

Meteorologi del 2:1

Av Rolf Björkman

Detta är den andra artikeln, här uppdelad på två nummer, i serien meteorologi. Den första handlade om meteorologins grunder och presenterades i Hypoxia nr 57. Det är enklare förstå denna artikel om vindar om man först läst del 1 men det är inte helt nödvändigt.

Alla skall kunna lära sig något från dessa artiklar. De byggs emellertid upp från grunden så att nybörjaren skall kunna få en helhetssyn och förståelse. Hela serien syftar till att ge baskunskaper i meteorologi och djupare kunskaper inom de delar av meteorologin som särskilt berör hängflygpiloten.

Vindar är det viktigaste området för hängflygaren att lära sig. För nybörjaren är särskilt områdena vindvariation med höjden, sjöbris, terrängens inverkan på vinden, vindhastighet och vindriktning särskilt viktiga. Förståelse för helheten är dock betydelsefull. De övergripande skeendet gäller som orientering för alla.

Även om det talas en hel del om vertikala rörelser i denna artikel så behandlar den inte termik.

Grunden

Det förekommer både horisontella och vertikala rörelser i luften. Den horisontella rörelsen kallas vind.

Den direkta orsaken till vindar är tryckskillnader mellan olika platser på jordytan. Den ursprungliga orsaken kan emellertid härröras till solinstrålning och åtföljande temperaturskillnader.

Där solinstrålningen är starkast värms luften mest. Den varmaste luften stiger uppåt varvid ett undertryck bildas där luften lämnar. Detta undertryck suger till sig luft från omgivningen. Detta kan ske både storskaligt och småskaligt. Bild 1.

I det storskaliga perspektivet har vi den största solinstrålningen omkring ekvatorn med mer eller mindre ständig hävning av luften. Solinstrålningen är minst i polartrakterna

I ett annat perspektiv har vi skillnaden mellan kontinenter och havsområden där solinstrålningen ger största effekten över land men där också utstrålningen kan vara stor.

I det lilla perspektivet har vi skillnader mellan land och vatten lokalt eller skillnader mellan olika ytor.

Det storskaliga förloppet

Benämningarna hög- och lågtryck på jordytan utgår från om trycket är lägre eller högre än omgivande områden. Trycket är ett mått på hur mycket luft som finns i atmosfären på den aktuella platsen. Luftmängden utgör en tyngd som utövar tryck.

Vi vet alla att vinden kan komma från olika håll och variera högst väsentligt i styrka. För att förstå ursprunget till den komplicerade bild som luftens rörelser visar över jordytan kan vi börja med ett tankeexperiment. Låt oss anta att jordytan är helt homogen d v s det är samma sorts yta överallt. Låt oss dessutom anta att jorden inte roterar men att vi ändå har samma temperaturfördelning över jorden som



Bild 1. Solen värmer marken som sedan värmer luften. Varm luft stiger uppåt och drar till sig luft från omgivningen

nu. Då skulle luften i det lägre skiktet strömma från polarområdena mot ekvatorn där lågtryck bildats genom uppvärmning och vi får en stigande rörelse. I högre skikt skulle luften strömma mot polerna där den skulle sjunka igen. Vi skulle ha det högsta trycket vid polerna och det lägsta vid ekvatorn och en konstant massrörelse däremellan.

Anledningen till att massrörelserna måste ske är att värmeinstrålningen närmare ekvatorn är större än utstrålningen. Söder om latitud 35° är strålbalansen positiv. Dessa så kallade "strålningsinkomster" måste kompenseras med motsvarande "strålningsförluster" vilket sker närmare polerna. För jorden som helhet måste strålningsbalansen vara 0. I annat fall skulle jorden bli kallare eller varmare. Likaså måste balans råda på varje del av jorden för att inte någon del ständigt skall bli varmare medan någon annan blir kallare. Utjämningen sker genom masstransport av luft där värme förs från söder mot norr. Denna värmeöverföring i stor skala är ett av meteorologins huvudproblem.

Det första hindret mot att det sker en direkt cirkulation mellan polarområdena och ekvatorn är jordrotationen. Vid luftens rörelser över jordytan bildas en kraft som vill ändra på luftströmmens riktning. Denna kraft uppkommer just på grund av jordens rotation och kommer att behandlas utförligt längre fram.

Eftersom värmeöverskott respektive underskott måste utjännas löser naturen det på följande sätt. Nära ekvatorn finns en "Tropisk konvergenzson" där passadvindarna möts. I det området sker en kraftig hävning av luften. Nära vändkretsarna bildas "Subtropiska högtrycksbälten" med sakta sjunkande och därmed mycket torr luft. På polsidorna om de subtropiska högtrycksbälten råder i huvudsak en västlig strömning. Vid polerna bildas högtryck vars utströmmande luft vrider av och ger en östlig luftström.

I gränsområdena mellan den östliga polarluften och den västliga tropikluften uppstår ständiga störningar. Här är förhållandena synnerligen varierande beroende på variationen mellan land och vatten som i sin tur varierar till underlag (snö, skog, slätter) och temperaturpåverkan av havsströmmar. Både temperatur och fuktighet kommer således att variera i hög grad. Som

