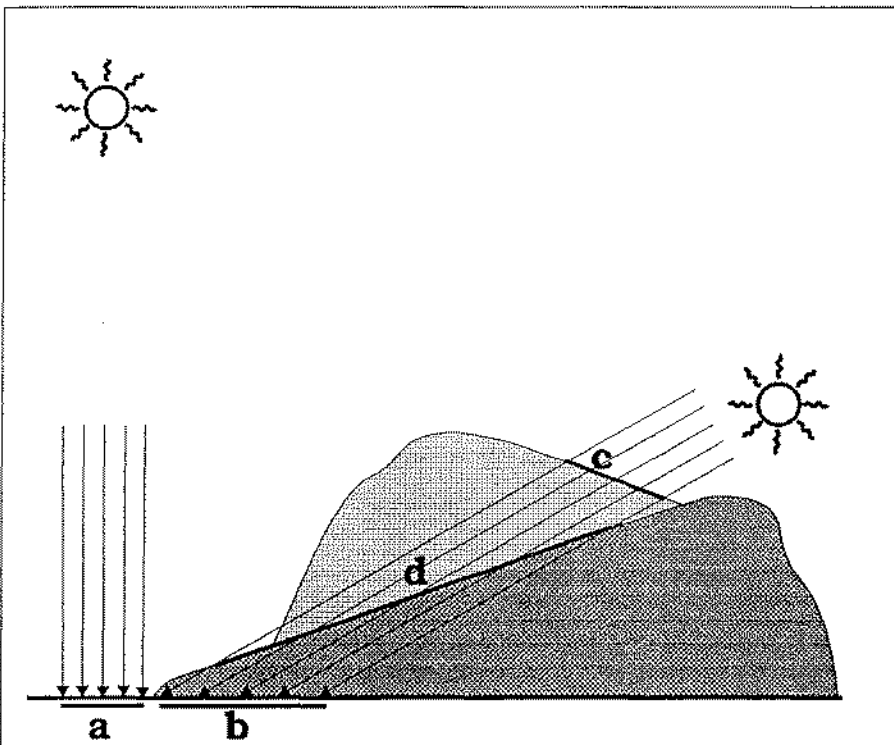


Bild 3. Solstrålningens väg genom atmosfären blir dubbelt så lång om solen står 30° över horisonten jämfört med zenit. Längden b ovan blir dubbelt så lång som a. Om markytan är en kvadrat med sidan b blir denna fyra gånger större än motsvarande kvadrat med sidan a. Ytorna c och d lutar mot horisonten. Man förstår att kvadraten med sidan d blir mångfalt större än kvadraten med sidan c. För samtliga ytor når samma energimängd jordens atmosfär. Energimängden per ytenhet minskar således med minskad solhöjd och ökad avvikelser i lutning från den yta som är vinkelrät mot solen.

finns. Då reflekteras huvuddelen av solstrålarna ut i rymden igen. Ju tjockare molntäcket är desto mindre blir instrålningen således.

Lika väl som moln förhindrar instrålning förhindras också utstrålning genom att den långvågiga strålningen absorberas och värme från molnen strålar tillbaka till jordytan. Ett molntäcke som driver in över ett område en klar och kall natt kan höja temperaturen åtskilliga grader.

Strålningsvärmens från solen är störst om solens strålar träffar jordytan med minsta möjliga dämpning. Atmosfären i sig hur torr den än är dämpar strålningen. Den minsta dämpningen nås således om solstrålningen passerar genom så litet atmosfärsskikt som möjligt. Skiktet blir minst om solen står rakt över jordytan dvs i zenit. Största dämpningen har vi när solen är nära horisonten. Ju mer vattenpartiklar eller fasta partiklar som finns i atmosfären desto större blir dämpningen. Se bild 3.

Ett visst knippe strålar träffar marken inom den minsta ytan om denna yta är vinkelrät mot strålningen. Värmeeffekten per kvadratmeter blir då störst. På breddgrader väl ifrån ekvatorn där solen lyser snett ner mot marken har detta stor betydelse om terrängen är kuperad. En sluttning på solsidan bestrålas med större koncentration än den släta marken och en sluttning från solen med mindre effekt. Denna senare sida kanske till och med befinner sig i skugga.

Om instrålningen är större än utstrålningen sker en uppvärmning. När utstrålningen är större avkyls jordytan och därmed luften.

Luftens temperatur i de lägsta skikten beror främst på den uppvärmning eller avkyllning som sker från marken eller vattnet.

## Skillnaden mellan land och vatten

Jordytan består av olika material som värms olika fort. Det har med materialets ledningsförmåga och fasthet att göra. Låt oss till en början bara skilja på land och vatten. Land har en fast yta där materialet kan variera och därmed värmas olika men i medeltal kan sägas att markytan leder värme dåligt. Själva ytskiktet kan därför

