

INNEHÅLL

3	GEOFYSIK	3
3.1	Allmänt	3
3.2	Kraftekvationen i ett jordfast koordinatsystem	3
3.3	Jordens magnetfält	4
3.4	Meteorologi	5
3.4.1	Allmänt	5
3.4.2	Temperatur	5
3.4.3	Tryck	5
3.4.4	Standardatmosfär	7
3.4.5	Vindar	8
3.5	Jonosfären	11
3.6	Elektromagnetiska vågor och deras utbredning	12
3.6.1	Karakteristiska parametrar m m	12
3.6.2	Spektrum	14
3.6.3	Utbredningstyper	15
3.6.4	Utbredning på olika frekvenser	17

3 GEOFYSIK

3.1 ALLMÄNT

I detta avsnitt diskuteras några geofysikaliska fenomen (gravitation, jordmagnetism, vågutbredningsförhållanden etc) av betydelse vid navigering.

3.2 KRAFTEKVATIONEN I ETT JORDFAST KOORDINATSYSTEM

Ett *inertialsystem* är ett koordinatsystem

- som ej roterar
- vars origo rör sig med till riktning och belopp konstant hastighet

Ett perfekt inertialsystem kan i praktiken aldrig realiseras. I många tillämpningar kan man emellertid med god noggrannhet låta ett system, med origo i solens eller jordens medelpunkt och axlarna pekande mot avlägsna fixstjärnor, approximera ett inertialsystem.

Anledningen till att man ofta önskar göra beräkningar i ett inertialsystem är att där gäller Newtons kraftekvation exakt. Newtons kraftekvation lyder:

$$\vec{F} = m\vec{a}$$

där \vec{F} = kraftvektor ¹⁾

m = massa

\vec{a} = accelerationsvektor ¹⁾

Ett med jorden fast förbundet koordinatsystem är inget inertialsystem, varför man vid uppställandet av kraftekvationen i ett sådant system måste ta hänsyn till så kallade *tröghetskrafter*. Ekvationen får följande utseende:

$$m\vec{a} = \vec{F}_t + \vec{F}_{cf} + \vec{F}_{cor} + \vec{F}_0 \quad (3.1)$$

där m = den betraktade kroppens massa

\vec{a} = dess acceleration i det jordfasta koordinatsystemet

\vec{F}_t = tyngdkraften från jorden. Denna är riktad mot jordens medelpunkt och har beloppet yM/R^2

där y = gravitationskonstanten = $6,659 \cdot 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$

M = jordens massa = $6 \cdot 10^{24} \text{ kg}$

R = avståndet till jordens medelpunkt = 6370 km

\vec{F}_{cf} = *centrifugalkraft* som uppkommer på grund av jordens rotation. Den är riktad ut från jordaxeln längs en normal till denna, och har beloppet $m\Omega^2 R \cos \lambda$

där Ω = jordens rotationshastighet = $7,29 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$

λ = latituden

¹⁾ Vektorer behandlas i bilaga 1

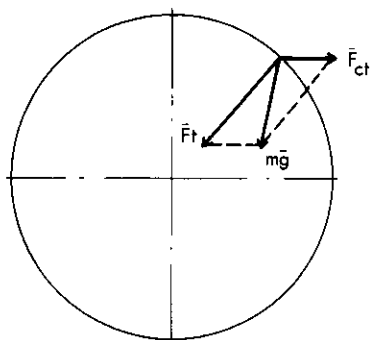


Bild 3.1 Tyngdkraften \vec{F}_t och centrifugalkraften \vec{F}_{cf} sammansätter sig till en skenbar tyngdkraft $m\vec{g}$

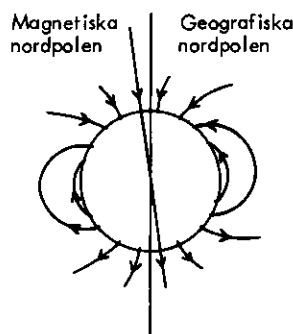


Bild 3.2 Jordens magnetfält

\vec{F}_{cor} = corioliskraften. Den är till beloppet lika med $2m v \sin \alpha$ där v är kroppens hastighet i det jordfasta koordinatsystemet och vinkeln mellan jordaxeln och kroppens rörelseriktning. Corioliskraften är alltid riktad vinkelrätt mot såväl jordaxeln som rörelseriktningen på så sätt att hastighetsvektorn, jordaxeln och kraften bildar ett högersystem (jfr bilaga 1). Kvoten

$$\frac{\vec{F}_{cor}}{m} = \vec{a}_{cor} \text{ kallas coriolisaccelerationen}$$

\vec{F}_0 = övriga krafter (friktion, normalkrafter etc).

Krafterna \vec{F}_t och \vec{F}_{cf} sammansätter sig enligt bild 3.1 till en *skenbar tyngdkraft* $m\vec{g}$ där gravitationen \vec{g} till beloppet (g) varierar mellan $9,78 \text{ m/s}^2$ vid ekvatorn och $9,82 \text{ m/s}^2$ vid polerna. Skillnaden beror främst på att $|\vec{F}_{cf}|$ i närheten av jordytan avtar med ökande latitud. Dessutom ökar $|\vec{F}_t|$ något på grund av jordens avplattning. \vec{F}_{cf} och \vec{F}_{cor} kallas *skenkrafter* eller *tröghetskrafter*.