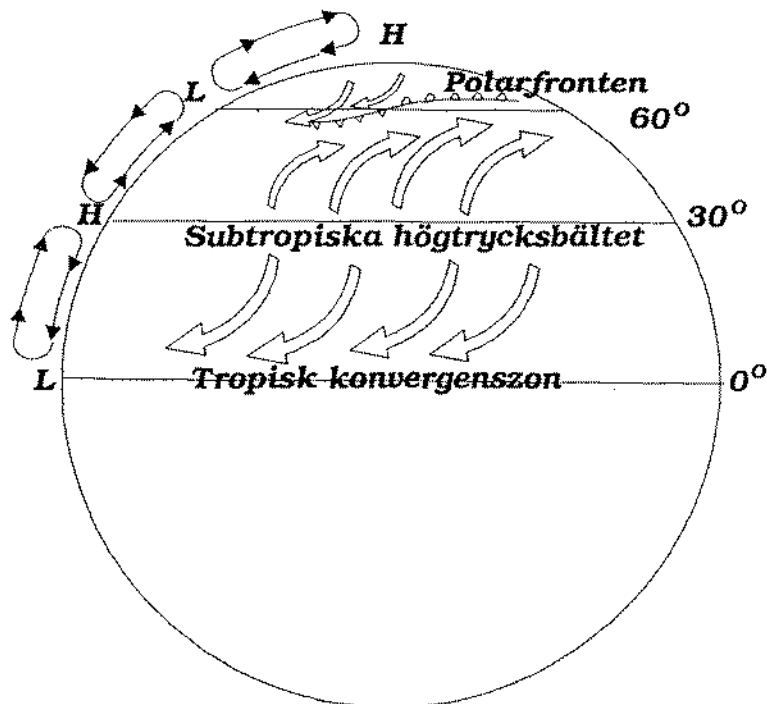


Bild 2. Den storskaliga strömningen över norra halvklotet. På södra halvklotet är strömningen i princip spegelvänd och något mera renodlad då där är större andel vatten. Sverige ligger i det område där polarfronten har sina rörelse. Hela systemet ser till att värmeöverskott i söder och underskott i norr utjännas.

följd blir bilden mycket komplicerad med vandrande låg- och högtryck. Detta är en del i den mekanism som ser till att värmeöverföringen mellan olika breddgrader löses. Principen för den storskaliga cirkulationen framgår av bild 2.

Corioliskraften

Tidigare har vi sagt att en luftmassa inte kan röra sig i rät linje över jordytan mellan ekvatorn och polerna på grund av jordens rotation. Låt oss titta närmare på orsakerna till detta.

Jorden vrider sig omkring sin axel. Jordytan rör sig från väster mot öster. Örebro kommer t ex att en timme

senare befinna sig på den plats i rymden där St Petersburg då låg. Avståndet som en punkt på jordytan på Stockholms breddgrad rör sig i östlig riktning per timme är ca 83 mil. Mot polen närmar sig rörelsen snabbt 0. Vid ekvatorn är rörelsen 167 mil.

En luftström som rör sig från söder mot norr som på bild 3 följer med jordens rotationsrörelse åt höger sett i färdriktningen men rör sig hela tiden

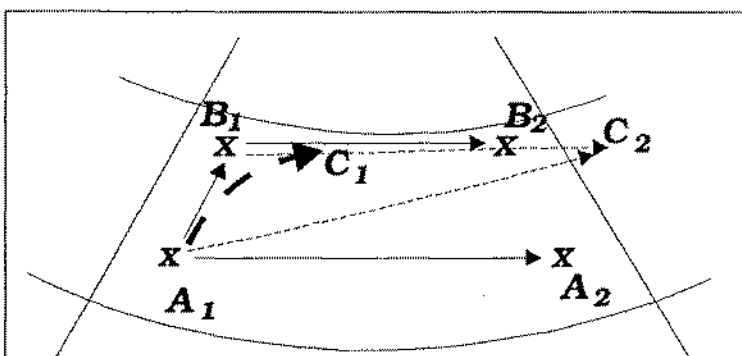


Bild 3. Under en timme rör sig platserna A_1 och B_1 till A_2 respektive B_2 . Vinden vid A_1 som startat norrut skulle på samma tid rört sig till B som då efter en timme nått B_2 . Dess överskotts fart åt höger gör att den emellertid hamnar vid C_2 i rymden. Sett på en karta blir rörelsen över jordytan en krökt rörelse åt höger från A_1 till C_1 i stället för B_1 . Observera att vindens rörelse på bilden är starkt överdriven i jämförelse med jordytans.

över ett underlag som minskar sin hastighet åt höger. Massans tröghet gör att den vill behålla sin tidigare hastighet åt höger i rymden. Den vill således svänga av åt höger över jordytan sett.

Om luftmassan i stället rör sig söderut möter den ett underlag som hela tiden ökat sin rörelse åt vänster. Luftmassan hinner då på grund av trögheten inte anpassa sig till jordytans ökande rörelsehastighet. Över jordytan sett upplevts detta som att massan svängt av åt höger. På södra halvklotet är förhållandena spegelvända och krökningen sker åt vänster.

Den kraft som påverkar en luftmassa i rörelse (liksom allt som rör sig men som på andra områden är svåra att upptäcka) är således riktad rakt åt höger från rörelseriktningen. Denna kraft kallas corioliskraften. Det finns flera uttal av coriolis även bland meteorologer. Det korrekta uttalet, eftersom ordet har sitt ursprung i franska, är *karrjålli*. Corioliskraften är beroende av rörelse, dvs hastighet, och är proportionell mot rörelsens hastighet. Nära ekvatorn ändras jordytans periferihastighet i ringa grad vid förflyttningar mot norr eller söder medan den ändras mycket hastigt nära polerna. Corioliskraften startar således med värden nära 0 vid ekvatorn för att sedan växa hela tiden vid rörelser mot polerna.

Tryckkraften

Den kraft som påverkar en luftmassa att överhuvud taget röra sig uppkommer av en tryckskillnad mellan en plats och en annan. Ju större tryckskillnad desto större kraft och därmed rörelse. Den kraft som tryckskillnaden åstadkommer kallas tryckkraften. Nu är det inte den egentliga tryckskillnaden i sig som är avgörande utan tryckskillnad i relation till avstånd. Detta kallas tryckgradient. Gradient står för förändring relativt något. Vi har flera olika "gradienter" inom meteorologin. Om tryckskillnaden är större mellan två givna platser så blir också tryckgradienten större. Det kan vara samma tryckskillnad mellan två andra platser med större avstånd mellan sig. Då blir tryckgradienten mindre.

Om man på en karta sammanbinder alla punkter med samma lufttryck får man ett linjenät med isobarer (latin där iso betyder lika och bar står för tryck) som i mer eller mindre jämnt

cirkelmöster visar lågtryck (cykloner, från grekiska ordet *kyklos*=ring) och högtryck (anticykloner). Den snabbaste tryckförändringen för varje plats får man hela tiden om man förflyttar sig i riktning vinkelrätt mot isobarerna. Där det är tätt mellan isobarerna har man en stor tryckförändring i riktningar vinkelrätt mot dessa isobarer. Där har vi då också stor tryckgradient.

Tryckskillnaden är motorn som får luften att röra sig och tryckgradienten motsvarar gaspådraget. Vindhastigheten blir direkt proportionell mot tryckgradienten.