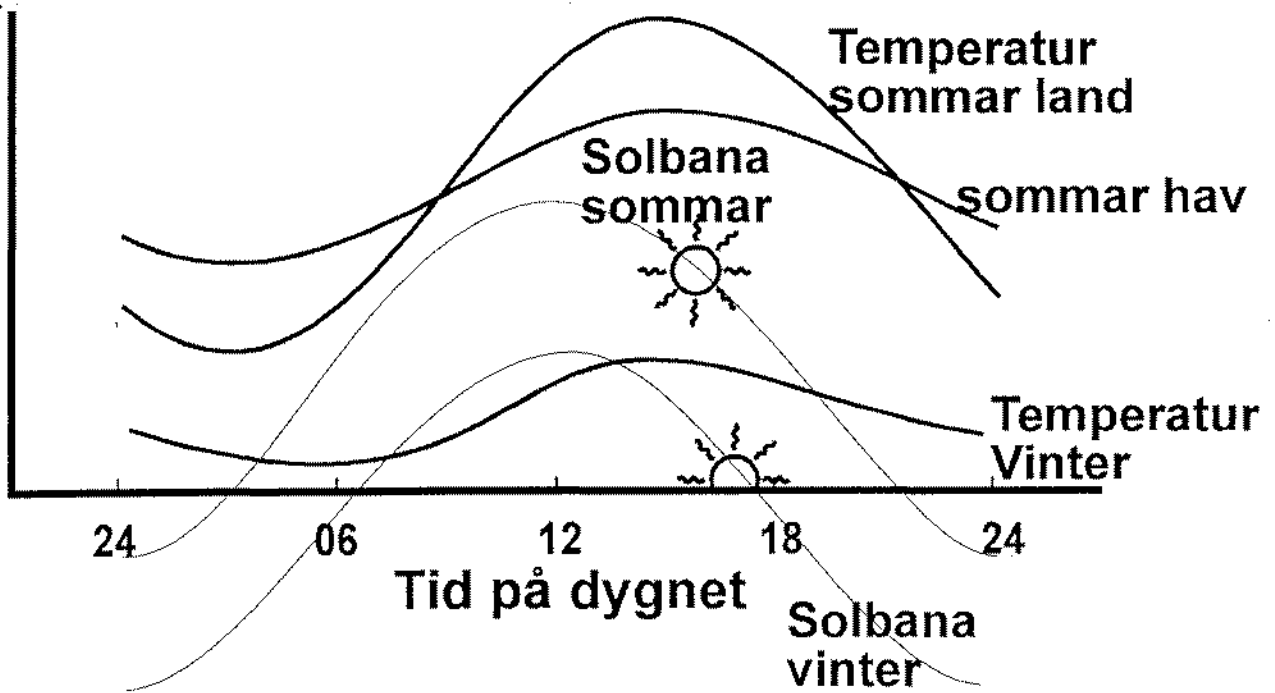


Bild 4. Bilden visar två dagar, en från vinterhalvåret och en från sommarhalvåret. Sommardagen visar två kurvor, en kurva för temperatur över land och en över vatten. Dygnets högsta temperatur infaller på eftermiddagen och den lägsta vid soluppgången. Temperaturen varierar kraftigare under sommaren och över land.

Vattnet saknar fast yta utom när det är is. Värmestrålningen når längre ner i vattnet och får alltså en större volym att värma än vad gäller mark. Vattnet blandar sig hela tiden genom rörelser (turbulens). Visserligen blir ytvattnet varmare vid solsken än djupare liggande vatten men hela tiden sker ett utbyte av vatten mellan ytan och djupare skikt. Det tar därför lång tid att värma en sjö och än längre tid att värma havet eftersom det är så stor volym som skall värmas. Ytvattnets dygnsvariation är mycket liten.

Som följd av denna skillnad mellan land och vatten kommer luften över land att snabbt bli varm vid solsken medan det kallare vattnet inte ger så stort värmetilskott till luften. Vid utstrålning av värme blir land snabbt avkyllt och kyler luften medan vattnet behåller värmen längre tid. Vi får en betydelsefull skillnad mellan luftens temperatur över land och vatten. Variationen är över land stor medan den över vatten är liten om vi ser till den dagliga variationen.

Över land kan temperaturen variera mera lokalt när det råder kraftig solinstrålning. Det beror på att vissa typer av ytor absorberar värme bättre

än andra. Särskilt jämna ytor som är dåliga värmeledare värms snabbt i ytan då värme inte transporteras bort och ytan är liten. Exempel härpå är sand och asfalt. Områden med vegetation, särskilt skog får mindre ytuppvärmning. Generellt gäller att mörka ytor absorberar värme medan ljusa reflekterar mer. Exempel på sådana mörka ytor är osådda åkrar och åter asfalt. Den varmaste marken ger den största uppvärmningen av luften närmast över. Det är främst kontrasten mellan olika ytor i närheten av varandra som ger lokala effekter.

## Den dagliga och årliga variationen

Under vintern på våra breddgrader står solen lågt. Instrålningen är även dagtid liten. Vi får då en liten temperaturvariation över dygnet. På sommaren når solen högre och atmosfären dämpar mindre. Instrålningen är stor och ger kraftiga temperaturhöjningar under dagen. Där finns sedan mycket värme som kan stråla ut på natten. Temperaturvariationen över dygnet blir stor.

Extremfallet hittar vi när det gäller liten variation över nolarområdena där

solen nästan inte har någon variation i höjd över horisonten under dygnet. Den snötäckta ytan är dessutom en dålig värmeupptagare. Den största variationen har vi i ökenområdena där solen vissa delar av året kan stå i zenit. Luften är mycket torr och har liten dämpning samtidigt som sanden mycket snabbt värms i ytan. Uppvärmningen blir våldsamt. Lika kraftig blir utstrålningen under natten. Temperaturen kan där variera från ca +50 till flera minusgrader. Vädret i övrigt fransett vindar varierar dock inte mycket i ökenområdena vilket beror på avsaknaden av vatten.

När är det varmest och när är det kallast på dygnet? Nu skall vi utnyttja grundkunskaperna från in och utstrålning. Så länge instrålningen är större än utstrålningen sker uppvärmning. Ju varmare marken är desto större blir utstrålningen. Instrålningen är som störst när solen står högst. Utstrålningen tar överhand först ett par timmar senare. Ca kl 14 är det därför allra varmest. Med sommartid inträffar i Sverige således den högsta temperaturen omkring kl 15. Det här förutsätter konstant vädersituation under hela dagen. Om ett molntäcke drar in eller spricker upp kan tiderna lokalt skilja mycket.