Ekv 3.1 kan nu förenklas till

$$m\vec{a} = \vec{F}_0 + m\vec{g} + \vec{F}_{cor} \quad (3.2)$$

Corioliskraftens belopp blir för en kropp som rör sig vinkelrätt mot jordaxeln med 200 m/s ungefär $0,003 mg$. Den är alltså mycket liten, men spelar trots detta stor roll inom meteorologin (avsn 3.4) och tröghetsnavigeringstekniken (avsn 8.9).

I många fall är man intresserad av corioliskraftens inverkan på kroppar som rör sig parallellt med markytan. För dessa gäller att corioliskraften på norra halvklotet drar kroppen åt *höger* (sett uppifrån) och på södra halvklotet åt *vänster*. Man bör dock komma ihåg att corioliskraften i allmänhet också har en lodrät komponent.

3.3 JORDENS MAGNETFÄLT

Det jordmagnetiska fältet kan beskrivas med *fältlinjer* som förbinder den magnetiska nordpolen med motsvarande sydpol (bild 3.2). De magnetiska polerna sammanfaller inte med de geografiska polerna. De är inte heller belägna exakt emot varandra på en linje genom jordens medelpunkt. Fältet karakteriseras i varje punkt av en vektor som är parallell med fältlinjerna och vars längd är proportionell mot fältets styrka (som i Skandinavien är ca $50 \mu\text{T}$).

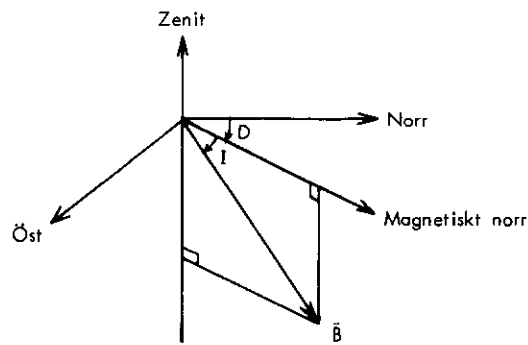


Bild 3.3 Magnetiska fältvektorn (\vec{B}), inklina-
tionsvinkeln (I) och deklina-
tionsvinkeln (D)

Fältets riktning kan beskrivas med två vinklar: *inklina-
tionsvinkeln* mot horison-
talplanet och *deklina-
tionsvinkeln* mellan horison-
talprojektionen och meridianen
(bild 3.3). Deklinationen kallas i dagligt tal *missvisning* eller *variation*. Ortlinjer
på en karta som förbinder punkter med samma deklination kallas *isogoner*.
Se bild 3.4, som visar att deklinationen i Sverige på skilda orter varierar mellan
 2° V och 4° Ö. I andra delar av världen kan den dock uppgå till flera tiotal
grader. Deklinationen ändras med tiden. I Skandinavien är ändringen f_n ca
 $0,02-0,05^\circ/\text{år}$. Dessutom förekommer korttidsfluktuationer som under loppet
av några timmar kan vara så stora som $0,5^\circ$.

3.4 METEOROLOGI

3.4.1 Allmänt

Lufthavet som omger jorden, *atmosfären*, indelas på grundval av temperatur-
förhållandena i höjddled i ett antal skikt: *troposfären*, *stratosfären*, *mesosfären*,
termosfären och *exosfären* (över ca 550 km höjd, där luften är så tunn att tem-
peraturbegreppet inte längre är meningsfullt) med övergångsskikten (*tropopau-
sen*, *stratopausen* och *mesopausen* (se bild 3.5). Området över 70 km höjd kal-
las även *jonosfären* (avsn 3.5). I detta avsnitt redogörs främst för förhållandena
i troposfären och den nedre stratosfären.

3.4.2 Temperatur

Temperaturen avtar i troposfären i höjddled med $6 \text{ à } 7^\circ/1000 \text{ m}$. Ibland ökar
emellertid temperaturen i stället med höjden upp till några hundra m, varefter
den avtar på normalt sätt. Fenomenet kallas *inversion*.

Tunna inversionsskikt kan också förekomma isolerade på högre höjder. Tropo-
pausen där temperaturavtagandet upphör ligger på höga breddgrader kring
10–11 km höjd. Vid ekvatorn ligger den däremot på ca 18 km.

I stratosfären kan temperaturen betraktas som konstant (ca -55°C) mellan
10 och 30 km höjd.

3.4.3 Tryck

Om man antar att temperaturen är konstant kan man visa att trycket på höjden
h över jordytan är,