Om vi sammanfattar så är tryckkraften riktad rakt mot det lägre trycket och vindens hastighet direkt proportionell mot tryckgradienten. Corioliskraften är direkt proportionell mot vindens hastigheten och är riktad rakt åt höger från vindriktningen.

Krafternas samspel

En rörelse i luften som startat mot det lägre trycket kommer således att ändra riktning mot höger. Efter en stund med viss kursändring på luften drar fortfarande tryckkraften vinkelrätt mot isobarerna medan corioliskraften drar rakt åt höger. Detta slutar med att luftens rörelse är parallell med isobarerna och tryckkraften exakt utbalanserad av corioliskraften. Se bild 4. Minskar tryckgradienten så minskar hastigheten och därmed minskar corioliskraften och balansen kvarstår. Detta sker överallt runt lågtryck och högtryck

varför vindens slutliga rörelse blir i cirklar runt dessa

Man kan genom att studera en väderkarta se var det är tätt mellan isobarerna och var det är längre avstånd mellan dem och därmed grovt bestämma vindstyrkan. Om det är 50 mil mellan isobarer med 5 hPa tryckskillnad ger det en ungefärlig vindhastighet av 6 m/s. Är det 25 mil mellan dessa isobarer blir vindstyrkan ca 14 m/s.

Det blåser parallellt med isobarerna med det lägre trycket till vänster om man står med vinden i ryggen och det högre trycket till höger. (H-tryck till Höger). Se bild 5.

Vad som sagts ovan gäller geostrofisk vind, det vill säga vind som är opåverkad av friktion. Friktionsfri strömning har vi över det så kallade friktionsskiktet. Detta är 500-1000 m tjockt. Så högt upp påverkar jordytan vinden och bromsar dess framfart. Ju närmare marken desto större inverkan har friktionen och desto lägre blir vindhastigheten. Denna förändring av vindhastigheten med höjden kallas vindgradient. Jämför med uttrycken temperaturgradient (temperaturförändring med höjden) och tryckgradient (tryckförändring över ytan).

Friktionen minskar således vindhastigheten. Man kan säga att friktionen utgör en kraft som är motriktad rörelseriktningen. Eftersom vindens hastighet minskar så minskar också corioliskraften som ju var direkt proportionell mot hastigheten. Men tryckkraften är fortfarande densamma. Det innebär att tryckkraften nu blir

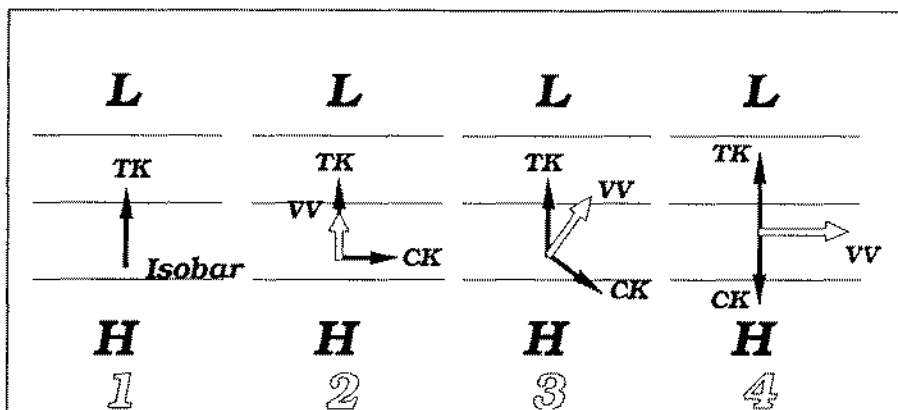


Bild 4. Tryckkraften TK (tryckskillnaden mellan lågtrycket L och högtrycket H) enligt bilddel 1 startar rörelsen VV mot L varvid corioliskraften CK börjar dra åt höger enligt bilddel 2. VV vrider då åt höger enligt bilddel 3. TK kvarstår emellertid oförändrad medan CK drar rakt åt höger från den nya vindriktningen. Vinden fortsätter att vrida och processen stoppar först när balans uppstått, dvs TK och CK har motsatt riktning och är lika stora. VV har nu riktning parallellt med isobarerna

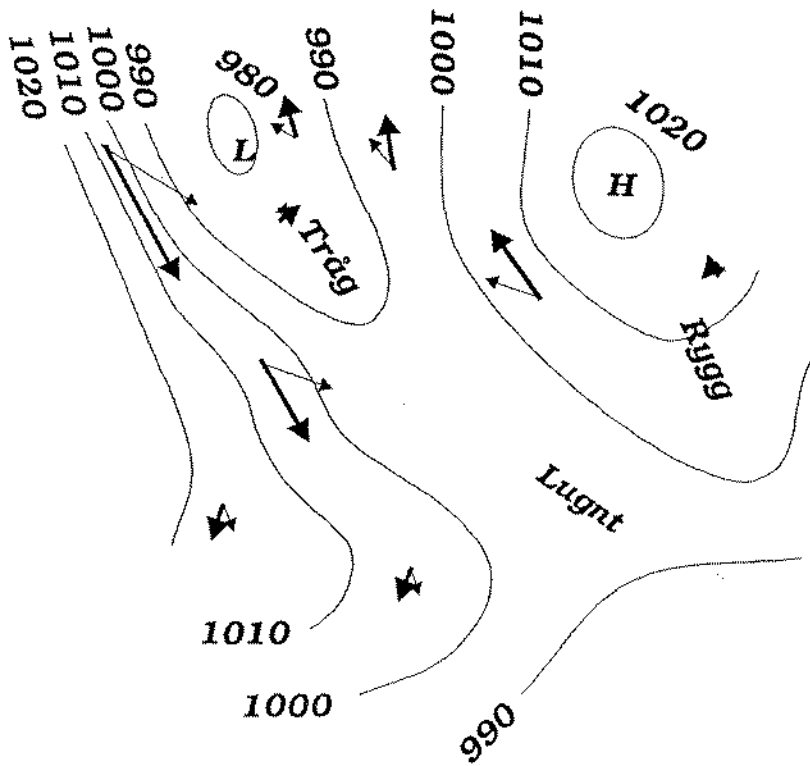


Bild 5. Bilden visar att det blåser kraftigare där det är tätt mellan isobarerna och parallellt med dessa (jocka pilar). Markvinden är svagare och blåser snett in mot lågtrycken och snett ut från högtrycken (tunnare pilar). Kartan visar var tryckytorna i rymden med visst tryck träffar havsytans nivå.

