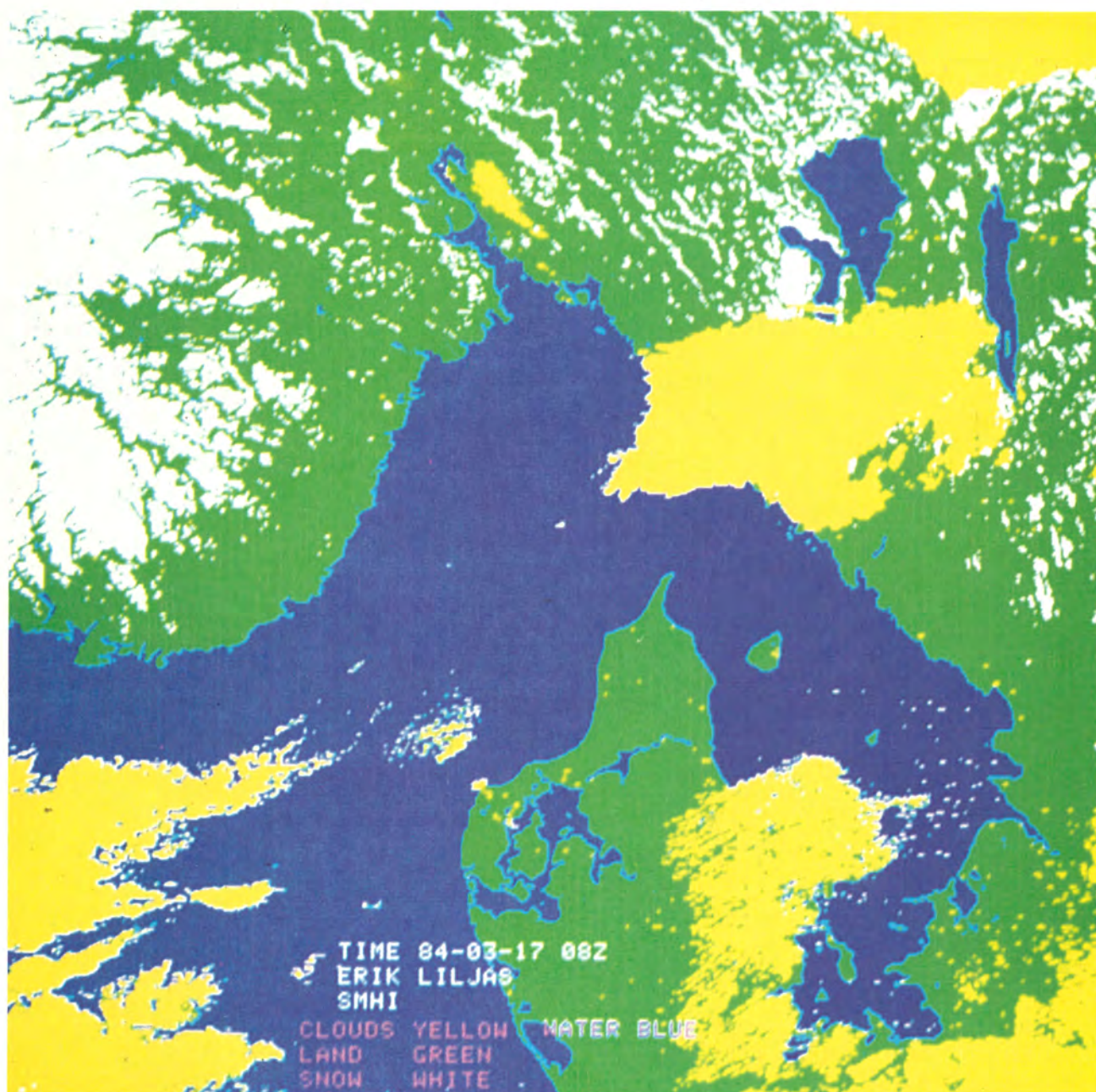
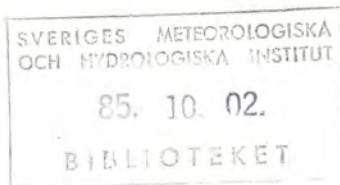




Satellitmeteorologi



Satellitmeteorologi

Arne Hagmarker

'FRONT'