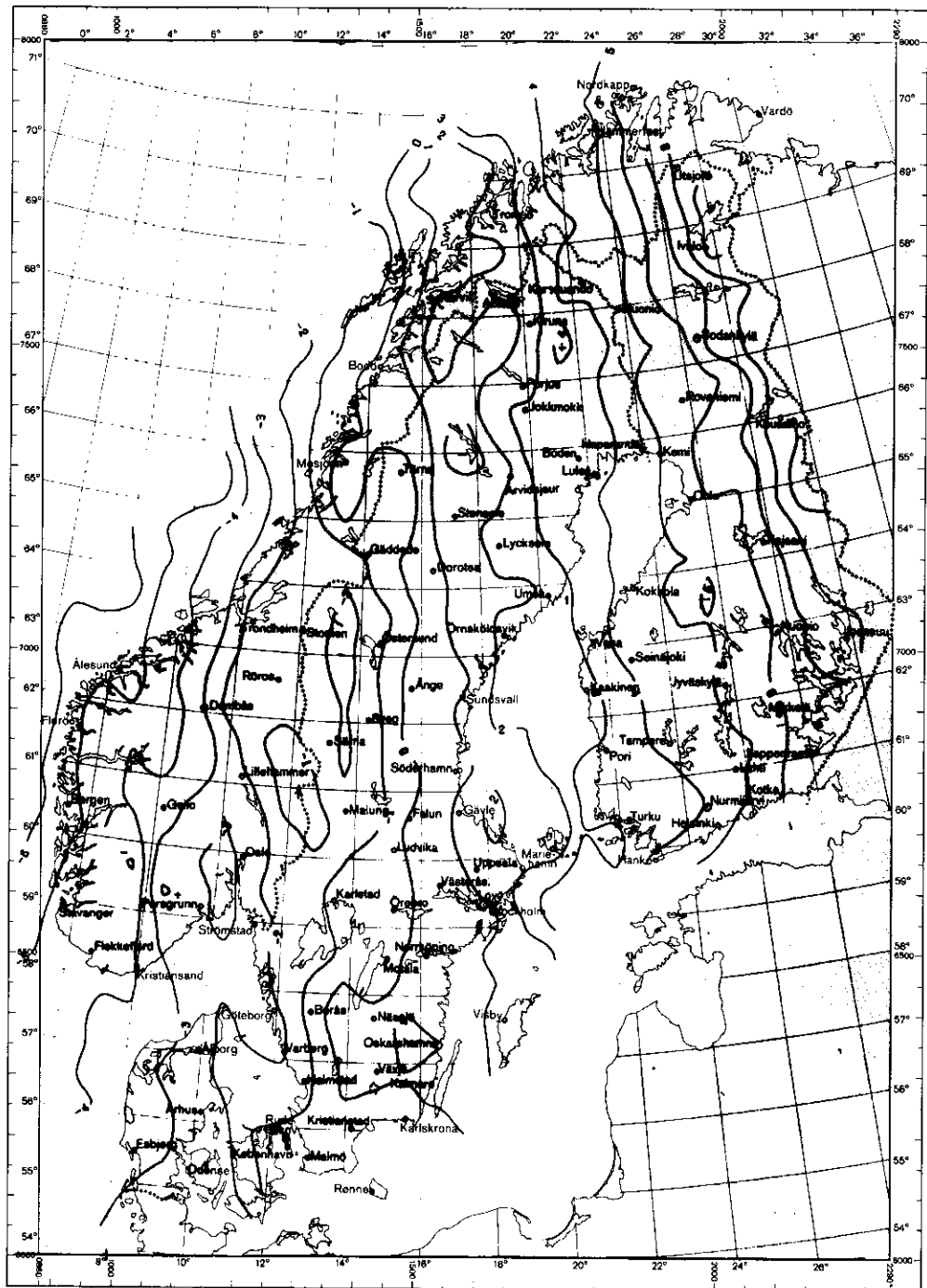


Bild 3.4 Isogoner

$$p = p_0 e^{-\frac{gh}{RT}}$$

- där p_0 = trycket vid markytan
 g = gravitationen
 T = absoluta temperaturen
 $R = 290 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$

I barometriska höjdmätare (avsn 8.2) måste man emellertid ta hänsyn till temperaturens variation, varvid man använder sig av standardatmosfär (se nedan).

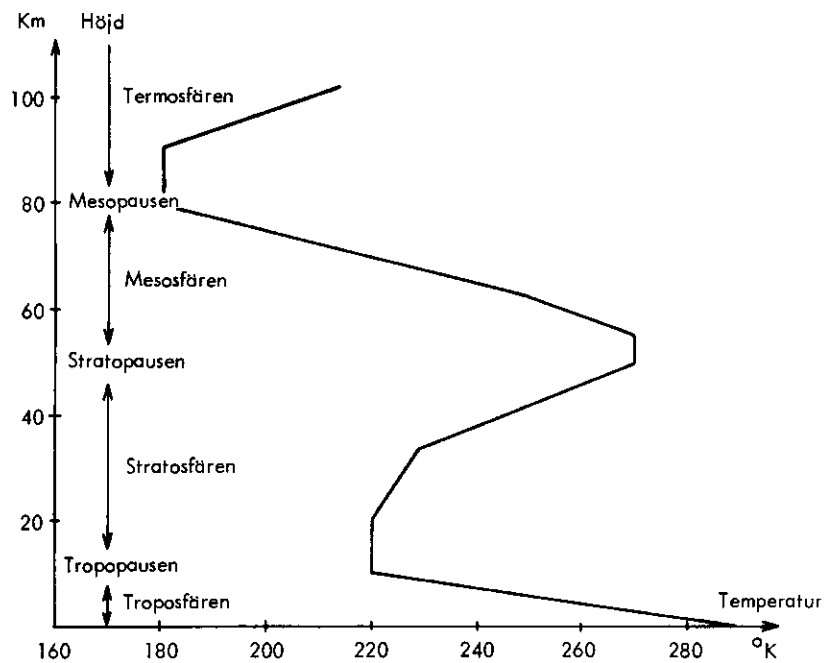


Bild 3.5 Temperaturförhållanden i atmosfären

Ortlinjer på kartan för lika lufttryck på en given höjd kallas *isobarer*. Tänkta ortytor i luften för lika lufttryck kallas *isobarytor*. Vid havsytan brukar lufttrycket i allmänhet hålla sig mellan 985 och 1040 mb.