Som kallast är det omedelbart före soluppgång. Fram tills dess solen går upp har hela tiden utstrålning skett utan instrålning varför avkylningen fortsatt.

Vid molnigt väder dämpas både instrålning och utstrålning varför variationen blir mindre men den följer samma princip. Över vatten är också variationen mindre.

Sommaren innehåller generellt större daglig variation än vintern. Se bild 4.

Principiellt sett innebär detta att vädret över dygnet varierar mindre under vinter än under sommaren och mindre över vatten än över land.

Det mest intressanta för hängflygaren är den dagliga variationen över land under sommarhalvåret då vi har den största variationen.

Liksom den dagliga variationen har den årliga en viss eftersläpning. Den lägsta värmetillförseln har vi vid vintersolståndet i slutet av december och den högsta vid midsommar. Vår högsta och lägsta medeltemperatur ligger någon månad senare. Detta beror på den lagrade effekten av uppvärmning och avkylning. Störst är den effekten över hav. Sommaren förlängs vid kusten och hösten är där mildare än i inlandet. Våren är däremot kall då

vattnet behåller vinterns kyla längre tid. I vårt land med mycket vatten påverkas hela landet i någon mån. Skillnaden är dock uppenbar redan mellan t ex skärgårdsområden och någon mil in över land.

Långt in över en kontinent får vi det mest utpräglade kontinentala klimatet med torr luft och stora temperaturvariationer både över dygnet och året. De kustnära områdena får ett maritimt klimat som präglas av fuktig luft och mindre temperaturvariationer över dygnet och mellan årstiderna

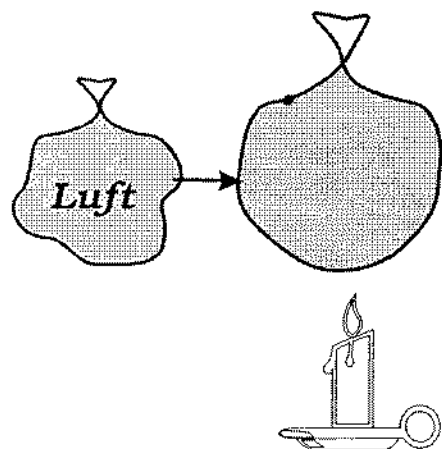
## Sambandet mellan temperatur, tryck och densitet

Det finns ett klart samband mellan tryck och densitet och ett mellan temperatur och densitet. Det finns också ett mellan tryck och temperatur.

Om vi tar en viss mängd luft som har en viss volym och vikt så finns där ett givet antal molekyler. Värms denna luftmängd upp utvidgar den sig p g a ökad molekylerörelse. Bild 5. Volymen har således ökat utan att vikten eller antalet molekyler ändrats. Luften är då mindre tät. Densiteten (tätheten) har minskat. En viss volym luft, t ex en liter, innehåller färre molekyler och väger således mindre ju varmare den är. Varmare luft som är lättare vill stiga uppåt. På sommaren är luftens densitet lägre än på vintern men variationen är större lokalt genom att uppvärmningen sker kraftigt och olika över olika ytor.

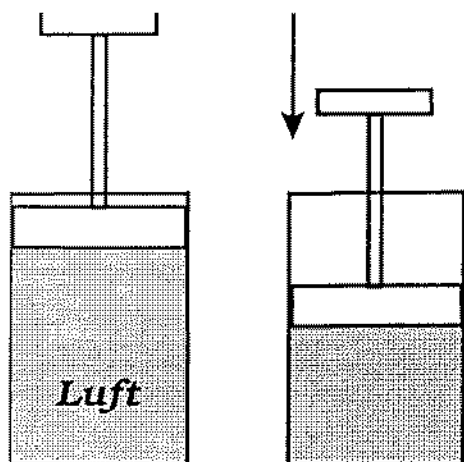
Gaser som, t ex luft, kan pressas samman. Genom att volymen minskar ökar trycket. Bild 6. Densiteten ökar. Gaser har en egen vikt. Den luft vi har i atmosfären över oss är ca 100 km tjock och väger mycket. Tyngden av den luft som finns ovanför utövar ett tryck som pressar samman luften under. Ju högre upp man kommer desto mindre blir tyngden av den luft som finns över och desto lägre blir trycket och därmed densiteten.

Det tryck vi nu talar om är det så kallade statiska trycket. Detta lufttryck mäts med en barometer. Samma mätprincip men skalan graderad i meter eller fot blir en höjdmätare. Sorten är hektoPaskal (hPa). Tidigare använda sorter är millibar som ger samma siffervärden som hPa och millimeter kvicksilver (mm Hg). Normalt



**Högre temperatur  
Större volym  
Lägre densitet  
Samma tryck  
Samma vikt**

Bild 5. Vi tänker oss en tät påse av lätt material delvis fylld med luft. Denna värms. Bilden visar resultatet. Trycket bestäms enbart av den omgivande luften varför det blir samma i båda fallen



**Mindre volym  
Högre tryck  
Högre densitet  
Högre temperatur  
Samma vikt**

Bild 6. En viss mängd luft i en cylinder pressas samman av en kolv. Bilden visar resultatet

tryck vid havsytan är 1013 hPa vilket motsvarar 760 mm Hg. Trycket halveras sedan i princip för varje 5,5 km höjd. Det här har förklarats mera ingående i artikeln om lyftkraft.