PAGE



INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	Sid.
INLEDNING	1
1 STRÅLNINGSLÄRA	2
1.1 Strålningslagar	2
1.2 Solstrålning	3
1.3 Terrestrisk strålning	3
1.4 Mätningar i atmosfäriska fönster	5
2 SATELLITER	6
2.1 Banbetraktelser	6
2.2 GEOSTATIONÄRA satelliter	7
Kanalernas egenskaper: VIS	10
IR	12
WV	14
2.3 POLÄRA satelliter	16
Kanalernas egenskaper: Kanal 1	20
Kanal 2,3,4 & 5	22
3 MOLNSLAG	24
3.1 CUMULIFORMA moln	25
Cu hum	25
Cu cong	25
Cb	26
Sc	26
Ac (cast + floc)	26
3.2 STRATIFORMA moln	27
St/dimma	27
Sc	27
Ns/As/Ac	28
Cs (tjocka)	28
3.3 CIRRIFORMA moln	29
Ci fibr	29
Ci spis	29
Ci spis cb-gen (städ)	29
Cs (tunna)	29
3.4 Bildavsnitt	31
4 MESOSKALIGA MOLNFORMATIONER	44
4.1 Konvektion över HAV	44
a) Molngator	44
b) ÖPPNA celler	46
c) SLUTNA celler	46
d) Öppna & slutna celler i förhållande till jet-axlar	49
4.2 Konvektion över LAND	50
a) Molngator	51
b) Cb-cluster	52
c) Morgondimma/St och dess effekt på eftermiddagskonvektionen	53
4.3 Sjöbris	54
4.4 Orografi	57
1. Lävågor:	57
a) Transversella	57
b) Divergenta	58
c) Zick-zack-formade	58
d) Lävågs-cirrostratus	59
2. Föhn	60
3. Von Karmann-virvlar	62

5	STORSKALIGA VÄDERSYSTEM	63
5.1	Luftmassor	63
	a) Varma	63
	b) Kalla	63
5.2	Fronter	63
	1. Kallfront	63
	a) Svag	63
	b) Aktiv	63
	2. Varmfront	64
	3. Ocklusionsfront	64
5.3	Ocklusionsprocesser	66
	a) Normal (klassisk) ocklusionsprocess	66
	b) Instant occlusion	68
5.4	JET-strömmar & molnmönster	70
	1. Bestämning av JET-AXLAR	70
	2. Deformations-zoner	77
	3. Molnmönster i förhållande till vind-fältet	78
5.5	Virvlar & tråg	79
	1. Kommamoln-system	79
	2. Stormar	82
	3. Tropiska cykloner	86
	4. Polar lows	88
	5. Avsnörda lågtryck (cut-off lows)	90
	6. Höjdtråg	91
	a) Höjdlågtryck och tråg	91
	b&c) Tråg över hav	92
5.6	Högtryck & ryggar	94
	1. a) Varma högtryck	94
	b) Kalla högtryck	94
	2. Ryggaxelns krökning	94
	a) Bred (svag) rygg	94
	b) Normal rygg	94
	c) Skarp rygg	94
	3. Olika typer av ryggar	96
	a) Polär rygg	96
	b) Subtropisk rygg	97
	c) Subtropisk rygg med 'molnfingrar'	98
	4. Mörka partier i solspegeln	99
	a) Geostationära bilder	99
	b) Polära bilder	99
6	SNÖ OCH IS	101
6.1	Snö	101
6.2	Is	101
7	MULTISPEKTRAL KLASSNING AV MOLN	104
7.1	Signaturer	104
7.2	Spektrala egenskaper hos moln & jordyta	105
7.3	Boxklassning	108
7.4	Nederbörds-klassning	110
7.5	Exempel på klassade bilder	111
	LITTERATURFÖRTECKNING	120

INLEDNING

VÄDERSATELLITER - METEOROLOGERNAS ÖGON I RYMDEN

Alltsedan urminnes tider har människan sett molnen ur g r o d p e r s p e k t i v. Fiskare, jordbrukare och andra som är beroende av vädret lärde sig att följa utvecklingen av molnhimlen.

Då vädertjänsterna upprättades för cirka 100 år sedan blev en av de viktigaste observationerna som utväxlades just m o l n o b s e r v a t i o n e r.

De första decennierna av 1900-talet lyckades den s.k. Bergenskolan i Norge att beskriva polarfront-cykloner bl.a. genom att 3-dimensionellt studera molnslag och molndrift. Molnslag och molnmönster avslöjar i hög grad vad som händer i troposfären där vädret utspelar sig.



Människans nyfikenhet och strävan uppåt har fört henne allt längre ut i rymden. 1957 skickades den första satelliten - SPUTNIK - upp. Tre år senare 1:a april 1960 var det dags för den första VÄDERSATELLITEN TIROS-1 att placeras i en polär bana runt jorden. Därmed fick meteorologerna en utmärkt plattform i rymden för att studera molnhimlen och väderskeenden ur 'f å g e l p e r s p e k t i v'.

De första satelliterna snurrade runt jordklotet i banor över polerna och de tog enkla TV-bilder i det synliga ljuset långt ifrån den kvalitet och upplösning vi får idag.