3.4.4 Standardatmosfär

För instrumentkalibrering, prestandajämförelser o d har man definierat en s k standardatmosfär med avseende på bl a tryck och temperatur, se tabell 3.1. Denna motsvarar ungefär de verkliga förhållandena i Nordvästeuropa under sommarhalvåret.

Tabell 3.1. ICAO-atmosfären

Höjd km	Temp °C	Lufttryck		Lufttätet gram/cm ³
		mb	mm Hg	
0	+ 15,0	1013,2	760,0	1,226 · 10 ⁻³
0,5	+ 11,75	954,6	716,0	1,168
1	+ 8,5	898,7	674,1	1,112
2	+ 2,0	794,9	596,2	1,007
3	- 4,5	701,0	525,8	0,909
4	- 11,0	615,0	462,2	0,819
5	- 17,5	539,3	405,0	0,736
6	- 24,0	470,6	353,7	0,660
7	- 30,5	409,0	307,8	0,590
8	- 37,0	353,6	266,8	0,525
9	- 43,5	306,6	230,4	0,466
10	- 50,0	265,0	198,1	0,413
11	- 56,5	226,0	169,6	0,364
15	- 56,5	120,0	90,2	0,194
20	- 56,5	54,0	41,0	0,088
25	- 56,5	25,0	18,6	0,040

3.4.5 Vindar

Vinden är en vektor och karakteriseras därför med två storheter: *hastighet* och *riktning*. (Formellt sett är det *vindbärning* som avses). Riktningen anger traditionellt det håll varifrån vinden kommer. Ibland kompletterar man dessa uppgifter med en tredje: vindhastigheten i höjdd. Med *vindstyrka* brukar man förstå vindens inverkan på föremål på jordytan. Vindstyrkan mäts i m/s eller

Tabell 3.2. Vindstyrka enligt Beaufort

Vind- styrka	Vindhastighet			Namn		Vindens verkningar	
	meter per sekund	km per timme	knop	till lands	till sjöss	på land	på öppna havet
0	0– 0,2	Mindre än 1	Mindre än 1	Lugnt	Stiltje	Inga, röken stiger nästan rätt upp	Spiegelblank sjö
1	0,3– 1,5	1– 5	1– 3	Svag vind	Nästan stiltje	Knappt märkbar för känslan, skorstenrök driver i vindens rikt- ning, vindflöjel påver- kas ej	Små fiskfjällliknande krusningar bildas, men utan skum
2	1,6– 3,3	6–11	4– 6	Svag vind	Lätt bris	Lyfter en vimpel, sätter små löv i rörelse, vindflöjel (i gott skick) visar vindens riktning	Korta men utpräg- lade småvågor, som ej bryts
3	3,4– 5,4	12–19	7–10	Måttlig vind	God bris	Sträcker en vimpel, sätter blad och tunna kvistar på lövträd i oavbruten rörelse	Vågkammarna bör- jar brytas, glasaktigt skum
4	5,5– 7,9	20–28	11–16	Måttlig vind	Frisk bris	Sätter kvistar och tunnare grenar på lövträd i rörelse, damm och lös snö virvlas upp	Längre vågor, fler- städes vita skum- kammrar
5	8,0–10,7	29–38	17–21	Frisk vind	Styv bris	Mindre lövträd börjar svaja. Grenar sätts i rörelse, vågor med utpräglade kammrar på större insjöar	Vågorna mera ut- präglade och långa, överallt vita skum- kammrar
6	10,8–13,8	39–49	22–27	Frisk vind	Hård bris eller frisk kuling	Sätter stora trädgrenar i rörelse, viner i tele- graf- och telefonträd	Större vågberg, vita skumkammar breda ut sig över större ytor
7	13,9–17,1	50–61	28–33	Hård vind	Styv kuling	Hela träd svajar, man går ej obehindrat mot vinden	Sjön tornar upp sig och bryter, skummet lägger sig i strimmor i vindens riktning
8	17,2–20,7	62–74	34–40	Hård vind	Hård kuling	Bryter kvistar från löv- träden, besvärligt att gå i det fria	Vågbergens längd och höjd betydande, skummet lägger sig i tätare strimmor
9	20,8–24,5	75–88	41–47	Halv storm	Halv storm	Mindre skador på hus, rökhuvar och taktegel blåser ned	
10	24,5–28,4	89–102	48–55	Storm	Storm	Sällsynt i inlandet, träd rycks upp med roten, betydande skador på hus	Höga vågberg med långa brottsjöar, havsytan verkar i stort sett vit av skum
11	28,5–32,6	103–117	56–63	Svår storm	Svår storm	Mycket sällsynt i inlandet	Fartyg i sikte försvin- ner bakom vågbergen, havsytan är helt täckt av vitt skum, som även uppfyller luften så att sikten försämras
12	32,7–36,9	118–133	64–74	Orkan	Orkan		
13	37,0–41,4	134–149	72–80	Orkan	Orkan	Torde endast före- komma på fjällsta- tioner samt i trom- ber eller skydrag	Sällsynt. Förekommer särskilt i tropiska cykloner
14	41,5–46,1	150–166	81–89				
15	46,2–50,9	167–183	90–99				

knop och kan relateras till den s k *Beaufortskalan*. Se tabell 3.2. Den tidigare 12-gradiga Beaufortskalan utvidgades 1946 till att omfatta 17 Beaufort. Tabell 3.2 återger 0–15 Beaufort.