Om man tar en viss volym luft, t ex 1 liter, och utvidgar den till en större volym eller minskar antalet molekyler i den fasta volymen minskar trycket i luften. Det senare kan man åstadkomma genom att t ex suga ur luft ur en fast behållare. Det tryck som minskar är det statiska. Det som också inträffar när man på så sätt minskar trycket och densiteten är att temperaturen sjunker. Omvänt så stiger temperaturen när man ökar trycket i t ex en behållare genom att pumpa in luft. Det finns ett mycket strikt samband mellan denna tryckförändring och temperaturförändring.

### Adiabat och gradient

Luft som värms upp mera än omgivande luft stiger uppåt därför att den blivit lättare. Temperaturhöjningen har ju medfört volymökning och minskad densitet. Det här kan ske över en mörk åker. Den luft som nu stiger uppåt utsätts för successivt minskande tryck från överliggande luft och utvidgar sig således. Genom tryckfallet minskar temperaturen.

Förändringen av temperaturen i stigande luft på grund av tryckförändring kallas **adiabatiska temperaturgradienten** eller bara adiabat. Adiabaten i torr luft (**torradiabaten**) är ca  $3^{\circ}$  C/1000 ft (300 m). Luft som på detta sätt stiger 10.000 ft (3.000 m) kyls således med  $20^{\circ}$ .

Det här fenomenet får inte förväxlas med den variation i temperatur som luften själv håller på olika höjder. Hur luftens temperatur ändras med höjden utan att den rör sig vertikalt kallas **temperaturgradient**. Denna kan variera i hög grad medan adiabaten är ett fast värde. Om luft skall fortsätta att stiga eller inte beror i hög grad på temperaturgradienten. En förutsättning att luft skall stiga är att den är varmare än den omgivande luften. Här har vi lagt grunden till förståelsen av hur termik uppkommer.

### Standardatmosfär

I standardatmosfären, som är ett slags medeltal av atmosfärens värden över jorden, är temperaturgradienten  $2^{\circ}$ /1000 ft i troposfären som sträcker sig upp till ca 11 km. Däröver ligger stratosfären. Gränsen mellan dessa kallas tropopausen. Temperaturen avtar alltså med ökande höjd med det

värdet. I verkligheten följer temperaturgradienten en något hackig kurva uppåt som ändras mer eller mindre över tiden.

### Inversioner

Om temperaturen istället ökar med ökad höjd är förhållandet omvänt mot det normala och det skikt som således har negativ temperaturgradient kallas **inversion**. Om en sådan inversion börjar vid marken kallas den **markinversion**. Ett inversions-skikt kan aldrig vara speciellt tjockt. Det kan variera från något tiotal meter till några hundra. Bild 7.

### Stabil och labil luft

Det är lätt att förstå att temperaturen avtar med höjden i en luftbubbla som satt sig i rörelse uppåt och att den bara kan fortsätta att stiga om den är varmare än omgivningen. Detta kan bara inträffa under förutsättning att den omgivande luften avtar med mer än  $3^{\circ}$ /1000 ft. Om temperaturgradienten är mindre än  $3^{\circ}$ /1000 ft kommer alla rörelser att stanna av och luften kallas stabil. Är temperaturgradienten större kommer rörelserna att fortsätta och luften är labil. Ju högre temperaturgradient över  $3^{\circ}$ /1000 ft som råder desto kraftigare labil är luften och ju snabbare blir de vertikala rörelserna. Bild 8.

Eftersom det är marken som värmer luften kan ett luftpaket egentligen bara starta sin stigning från marken. I praktiken innebär detta att luften måste vara labil från marken och uppåt för att termik skall finnas att flyga i. Man erhåller sedan stig upp till den höjd som luften fortsätter att vara labil. Luften kan var labil upp till hög höjd men på våra breddgrader ligger gränsen normalt på någon eller några tusen meter.

I stabil luft förekommer inga termiska rörelser. Inversionen är ett extremt stabilt luftskikt som effektivt stoppar alla vertikala rörelser.

Om vi nu kopplar samman de grunder vi hittills gått igenom kan vi dra följande slutsatser.

- Dygnsvariationer i temperatur förekommer bara i de lägre luftlagren som påverkas av marken medan temperaturen på högre höjder inte påverkas så mycket av solens rörelser.
- På vintern är det nästan alltid stabil luftmassa då luften i princip hela tiden kyls av underifrån.
- Över hav är det nästan alltid stabil luftmassa av samma skäl. I vissa fall på natten och hösten kan det vara labil luft över hav.