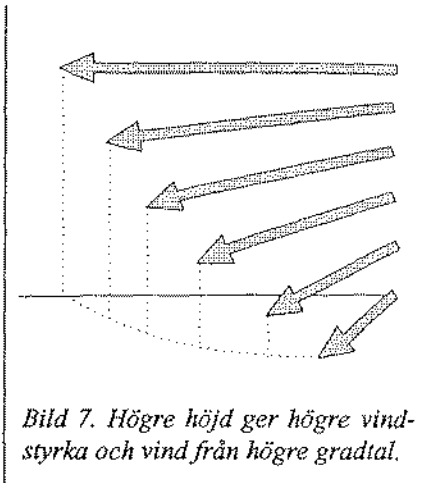


Bild 7. Högre höjd ger högre vindstyrka och vind från högre gradtal.

med högre vindhastighet och från högre gradtal jämfört med en bit in över land (vid situationer som inte påverkas av sjöbris).

Uppbromsningen av luften är störst nära jordytan för att sedan avta successivt. Det innebär att vindvridningen från den geostrofiska vinden som är parallell med isobarerna sker successivt för att vara störst närmast marken som bild 7 visar.

En enkel minnesregel: Ju högre höjd desto högre vindhastighet och desto högre gradtal på vindriktningen.

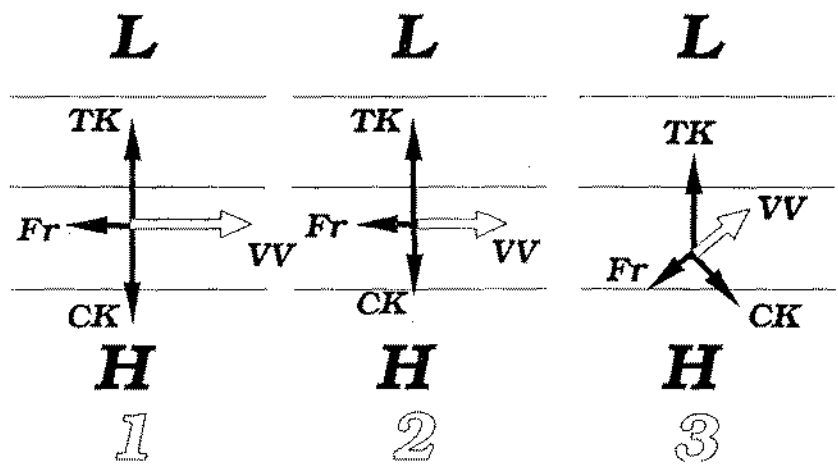


Bild 6. Den geostrofiska vinden på höjd som är oberoende av friktion blåser parallellt med isobarerna. På låg höjd utsätts vinden VV för friktion Fr enligt bilddel 1. Som följd minskar VV enligt bilddel 2 och därmed minskar även corioliskraften CK som är direkt proportionell mot VV. Eftersom Tryckkraften TK är oförändrad får den nu övertag över CK och vrider vinden in mot det lägre trycket enligt bilddel 3.

större än corioliskraften och vinden vrider i riktning in mot det lägre trycket. På låg höjd blåser det således snett in mot lågtrycken och snett ut från högtrycken. Se bild 5 och 6.

Marken med sin skrovliga yta utövar större friktion på vinden än

havet. Det innebär att på låg höjd blir vindstyrkan över land lägre än över hav. Vridningen på norra halvklotet åt vänster på lägre höjd blir större över land. Vindvridningen över land ligger normalt inom intervallet 20° - 40° och över hav 0° - 10°. Vid kusten (t ex vid kusthang) blåser det normalt också

Om man vill vara noga i analysen av de krafter som luften utsätts för så bör man konstatera att den vid sin strömning runt hög- och lågtryck också utsätts för centrifugalkrafter som antingen samverkar med corioliskraften (runt lågtryck) eller med tryckkraften (runt högtryck). Detta bedöms vara av mindre intresse för hängflygpiloten att känna till.

Sjöbris och landbris

Vid kusterna blåser det ofta mot land sommardagar. Den vind som uppkommer genom att land värms upp mera av solen än havet kallas sjöbris (vinden kommer från sjön och har styrkan bris (1-13 m/s)).

Sjöbrisen uppkommer på följande sätt. Land värms upp snabbt av solen under sommarhalvåret medan havet värms långsamt. Det uppstår en temperaturskillnad mellan varmt land och kallt vatten. Den varmare luften utvidgar sig. Det betyder att en luftmängd med en viss vikt får en större volym. Denna volym utövar ett visst tryck genom sin tyngd (lufttryck). Över det kallare området är det samma luftmängd i antal molekyler sett och