De uppgifter om vindens hastighet och bäring som ges av väderrapporterna är medelvärden tagna under en tidrymd av 5–10 min. Medelvinden är nämligen överlagrad med en mängd kortvariga fluktuationer (turbulens), vilket gör att en momentan avläsning kan vara helt missvisande.

Man brukar räkna med två typer av turbulens:

Dynamisk turbulens som härrör från luftens växelverkan med ojämnheter i terrängen. Den gör sig gällande inom atmosfärens *friktionsskikt* som sträcker sig från markytan upp till 500 å 1000 m höjd.

Termisk turbulens (*konvektion*) beror på de rörelser i atmosfären som betingas av att ett undre luftlager är varmare än ett övre; en utväxling av kall och varm luft äger då rum mellan lagren, vilket leder till en oordnad luft rörelse.

Flera olika krafter påverkar luften och ger upphov till vindar. Lufttrycksskillnader i horisontal led ger upphov till den s k *gradientkraften*, som strävar att föra luften från högre lufttryck till lägre. Luften »borde» i så fall strömma vinkelrätt mot isobarerna. Om man ser på en väderlekskarta märker man dock att detta inte stämmer. Luften strömmar i själva verket *parallellt* med isobarerna. Anledningen till detta paradoxala uppträdande är *corioliskraften* (avsn 3.2). Vi skall nu anta att

- isobarerna är rätlinjiga och parallella
- endast gradient- och corioliskraft påverkar luften
- stationära förhållanden råder, dvs vindhastigheten är konstant

Om gradientkraften per massenhet är \bar{G} och corioliskraften per massenhet är \bar{C} , blir den horisontella accelerationen hos ett luftelement

$$\bar{a} = \bar{G} + \bar{C}$$

Nu är $\bar{a} = 0$ enligt antagandet, dvs

$$\bar{C} = -\bar{G}$$

Corioliskraften är således lika stor som och rakt motriktad gradientkraften (bild 3.6). Villkoret att corioliskraft och hastighet skall vara vinkelräta ger vidare att hastigheten skall vara vinkelrät även mot gradientkraften och således parallell med isobarerna. Denna vind, som förekommer vid rätlinjiga isobarer och endast påverkas av gradient- och corioliskraft, kallas *geostrofisk vind* och är direkt relaterad till avståndet mellan isobarerna samt till latituden. Coriolis-

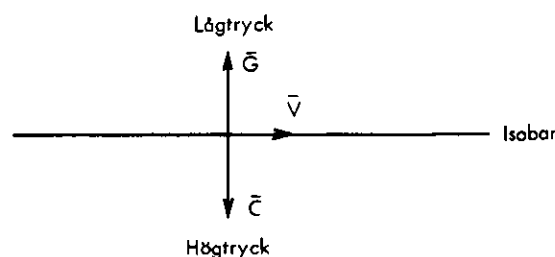


Bild 3.6 Vindhastighetens (\bar{V}), gradientkraftens (\bar{G}) och corioliskraftens (\bar{C}) riktningar på norra halvklotet

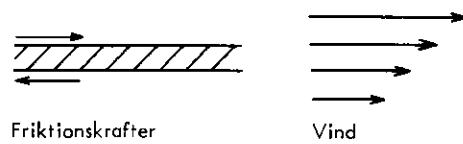


Bild 3.7 Ett tunt luftskikt påverkas av friktionskrafter då vinden varierar med höjden

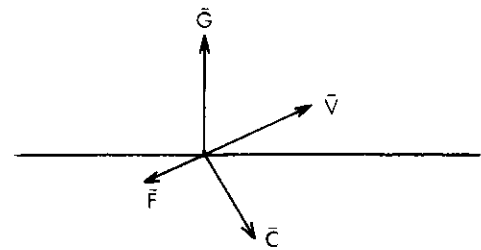


Bild 3.8 Vindhastighet (\vec{V}), friktionskrafternas resultant (\vec{F}), corioliskraften (\vec{C}) och gradientkraften (\vec{G}) i friktionsskiktet. Observera att krafterna tar ut varandra så att jämvikt råder

kraftens horisontella komponent är nämligen

$$[\vec{C}] = 2 v \Omega \sin \lambda$$

där λ är latituden, v horisontella vindhastigheten och Ω jordrotationen.

Vi får då

$$v = \frac{|\vec{G}|}{2 \Omega \sin \lambda}$$

varur inses att (vid given gradientkraft) hastigheten hos den geostrofiska vinden ökar, då man närmar sig ekvatorn. (Nära ekvatorn kan ekvationen ej användas, eftersom den urartar då $\lambda = 0$).