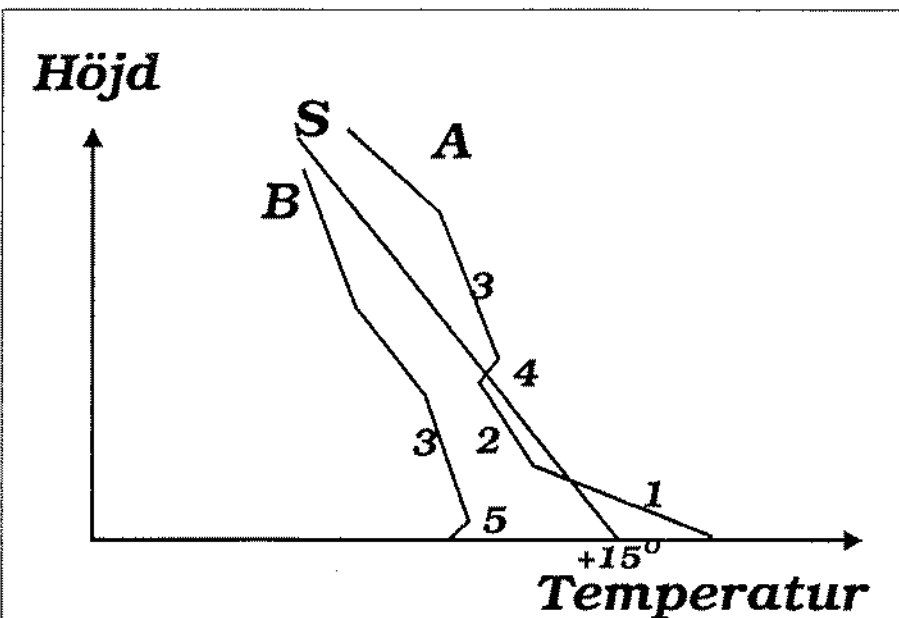


Bild 7. Exempel på temperaturgradienter. A: Sommarkurva. B: Vinterkurva. S: Standardatmosfär som avtar med  $2^{\circ}$ /1000 ft.

1: Labil luft. 2: Torr stabil och fukt labil (labil vid kondensation). 3: Stabil. 4: Inversion (negativ temperaturgradient). 5: Markinversion.



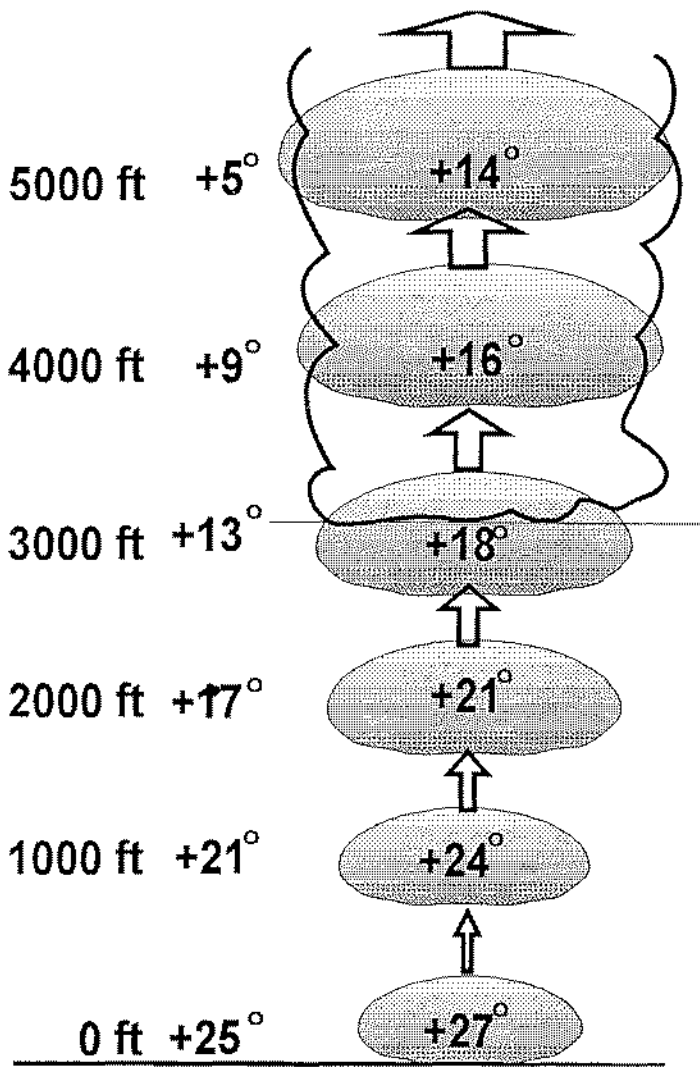


Bild 8. Temperaturgradienten är i detta exempel  $4^{\circ}/1000$  ft vilket innebär labil luft. temperaturen nära marken är  $+25^{\circ}$ . Ett begränsat markområde har värmt upp luften till  $+27^{\circ}$  och den varmare "blåsan" släpper från marken då den är lättare än omgivningen. Den stigande luften avtar adiabatiskt med  $3^{\circ}/1000$  ft upp till kondensationsnivån (alltid) varför den blir än varmare än den omgivande luften och accelererar uppåt. Över kondensationsnivån avtar den stigande luften med  $2^{\circ}/1000$  ft (fuktadiabat i detta exempel) varför den blir än varmare jämfört med omgivningen och accelerationen ökar.

- Markinversion är vanligast vid klara vinterdagar och klara nätter under sommaren.
- Dygnsvariationen på lägre höjder under sommaren över land är sådan att luften är stabil under natten och en bit in på förmiddagen tills solen har hunnit värma upp marken ordentligt och temperaturen stigit i de lägsta luftlagren. Labiliteten når sitt maximum kl 15 för att sedan klinga av och försvinna efter ett par timmar

när marken åter kylt av luften i de lägsta nivåerna igen.

- Labil luft som ger flygbar termik förekommer i princip bara på sommarhalvåret över land.
- Ett molntäcke förhindrar solinstrålning och luften blir aldrig labil.

Klart soligt väder under sommaren är ingen garanti för termik. Temperaturgradienten kan fortfarande vara för svag p g a varm luft på högre höjder.

## Luftfuktighet

Luften består i stora drag av 78 % kväve, 20 % syre och 1 % argon. Där finns mindre mängder av andra gaser också. Blandat med luften finns sedan olika mängder vattenånga och koldioxid.