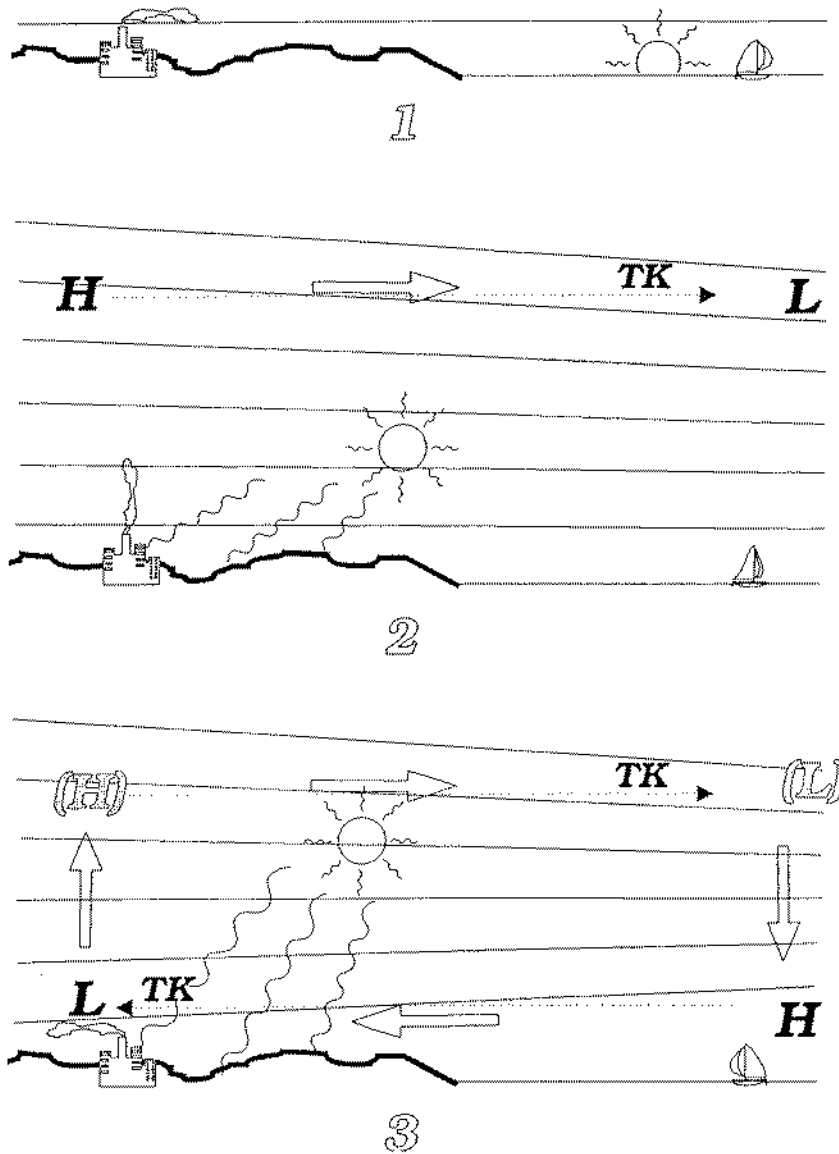


Bild 8. Bilddel 1 ovan visar att en svag bris från land råder på morgonen i detta exempel. Kanske är det det sista av landbrisen. Solen börjar värma land och luften utvidgas. Luften över hav har inte påverkats. Jämförelse i bilddel 2 visar att det nu på höjd råder högre tryck över land och luften i höjden börjar röra sig mot det lägre trycket över havet. Därmed blir det en större luftmängd över hav med ökat tryck som följd. Den minskande luftmängden över land ger ett lokalt lågtryck där. Tryckkraften TR verkar och sjöbrisen startar mot kusten.

därmed vikt men en mindre volym. Eftersom tyngden är densamma så blir trycket detsamma vid jordytan. Förflyttar man sig uppåt i den varma atmosfären är det längre mellan varje trycksteg eller isobar än i den kallare luften.

Om man nu jämför en viss absolut höjd i den varma luften med samma höjd i den kalla så kan man konstatera att det finns flera luftmolekyler under denna höjd i den kalla luften. Den varmare luften är ju utvidgad. Det råder således ett lägre tryck på

jämförbar höjd över det i det här fallet kalla vattnet. Därför börjar en transport av luft från det högre trycket på höjd över land mot det lägre trycket på samma höjd över hav. Bild 8.

När luft lämnar landområdet på höjd uppstår ett lägre tryck vid marken. Havet som får ta emot luft på höjd har nu fått ett högre tryck vid havsytan.

Genom att det på så vis har bildats ett lokalt lågtryck över land och högtryck över hav börjar det blåsa mot det lägre trycket. Denna vind startar genom tryckgradienten rakt mot det lägre trycket vilket normalt betyder vinkelrätt mot kusten.

Efter en tid har corioliskraften inverkat och vinden vrider efterhand åt höger alltså mot högre gradtal. På kvällen kan det blåsa parallellt med kusten, alltid med kusten till vänster om man har vinden i ryggen.

På kvällen avtar soluppvärmningen och temperaturskillnaden mellan land och vatten utjämnas. Tryckskillnaderna jämnas ut och vinden dör ut.

Det som avgör när sjöbrisen startar och hur kraftig den blir är temperaturskillnaden mellan land och vatten. Bidragande till kraftig sjöbris är således kallt vatten som man främst har på våren och kraftig solinstrålning som har sin kulmen vid midsommartid. Därför har vi den kraftigaste sjöbrisen under maj-juni varefter den successivt minskar och upphör helt fram på hösten.

Sjöbrisen kan starta relativt tidigt, kanske redan vid åttatiden på morgonen på försommaren, en får en trögare start senare på året.

Ju längre in över land man befinner sig desto senare når sjöbrisen fram och ju svagare är den. Normalt når sjöbrisen ett par mil in över land men den kan nå ända upp till ca fem mil. Allt beror på hur kust och land ser ut. Det är inte ovanligt att man t ex i Stockholms västra förorter drabbas av sjöbrisen fram mot klockan sex på kvällen i juni vilket spolierar kvällsutbildning i de backar som finns där.

När sjöbrisen utbreder sig över ytan uppträder dess framkant som en front. Den kommer normalt mycket plötsligt. I samband med denna sjöbrisfront är vinden extra stark och turbulent. Luften i sjöbrisen är kallare och har därför större densitet än luften den möter. Den tränger sig därför under luften över land och kan liknas vid en

kallfront. Hängflygaren som råkar flyga när en stark sjöbrisfront kommer kan råka illa ut. Dessutom kan ny vindriktning och vindstyrka orsaka problem både för den som är i luften och den som har parkerat sin hängglidare på marken. Varning för detta! Se bild 9.

Solinstrålningen når sitt maximum klockan 12 på dagen (13 sommartid) men maximalt värmeöverskottet nås två timmar senare. Klockan 15 lokal tid borde därför sjöbrisen vara som starkast i vart fall vid själva kustlinjen.

Sjöbrisen är tydligast vid havskuster. Även större sjöar kan ge sjöbriseffekt. Bilden kan vara mycket komplex beroende på hur sjöar och vikar utbreder sig.

Även om temperaturförutsättningarna finns kanske det inte blir någon sjöbris. Det cirkulationssystem som det lokala lågtrycket skall ge förutsättningar för måste övervinna den övergripande strömningen, dvs den normala vinden. Det måste således råda en relativt svag eller måttlig ledande vind för att sjöbrisen skall orka tränga igenom. Effekterna kan också avvika från det normala skeendet beroende på den ledande vindens riktning.

Hängflygaren utnyttjar ofta sjöbrisen vid flygning på kusthang. Denna vind är där jämn eftersom den kommer från havet och är därför också laminär och den är ofta lagom stark. I Sverige har vi bara ett riktigt bra kusthang och det är Hammars Backar i Skåne. Det finns fler flygbara ställen både i Skåne och i Göteborgstrakten som påverkas av sjöbris. I andra länder bl a Danmark finns omfattande kusthang.