Isobarerna är inte alltid rätlinjiga. Vid t ex ett lågtryck är de slutna kurvor kring detta. Vinden blåser då på norra halvklotet moturs (södra halvklotet medurs) kring lågtrycket (*cyklonal strömning*). Vid högtryck är förhållandena de motsatta (*anticyklonal strömning*). Till skillnad från fallet med rätlinjiga isobarer uppträder här även en *centrifugalkraft*, vilken komplicerar förhållandena något. Vindhastigheten vid (anti-) cyklonal strömning kallas *gradientvind*.

De nu beskrivna förhållandena gäller för området omedelbart över *friktionsskiktet* – det skikt upp till 500–1000 m höjd där *friktionen* från marken påverkar vinden. (Under extrema förhållanden kan friktionsskiktet vara så lågt som 300 m eller så högt som 3000 m). Markfriktionen orsakar att vindhastigheten avtar mot markytan. Ett tunt horisontellt luftskikt (bild 3.7) kommer då att påverkas av friktionskrafter både på över- och undersidan. Friktionskrafternas resultat (\vec{F}) balanserar gradient- och corioliskrafterna (bild 3.8).

Inom den lägsta delen av friktionsskiktet, *ytskiktet* (upp till 30 å 100 m) dominerar friktionskrafterna helt över gradient- och corioliskraften. Friktionskrafterna är motriktade vindens rörelseriktning. Man kan visa att om temperaturen i ytskiktet är konstant är vindriktningen där konstant och vindhastigheten proportionell mot

$$\ln \frac{h}{z_0}$$

där h = höjden över markytan

z_0 = en för underlaget karakteristisk konstant som varierar mellan 0,01 och 30 cm för olika terrängtyper

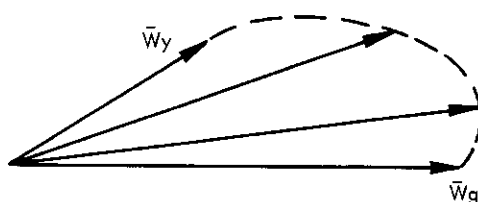


Bild 3.9 Ekmanspiralen ger en kvalitativ bild av vindförhållandena i spiralskiktet. \bar{W}_y = vinden i ytskiktets översida; \bar{W}_g = gradientvinden

Om temperaturen i ytskiktet varierar med höjden, uppträder avvikelser från denna lag, den *logaritmiska vindlagen*. Terrängstrukturen kan också förorsaka avvikelser. För att man skall kunna jämföra uppgifter om ytvinden på olika tider och platser med varandra är det uppenbart att mätningarna bör företas på samma höjd över markytan. Höjden 10 m har befunnits lämplig.

Skiktet över ytskiktet kallas *spiralskiktet* och upptar resten av friktionsskiktet. I detta är friktionskrafterna av ungefär samma storleksordning som gradient- och corioliskrafterna. Ur förenklade antaganden kan man visa att vindhastigheten i spiralskiktet ökar med höjden, samt att vinden på norra (södra) halvklotet vrider sig åt höger (vänster) i en s k *Ekmanspiral* (bild 3.9). Kvalitativ överensstämmelse mellan teori och verklighet har konstaterats.

Om inversioner uppträder, kan avvikelserna från Ekmanspiralen dock bli mycket stora.

I området mellan friktionsskiktets översida och tropopausen uppträder ytterligare ett vindfenomen av intresse, den *termiska* vinden. Denna härrör från horisontella variationer i temperaturen som ger upphov till en med höjden ökande vindkomponent vinkelrätt mot temperaturändringens riktning. I Sverige ökar i allmänhet temperaturen från norr till söder. Detta leder till en *med höjden ökande västlig vindkomponent* som vid tropopausen i vissa situationer kan nå mycket höga värden (*jetströmmar*). I stratosfären är temperaturfördelningen vanligen omkastad (varmare i norr än i söder) varför *västvinden* där avtar med höjden.

3.5 JONOSFÄREN

Ultraviolett strålning samt röntgen- och partikelstrålning från solen ger i den övre atmosfären (över 60 km höjd) upphov till en *jonisering*, dvs atomerna separeras i elektroner och positivt laddade joner. Traditionellt har man tyckt sig kunna urskilja ett antal relativt diskreta skikt inom jonosfären:

Skikt	Höjd med maximal jonisering (km)
D	75
E	110
F ₁	200
F ₂	300

Raket- och satellitundersökningar har emellertid på senare år visat att jonosfären inte är skiktad; istället ökar elektrontätheten nästan monotont upp till F_2 -maximumet (högre upp avtar elektrontätheten med höjden). Beteckningarna D, E, F_1 , F_2 används dock fortfarande för att beteckna olika höjdsnitt av jonosfären.

Joniseringen uppvisar både dagliga och årliga variationer; den är starkare på dagen än på natten och starkare sommartid än vintertid. Minskningen under natten är starkast för D-, F- och F_1 -skikten som då nästan försvinner; även F_2 -skiktet försvagas, men inte lika mycket som de andra.