### "Vattnet" i luften

Vattenånga är en osynlig gas bestående av enbart vattenmolekyler. När vattenånga kondenserar övergår gasen till vätska och blir synlig. Det vi ser som "ånga" eller rök från kokande vatten eller skorstenar är således vatten eller skorstenar är således vatten. Små vattendroppar kan flyta omkring i luften. Tillräckligt många sådana droppar nedsätter sikten och blir synliga som dis. Blir de tillräckligt stora och många utgör de dimma eller moln. Alltför stora droppar håller sig inte kvar svävande i luften utan faller till marken som nederbörd.

Vattenånga avdunstar från alla vattenytor. Ju varmare vattenytan är och ju torrare luften är desto större blir avdunstningen. Det extrema fallet är kokning av vatten där vattnet genom den höga temperaturen tvingas övergå i vattenånga. Stora delar övergår mycket snart i vatten igen då ångan avkyls genom blandning med kallare luft en bit över vattenytan.

Luften förmår ta upp en viss mängd vattenånga som alltså då finns som en del i luftens sammansättning. Man brukar benämna den aktuella delen vattenånga som ångtryck d v s det tryck som vattenångan utövar som en del av luftens tryck. Vattenångans deltryck anges i någon sort som visar tryck. Andelen vattenånga kan också anges i vikt, t ex g/m<sup>3</sup> luft. När luften innehåller all den vattenånga som den kan bära är luften mättad. Man säger att relativa luftfuktigheten är 100 %. All vattenånga som sedan tillförs måste övergå i vatten och kondenserar således till synligt flytande vatten.

En annan viktig egenskap hos luften är att mängden vattenånga som luften kan innehålla ökar med ökad temperatur. En varm luft kan vara mycket "våt" genom att den innehåller stora mängder vattenånga. Luftens ökade förmåga med ökad temperatur att innehålla vattenånga följer inte en linjär kurva utan en exponentiell. Ökningen av förmågan är således

g vattenånga  
per m<sup>3</sup> luft

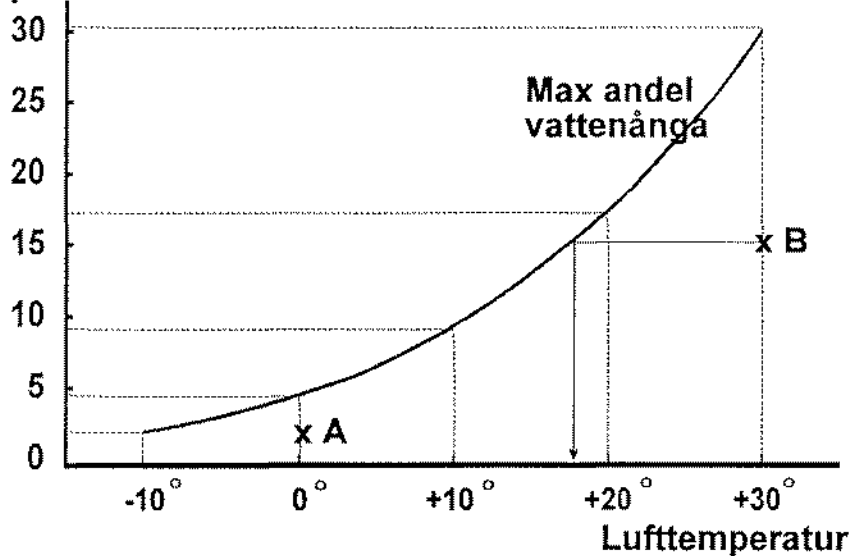


Bild 9. Den maximala andelen vattenånga i luften (100 % relativ fuktighet) accelererar med ökad temperatur. Från +10° till +20° ökar den maximala mängden med drygt 7 g/m<sup>3</sup>. Från +20° till +30° ökar mängden med 13 g/m<sup>3</sup>. 50 % relativ fuktighet vid 0° innebär att luften innehåller 2,4 g/m<sup>3</sup>. 50 % relativ fuktighet vid +30° innebär 15,2 g/m<sup>3</sup>. Daggpunkten är då +18°.

större mellan t ex 20 och 30 grader än mellan 10 och 20 grader. Bild 9.

## Relativ fuktighet

Relativ fuktighet är inte ett absolut mått på mängden vattenånga i luften utan just som namnet säger ett relativt mått. Den relativa fuktigheten anger i procent hur mycket vattenånga som finns i luften i förhållande till hur mycket som skulle kunna finnas just vid den temperaturen. Med 50 % relativ fuktighet menas alltså att luften innehåller hälften av den mängd som luften kan innehålla.

En vinterdag kan t ex relativa fuktigheten vara 95 %. Luften kan ändå kännas torr. Luften innehåller visserligen nästan så mycket vattenånga som kan finnas men mängden är liten totalt sett. Sådan luft blir torr och sikten kan vara mycket god.

En het sommar dag med 80 % luftfuktighet kan kännas klibbig. Visserligen förmår luften ta upp mycket mera vattenånga men den totala mängden är redan stor. Många synliga vattendroppar kan flyta omkring i sådan luft och ge nedsatt sikt.

När luften innehåller maximal mängd vattenånga är relativa fuktigheten 100%. Luften är mättad. Om luften innehåller mindre mängd vatten-

ånga t ex 50% relativ fuktighet finns en lägre temperatur där den mängden skulle innebära 100%. Om luften kyls av till den temperaturen blir luften mättad. Den temperaturen kallas daggpunkt. Bild 9 visar exemplet 50% relativ fuktighet vid +30 grader. Daggpunkten är då +18 grader.