Vid sträckflygning nära kusten kan sjöbrisen ställa till bekymmer. I Skåne t ex kan det förekomma sjöbris runt hela kusten varvid vindarna nästan möts i de centrala delarna av landskapet på låg höjd. Sjöbrisen har begränsad utsträckning i höjden. Den kanske bara når några hundra meter upp. Däröver kan andra vindriktningar råda.

Närmare kusten bildas heller ingen termik vid sjöbris. Det beror på att luften från havet är relativt kall och måste värmas upp mycket över land innan den blir labil och vertikala rörelser kan börja. Därför har man oftast ett molnfritt bälte närmast kusten vid sjöbris.

Redan bildad termik över land kan förstöras av sjöbrisen. Efter ett tag kan emellertid luften i sjöbrisen väl inne

Sjöbris

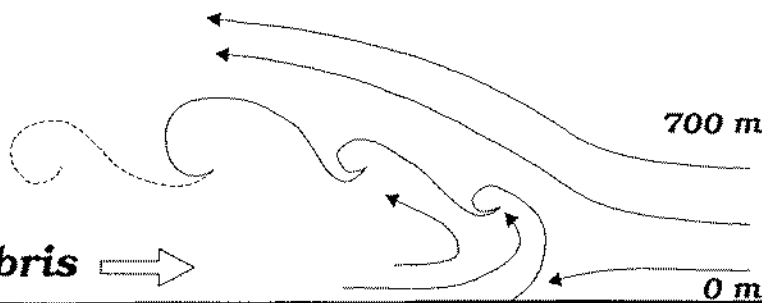


Bild 9. Sjöbrisen är kall och stabil. Den tränger sig därför under den varmare luften över land som en liten kallfront. Gränssytan mellan den kalla och den varmare luften är mycket smal, kanske bara några tiotal meter. Luften i gränsskiktet blir mycket turbulent. När sjöbrisen blåst ett tag över viss plats blir luften åter mindre stabil och gränssytan otydligare. Sjöbrisen kan nå upp till ca 700 m höjd.

över land bli tillräckligt uppvärmd för att termik åter skall bildas.

På natten kan det omvända inträffa. Värmen strålar ut från land medan vattnet behåller sin värme. Då bildas på samma sätt landbris som till en början blåser rakt ut mot havet för att senare på natten vrida åt höger. Landbrisen blir sällan så kraftig då det inte uppstår samma höga temperaturskillnad på natten som på dagen.

Sammanfattning: Sjöbrisen är kraftigast på försommaren och närmast kusten. Den startar vinkelrätt mot kusten och vrider sedan åt höger för att mot kvällen blåsa mera parallellt med kusten. Den är kraftigast på eftermiddagen. Varning för turbulens och vindkänring när sjöbrisen kommer. Sjöbrisen förstör möjligheter till termik nära kusten.

Vindgradient

Tidigare har vi talat om vindgradient och vindvridning med höjden inom det så kallade friktionsskiktet på 500 - 1000 m. Ju närmare marken desto kraftigare är friktionen.

Vinden avtar därför dramatiskt snabbt i

styrka de sista 10 metrarna närmast marken. Denna kraftiga vindgradient kan bli en fara för hängflygaren som inte är medveten om problemet och därför inte från början kompenserar med ökad hastighet. Ofta talar vi i sammanhanget hängflyg om "vindgradienten" och menar då just detta vindavtagande från tio meters höjd och neråt. Bild 10.

Denna vindgradient på låg höjd är kraftigast vid hög vindstyrka (helt naturligt) och vid stabil väderlek. Den blir också tydligast vid ett jämnt underlag. Om luften är labilt skiktad sker en större omrörning i det lägsta skiktet och vindgradienten kan bli svårare att observera. Å andra sidan kan den då tillsammans med turbulensen utgöra en betydande olägenhet vid t ex landning. Vid stabil väderlek känns luften mycket stadig och säker varför piloten lätt kan lockas till att hålla låg hastighet vid inflygning för landning. Vindgradientens inverkan kan då komma mycket

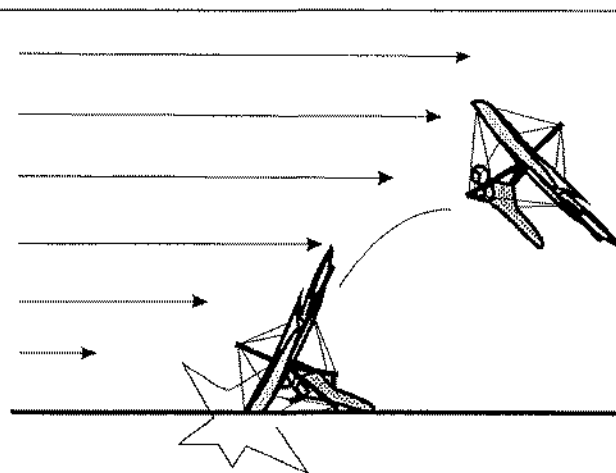


Bild 10. Vindgradienten är starkast från ca 10 meters höjd och hängglidaren kan lätt hamna i stall om piloten inte kompenserat i tid med fartökning.

överraskande. Problemen omkring vindgradienten har behandlats utförligt i artiklarna om aerodynamik (stall, svängar).

Vindgradienten i något större perspektiv kan vara påtaglig vid bogserstart. Här stiger hangglidaren relativt snabbt och möter därför snabbt ökande vind. Vinden vrider också till en riktning mera från höger som piloten måste kompensera för. När det gäller tveksamma fall vid val av startriktning kan det finnas anledning att räkna med

vindvridningen med höjden. Man kan kanske välja den riktning som innebär minskande problem med ökande höjd och inte tvärt om, dvs hellre sidvind från vänster än från höger. Åter bild 7.

Vindens väg med hänsyn till terrängen

Vinden följer i stort terrängen. Vid närmare studium finner man emellertid ett antal effekter som kan påverka hangflygning i hög grad.