3.6 ELEKTROMAGNETISKA VÅGOR OCH DERAS UTBREDNING

3.6.1 Karakteristiska parametrar m m

Radiovågor, ljus och röntgenstrålning är exempel på olika typer av *elektromagnetiska vågor*. För att fullständigt karakterisera en elektromagnetisk våg i atmosfären krävs i princip kännedom om vågens elektriska och magnetiska fältvektorer som funktion av tid och rum. På långt avstånd från sändaren står (i vakuum och i praktiken även i luft) emellertid dessa vektorer i följande relation till varandra: De är vinkelräta mot varandra och mot vågens fortplantningsriktning och kvoten mellan deras amplituder är konstant. Vi kan därför nöja oss med att betrakta den elektriska fältvektorn. För att beskriva vågen behövs nu följande begrepp:

amplitud	(beteckning: E; sort: V/m)
frekvens	(F; Hz)
utbredningshastighet	(c; m/s)
våglängd	(λ ; m)
fas	(Φ ; radianer, grader)
polarisation	
modulation	

Vi låter vågen röra sig i x-axelns riktning i ett rätvinkligt koordinatsystem (bild 3.10).

Vi låter till att börja med vågen vara linjärpolariserad (se nedan):

$$\bar{E} = \bar{E}_0 \sin(\omega(t - \frac{x}{c}) + \Phi)$$

Vektorn \bar{E}_0 är vinkelrät mot x-axeln (utbredningsriktningen). Dess belopp kallas vågens *amplitud*. ω är vågens *vinkelfrekvens* (mäts vanligen i radianer/s) och förhåller sig till *frekvensen* f som

$$f = \frac{\omega}{2\pi}$$

c är *utbredningshastigheten* (ofta kallad *ljushastigheten*). Den är i vakuum ungefär 299 792,5 km/s (oftast används approximationen 300 000 km/s). I annan miljö än vakuum (t ex i luft) blir utbredningshastigheten beroende av vågens frekvens och mediets fysikaliska egenskaper. Hastigheten blir då alltid *lägre* än vakuumhastigheten. För de frekvenser och medier som diskuteras i denna bok är skillnaden mindre än 1 %.

Kvoten

$$\lambda = \frac{c}{f}$$

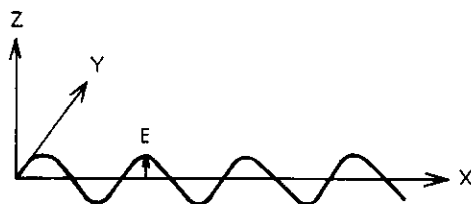


Bild 3.10 Elektriska komponenten av en linjärpolariserad elektromagnetisk våg

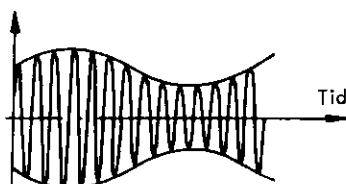


Bild 3.11 Amplitudmodulering

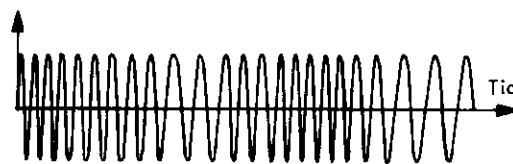


Bild 3.12 Frekvensmodulering

är våglängden. Termen Φ kallas vågens *fas*. (Observera att den är obestämd på 360° när).

Om vektorn \vec{E}_0 är riktad vertikalt (horisontalt) är vågen *vertikalpolariserad* (horisontalpolariserad). Bägge är specialfall av en *linjärpolariserad* våg, vilket innebär att fältvektorns spets vid en given punkt i rummet rör sig fram och åter längs en rät linje. Det finns emellertid andra polarisationstyper. Om vi sätter fältvektorns komponenter

$$\begin{aligned} E_x &= 0 \\ E_y &= E_{0y} \sin\left(\omega\left(t - \frac{x}{c}\right) + \Phi_y\right) \\ E_z &= E_{0z} \sin\left(\omega\left(t - \frac{y}{c}\right) + \Phi_z\right) \end{aligned}$$

dvs låter y- och z-komponenterna ha olika fas och amplitud blir vågen *elliptiskt polariserad*, fältvektorns spets rör sig i en elliptisk bana. Ett specialfall av detta är *cirkulär polarisering*, vilket inträffar om

$$E_{0y} = E_{0z} \text{ och}$$

$$|\Phi_y - \Phi_z| = \frac{\pi}{2} \text{ eller } \frac{3\pi}{2}$$

De hittills beskrivna vågorna har konstant fas och amplitud; de är omodulerade. Om man låter amplituden variera i takt med en lågfrekvent signal erhålls en *amplitudmodulerad* våg (bild 3.11). Varierar frekvensen i takt med den lågfrekventa signalen får man en *frekvensmodulerad* våg (bild 3.12). Vid *pulsmodulering* sänds inte bärvågen ut kontinuerligt utan i form av pulser med en given varaktighet (puls längd). Antalet pulser per tidsenhet kallas *pulsrepetitionfrekvensen* (PRF). Den pulsade signalen kan »övermoduleras» på olika sätt (bild 3.13).