Det är viktigt att förstå att luft som kyls av blir fuktigare (relativa fuktigheten ökar) utan att den egentliga mängden vattenånga ökar. Det andra sättet att öka den relativa fuktigheten är att tillföra vattenånga. Detta kan göras t ex genom att luften passerar ut över vatten. Även ett tredje sätt finns och det är att blanda luft av olika temperatur eller fuktighet.

Luft som värms blir torrare. Luften kan också bli torrare genom att vattenånga övergår till vatten t ex på kalla ytor (dagg).

## Konvektion

Kopplat till det vi tidigare lärde oss, nämligen att luft som stiger kyls, kan vi förstå att den luften också blir fuktigare utan att vattenånga tillförs. När den stigande luften nått tillräckligt hög höjd är den så avkyld att den inte längre kan innehålla den mängd vattenånga som fanns med från början när luften lämnade marknivån. Vattenånga kondenserar nu under den fortsat-

ta stigningen och bildar moln. De moln som bildas på detta sätt kallas konvektionsmoln efter ordet konvektion som betyder rörelse i vertikal led. Molnslaget är cumulus (cu) som om det blir tillräckligt stort övergår i cumulonimbus (cb). Se bild 8.

Luft som stiger på detta sätt kallas termik. Eftersom konvektionsmoln bildas i stigande luft letar hängflygaren efter termiken under moln av detta slag.

Den höjd där molnbildning börjar kallas kondensationsnivå. Nivån är given för viss temperatur vid marken kopplat till relativ fuktighet och kan lätt räknas ut av en meteorolog. Även en amatör kan klara den beräkningen någorlunda bra. Du kan lära Dig metoden senare.

Principen är naturligtvis att molnbasen blir högre om luften är torrare. Det kan förekomma termik utan att det finns moln. Det beror på att det finns en temperaturförändring mellan marken och kondensationsnivån som stoppar den vertikala rörelsen t ex en inversion. Däremot är det säkert att det finns termik om det finns konvektionsmoln eftersom dessa bara bildas i uppåtströmmande luft.

## Vattnets faser - övergångarna

Det finns ytterligare en effekt som man måste veta för att förstå meteorologins grunder. Det handlar om de värme som frigörs eller tas upp när ett ämne övergår från ett tillstånd till ett annat. Det är samma princip som vi använder i kylskåpen. När ett ämne övergår från ett lättare till ett fastare tillstånd frigörs värme och när det övergår från ett fastare till ett lättare åtgår värme. När vatten övergår till is frigörs således värme. Det är därför det åtgår 80 gånger mer kyla för att frysa 0-gradigt vatten till 0-gradig is än att sänka temperaturen på vatten en grad. Omvänt så åtgår det 80 gånger mer värme att smälta is än höja temperaturen en grad.

När vatten övergår i vattenånga åtgår extra värme. det är därför det känns så kallt att torka kroppen i luften efter badet även om det är varmt i luften. När vattenånga kondenserar till vatten frigörs värme. Det senare är extra intressant. Om luft stiger uppåt samtidigt som vattenånga kondenserar då v s under molnbildning tillförs således värme och den stigande luften kommer inte längre att förlora 3°/1000



ft utan ca  $2^{\circ}/1000$  ft. Luften runt omkring behöver då bara hålla en temperaturgradient om ca  $2^{\circ}/1000$  ft för att vara labil. I praktiken ökar luften sin stigande rörelse vid molnbildning i stigande luft. Fuktadiabaten som här angivits till ca  $2^{\circ}/1000$  ft varerar emellertid till skillnad från torradiabaten. Kall luft som innehåller liten mängd vatten har en fuktadiabat som ligger strax under torradiabaten. Mycket varm och fuktig luft, t ex  $+40$  grader frigör stora mängder vatten och därmed värme vid kondensation och luften avtar då med bara ca  $1^{\circ}/1000$  ft. Det innebär att hävningen av luft blir våldsamt och labiliteten kan sträcka sig till stora höjder. För svenska sommarförhållanden torde  $1,5-2^{\circ}/1000$  ft vara normalt. Se åter bilderna 7 och 8.

## Vindens inverkan på temperaturen

Vi har konstaterat att solinstrålning och avkylning under natten kraftigt påverkar temperaturgradienten. Vid solinstrålning på sommaren blir temperaturgradienten stor och luften blir labil i lägre skikt. Vid avkylning kalla klara nätter får vi en lätt en extremt stabil situation med markinversion. Effekten är störst vid vindstilla. Om det börjar blåsa kommer den varma luften enligt ovan att bli kallare vid marken och nattluften nära marken att bli varmare. Det senare gäller även klara kalla vinterdagar. Vad beror den här temperaturförändringen på?

Vid vind sker en omrörning av luften nära marken. Ju kraftigare vind desto större blir det påverkade skiktet. Vid relativt kraftiga vindare är detta skikt ca 3000 ft över flack terräng. I bergstrakter påverkas större höjdsnitt. Luft kommer alltså att under sin förflyttning (vind) över ytan innehålla vertikala rörelser (turbulens). Då vet vi att i luft som stiger avtar temperaturen adiabatiskt med  $3^{\circ}/1000$  ft. I den sjunkande luften stiger temperaturen med samma värde. Efter ett tag har temperaturgradienten i det turbulenta skiktet antagit just  $3^{\circ}/1000$  ft.