Vindens rörelse upp längs en sluttning är en positiv händelse som hangflygaren nyttjar dels för att underlätta starten dels för att vinna höjd. Under gynnsamma förhållanden kan denna uppwind föra hangglidaren upp till dubbla sluttningens höjd. Den exakta höjdvinsten som är möjlig med en viss hangglidare beror av vindstyrka, luftens stabilitet, hur brant sluttningen är och hur hög den är samt sluttningens utseende i övrigt.

På toppen av ett berg blåser det

mer än nere vid foten av berget där landningen normalt skall ske. Dels är det högre vindstyrka på högre höjd, dels skall luften på lägre höjd också ta sig över krönet. Det är alltså mer luft som skall passera krönet än det är som skall röra sig fram på samma höjd i ostörd miljö. För att denna större luftmängd skall kunna passera på samma tid måste den öka sin hastighet. Det här gör det möjligt att hangflyga trots att den ledande vinden inte är så stark vilket är positivt.

Vad piloten måste vara observant på är den högre vindstyrkan över bergets krön som inte har någon vertikal rörelse och därför inte ger något stig. Hangglidaren kommer här att tappa höjd. Detta utnyttjas vid topplandning. Vindhastigheten kan emellertid vara högre här än ostörd vind på högre höjd. Ett av de farliga lägena vid hangflygning är just denna vind som, utan att piloten kan göra annat än försöka flyga så fort som möjligt, kan föra över hangglidaren till bergets läsida och de faror som finns där. Bild 11.

En följd av luftens högre hastighet samt dessa förändring av riktning från stigande till horisontell rörelse medför att det bildas ett undertryck vid själva krönet på vindsidan. Effekten är densamma som när lyftkraften bildas över en ving. Detta lokala "lågtryck" suger till sig luft och ger en gynnsam effekt när det råder sidvind på en startplats på berg. Vinden vrider mera rätt mot berget på själva toppen just där man normalt startar. Man måste emellertid vara medveten om problemet så att man inte överraskas av starkare sidvind längre ner i backen. Bild 12.

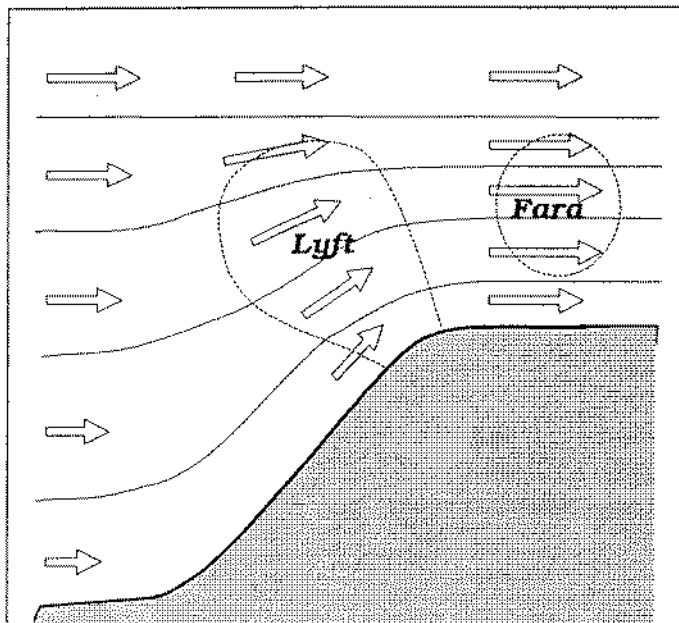


Bild 11. Vinden stiger längs sluttningen när den möter en backe. Observera att vindgradienten finns även på sluttningen. Mycket luft skall passera krönet varför vindhastigheten på toppen kan bli så hög att det inte går att flyga framåt trots att det är lämplig hangvind.

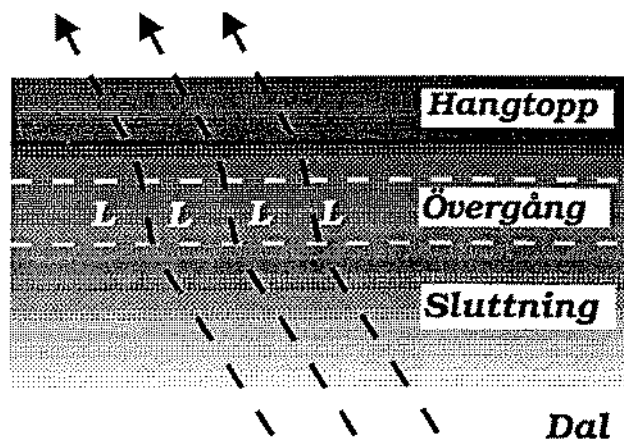
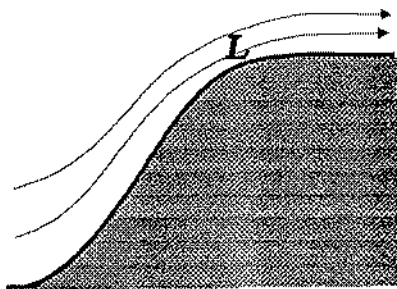


Bild 12. Övergången mellan sluttning och krön ger samma effekt som översidan på en ving. Den ökade hastigheten och krökningen av luftströmmen ger ett undertryck som suger till sig luften som kommer nerifrån sluttningen. Vinden vrider på ett positivt sätt över platsen man normalt startar från.



Det som beskrivits ovan gäller i första hand en långsträckt höjd. Vid en mera toppformig höjd kommer en stor del av luftströmmen att smita förbi på sidorna av höjden som bild 13 visar. Därför ger den här typen av backar sämre lyft på sluttningen som vetter rakt mot vinden än vad en långsträckt ås ger. Åt sidorna kan lyftet helt upphöra och ge besvärande effekter vid flygning där. Samma fenomen

inträffar också vid slutet av en höjdsträckning och vid raviner som skär in i ett hang.

Vinden ökar också i styrka när den passerar genom en förträngning mellan bergssidor. Detta kallas venturieffekt. Det är egentligen samma effekt som vinden som blåser över bergskammen utsätts för. Mera luft skall passera genom mindre tvärsnittsytta och måste då öka sin hastighet för att all luft skall kunna passera. I ett gatt eller en dalgång är emellertid luften pressad från två håll varför effekten kan bli avsevärd. Bild 14.