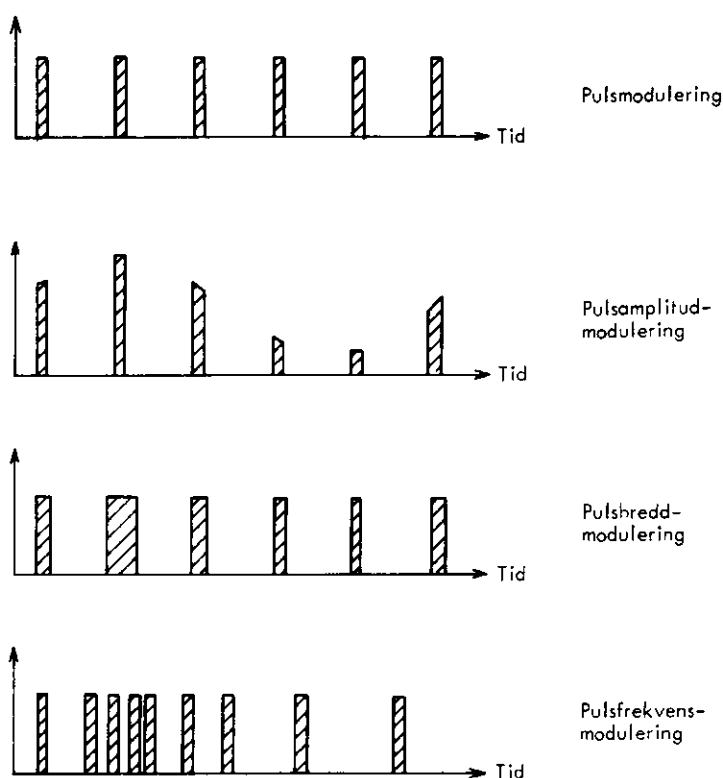


Bild 3.13 Pulsmodulering

3.6.2 Spektrum

En översikt av benämningar, frekvenser och våglängder i det elektromagnetiska spektrumet ges i tabell 3.3. Vi kommer i denna handbok huvudsakligen att sysselsätta oss med vågrörelser inom frekvenserna 10 kHz – 20 GHz (GHz = 10^9 Hz). Dessa benämns radiovågor i bandet 10 kHz – 300 MHz och mikrovågor i bandet 0,3 – 20 GHz.

Tabell 3.3. Elektromagnetiska spektrumet

Benämning		Frekvens	Våglängd
Very low frequency	(VLF)	3 – 30 kHz	100– 10 km
Low frequency	(LF)	30 – 300 kHz	10– 1 km
Medium frequency	(MF)	0,3– 3 MHz	1000–100 m
High frequency	(HF)	3 – 30 MHz	100– 10 m
Very high frequency	(VHF)	30 –300 MHz	10– 1 m
Ultra high frequency	(UHF)	0,3– 3 GHz	1000–100 mm
Super high frequency	(SHF)	3 – 30 GHz	100– 10 mm
Extremely high frequency	(EHF)	30 –300 GHz	10– 1 mm
Infraröd strålning	(IR)		1 mm – 0,8 μ m
Synligt ljus			0,8 μ m–0,4 μ m
Ultraviolett strålning	(UV)		0,4 μ m–10 nm
Röntgenstrålning			10 nm– 0,01 nm
Gammastrålning	(λ)		0,1 nm–

På mikrovågsbanden förekommer några andra beteckningar som ursprungligen härrör från kodbeteckningar från andra världskriget (tabell 3.4). Moderna amerikanska beteckningar (från 1971) visas i tabell 3.5.

Tabell 3.4. Äldre frekvensbandsindelning på mikrovågsområdet.
Gränserna är endast ungefärliga

Namn	Frekvens (GHz)
L	1– 2
S	2– 4
C	4– 8
X	8–12
K _u	12–18
K	16–28
K _a	26–40
Q	36–50

Tabell 3.5. Modern amerikansk frekvensbandsindelning på mikrovågsområdet

Namn	Frekvens (GHz)	Namn	Frekvens (GHz)
A	0,1–0,3	H	6– 8
B	0,3–0,5	I	8– 10
C	0,5–1,0	J	10– 20
D	1–2	K	20– 40
E	2–3	L	40– 60
F	3–4	M	60–100
G	4–6		

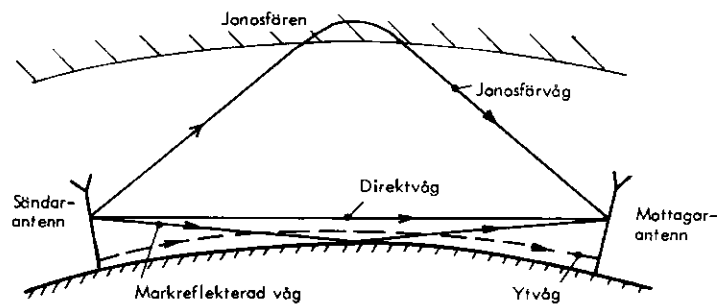


Bild 3.14 Vågutbredningstyper

3.6.3 Utbredningstyper

I den fria rymden fortplantar sig en elektromagnetisk våg i praktiken rätlinjigt med ljusets hastighet. Vid vågutbredning i eller i närheten av jordytan måste man istället räkna med fyra olika utbredningstyper (bild 3.14):

Ytvågen. Denna följer jordens krökning och är lokaliserad till jordytan. Styrkan avtar då man (uppåt eller nedåt) avlägsnar sig från jordytan. Avtagandet med höjden är dock mycket svagt och har ingen praktisk betydelse för flygnavigatoriska tillämpningar. Vågen dämpas med ökat avstånd från sändaren. Högfrek-