Eftersom det totala värmeinnehållet i det omrörda skiktet inte ändrats måste den temperaturändring som sker i skiktets lägsta del kompenseras med motsvarande förändring åt andra hållet i skiktets övre del. Om vi tar det klara och kalla stabila vädret med markin-

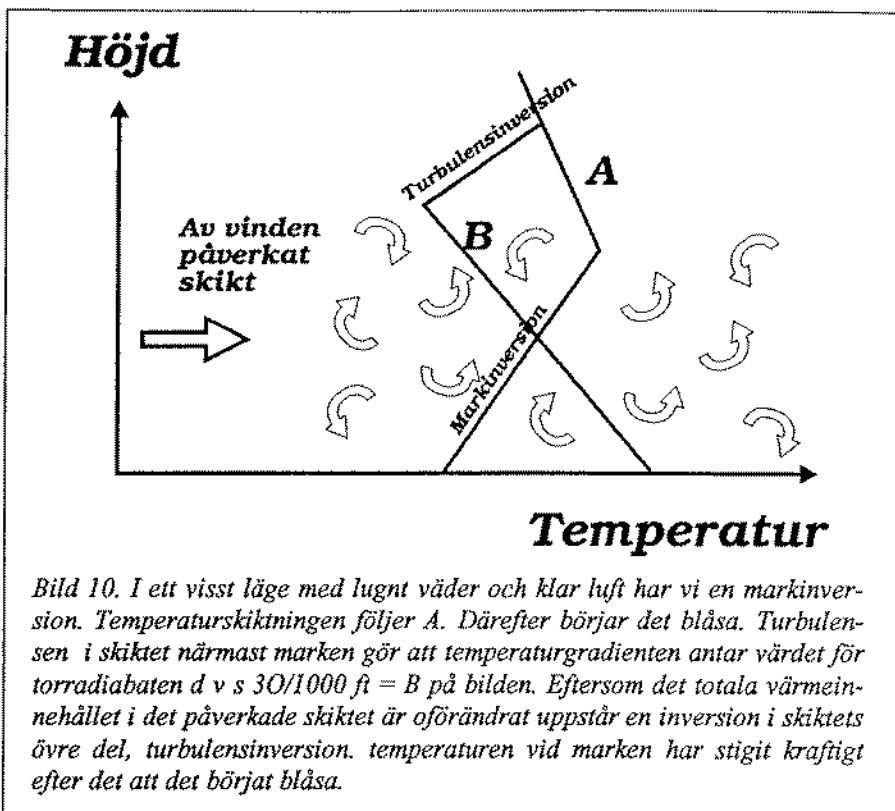


Bild 10. I ett visst läge med lugnt väder och klar luft har vi en markinversion. Temperaturskiktningen följer A. Därefter börjar det blåsa. Turbulensen i skiktet närmast marken gör att temperaturgradienten antar värdet för torradiabaten  $d v s 30/1000$  ft = B på bilden. Eftersom det totala värmeinnehållet i det påverkade skiktet är oförändrat uppstår en inversion i skiktets övre del, turbulensinversion. temperaturen vid marken har stigit kraftigt efter det att det börjat blåsa.

version som exempel så är utgångsläget att temperaturen nära marken är lägre än en bit upp i luften. När vinden rört om i luftlagret kommer det att vara tvärt om. I skiktets gräns mot den opåverkade luften sker en övergång till den ursprungliga temperaturgradienten. I det här fallet bildas där en inversion som kallas turbulensinversion. Där får vi ofta molnbildning i form av låga stratus. Bild 10.

bergssidan förlorar också värme genom tryckfall. Temperaturen avtar adiabatiskt. Om kondensationsnivån nås innan luftens hävning upphör över bergets krön bildas moln. Dessa ligger då förargligt stilla och blockerar just där hangflygningen skall äga rum. På läsidan av berget sjunker luften och värms således. Molnen försvinner eller molnbasen blir högre. Bild 11.

## Hävning på lovertssidan av berg

Hängflygaren som flyger hang längs en bergssluttning möter ofta ett annat problem. Luften som hävs mot

I kommande artiklar kan Du fördjupa Dina kunskaper i viktigare avsnitt. Kunskaper i meteorologins grunder kan då vara nödvändiga för att förstå. Hänvisningar kommer att göras till detta avsnitt.

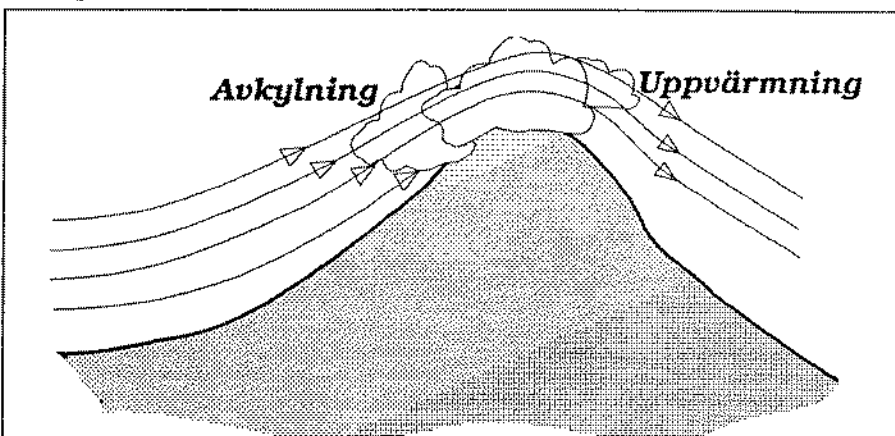


Bild 11. Luft som stiger över ett berg avkyls adiabatiskt. Om kondensationsnivån ligger under bergets topp bildas orografiska moln på lovertssidan. Vid bergets läsida sjunker luften och uppvärms adiabatiskt varför molnen upplöses.