Det är inte bara styrkan som påverkas av förträngningar. Dessa påverkar även vindriktningen. Luften följer ofta sänkor och dalgångar. Det blåser nästan alltid längs en dalgång oberoende av den ledande vindens riktning. Detta kan utgöra ett problem vid landning i dalens botten. Piloten vet kanske den ledande vinden, men vilken väg följer vinden dalen? Om vindmarkering saknas finns risken att piloten lägger upp landningen i medvind. Detta kan vara förödande om han upptäcker misstaget för sent.

Markens formation kan också skapa virvlar. En sådan särskilt farlig stående virvel är "backrotorn" som finns på läsidan av ett berg. Se bild 15. Denna stora virvel kan ge falsk känsla av motvind på läsidan där luftströmmen vänder och strömmar uppför sluttningen. I mindre sammanhang kan det finnas virvlar på bergets krön eller fot eller på själva sluttningen. Det som avgör är om marken kröker tillräckligt tvärt så att luften inte förmår följa markkonturen utan släpper för att strömma tillbaka på lägre höjd. Bild 15 visar några exempel. Den erfarna hängflygaren har lärt sig av andra eller kanske av egna dyrköpta erfarenheter. Nybörjaren måste ta reda på från dessa erfarna piloter var farorna kan finnas för varje ny plats han flyger från.

I lä om bergskedjor uppstår vågor främst vid stabilt skiktad luft. Vid labil luft och bra termik är risken mindre att råka ut för besvärliga vågor

efter passage av en höjdsträckning. Dessa vågor med omväxlande fallande och stigande luft kan användas för flygning och höjdvinst, så kallad vågflygning. Bild 15 visar hur det kan se ut. Försiktighet krävs då krafterna i vissa fall kan vara omfattande. Farliga rotorer finns i vågorna. Om flera berg finns i vindriktningen kan de bakre bergen antingen förstärka eller släcka ut effekten av vågor.

Det förekommer också att vågor kan ge tillskott till hangvind på bakomliggande berg men också förstöra hangmöjligheterna. Sydhanget på Galtispuda vid Arjeplog är en plats som gynnas av sådan vågbildning.

Artikeln om vindar fortsätter i nästa nummer av Hypoxia

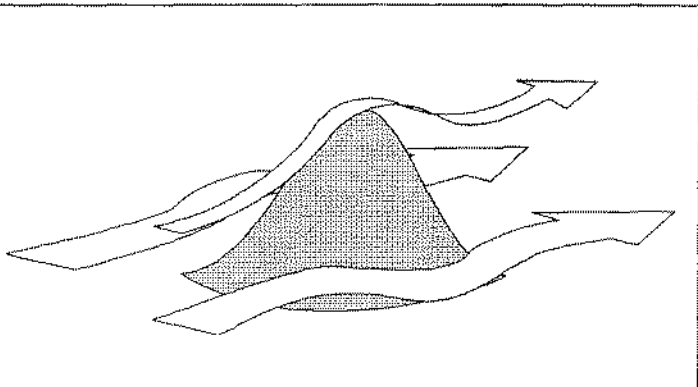


Bild 13. En toppig backe ger inte så mycket stigande luft. Det mesta smiter förbi. Varning för att flyga för långt åt sidan. Lyftet upphör och vindökning och vridning kan förekomma.

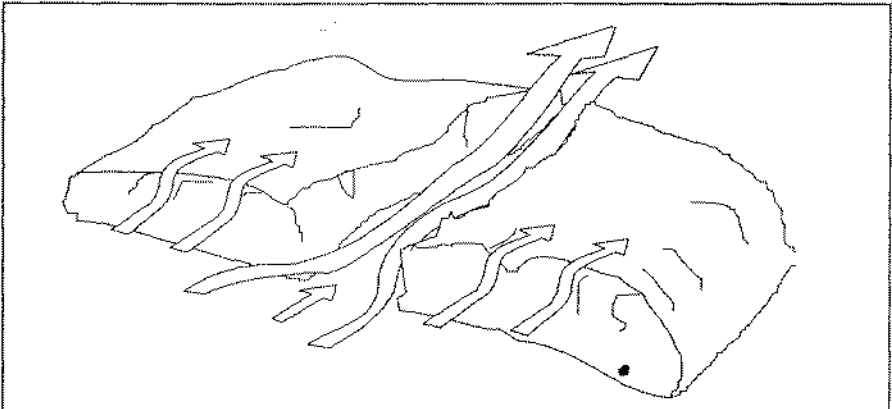


Bild 14. Vid förträngningar och dalgångar ger venturieffekten ökad vind. Nära raviner på hang smiter vinden åt sidan in i ravinen och försämrar stiget. Vinden följer också dalgångar och sänkor.

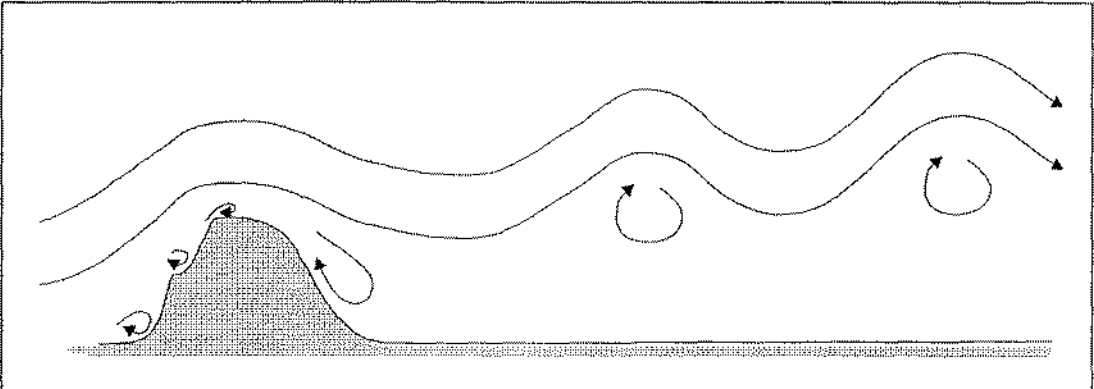


Bild 15. En bergssträckning ger ett antal vågor på läsidan i stabil luft. Där luften stiger är det bra att flyga. Sjunket och rotorerna på andra platser kan vara farliga. Närmare berget har vi på läsidan ett farligt nedsvep och en backrotor som kan ge falsk känsla av uppvind (motvind). Tvära kanter och formationer ger rotorerna.