1967 placerade USA en satellit i en geosynkron bana över ekvatorn så att man fick bilder över de båda amerikanska kontinenterna varje timma. Man kunde då följa de tropiska orkanerna regelbundet.

Idag har de flesta platser på jorden möjlighet att ta emot data från både geostationära och polära satelliter.

De geostationära satelliterna ligger stilla relativt jorden och är placerade på cirka 36 000 km:s höjd. Den som vi har störst nytta av är METEOSAT som ligger över den punkt där 0°:s-meridianen skär ekvatorn.

De polära satelliterna har betydligt lägre banor, mellan 800 och 900 km:s höjd. Det innebär att ett varv tar omkring 100 minuter. I Sverige tar vi emot bilder både från de amerikanska TIROS-N och från de ryska METEOR-satelliterna.

Det vetenskapliga programmet för vädersatelliterna omfattar:

- 'B i l d t a g n i n g' av jorden i olika våglängdsområden med AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer).
- Bestämning av vertikalprofiler med TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder).
- Insamling och spridning av data.

Satelliterna förser oss med information både dag och natt. De sänder ner data till markstationer som omedelbart kan framställa bilder. Man kan lokalisera cykloner ute över havsområden där man i övrigt har få obsar - man kan se vilken intensitet de har och vilket utvecklingsstadium de nått. Över land kan man finna mindre vädersystem som annars är omöjliga att kartlägga med traditionella observationsmetoder. En så noggrann kartläggning som möjligt i både tid & rum av väder och av de parametrar som styr väderutvecklingen är en förutsättning för goda prognoser. Det anses allmänt inom den meteorologiska världen att satelliterna kommer att utgöra kärnan i framtida observations-system.



1. STRÅLNINGSLÄRA

1.1 STRÅLNINGSLAGAR

Från varje ämne - antingen detta är i fast, flytande eller gasformigt tillstånd - emitteras elektromagnetisk strålning, vars spektrala sammansättning dels beror av ämnet som sådant, dels på dess temperatur. Ju högre temperaturen är, desto större är intensiteten hos den utsända strålningen, vilken därför ofta benämns temperatur- eller värme-strålning. Gaser visar helt andra strålningssegenskaper än fasta och flytande substanser.

En ABSOLUT SVART KROPP:

- absorberar all elektromagnetisk strålning som infaller,
- emitterar en väl definierad mängd strålningsenergi vilken enbart beror på kroppens temperatur. Såväl fördelningen av strålningens intensitet på olika våglängder (frekvenser) som intensiteten hos den totalt utsända strålningen bestäms enbart av temperaturen vid kroppens yta.

Enligt PLANCKS LAG gäller:

$$B(\lambda, T) = \frac{2\pi h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{ch/\lambda kT} - 1}$$

$B(\lambda, T)$

Svartkroppsstrålningen utsänd av en enhetsyta över en halvsfär per tids- och våglängdsenhet.

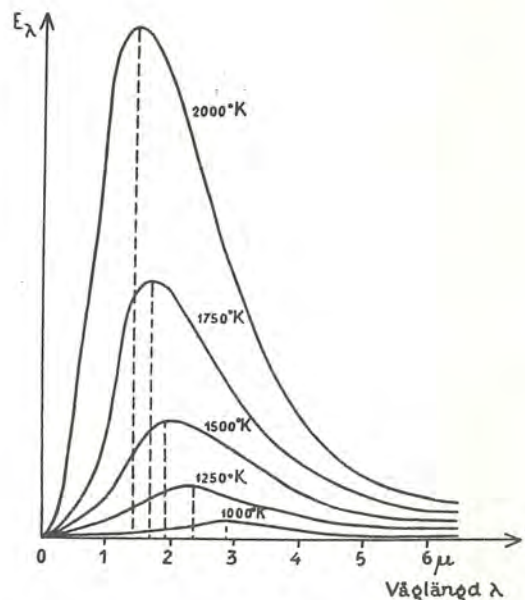
$h = 6.6256 \cdot 10^{-34} \text{ (Ws}^2\text{)}$
 $c = 2.99793 \cdot 10^8 \text{ (m/s)}$
 $k = 1.38044 \cdot 10^{-23} \text{ (Ws/K)}$
 $\lambda \text{ (m)}$
 $T \text{ (K)}$

Plancks konstant
Ljushastigheten i vakuum
Boltzmanns konstant
Våglängd
Temperatur

Fig. 1.1

Temperaturstrålning från en absolut svart kropp. (Illustration av PLANCKS LAG).

- Kurvorna visar strålningens spektrala fördelning vid olika temperaturer.
- Den totala strålningens intensitet representeras av ytan mellan respektive kurva och λ -axeln.
- Strålningsmaximum förskjuts mot kortare våglängd vid stigande temperatur.



Den totala energin från en absolut svart kropp med temperaturen T beräknas genom en summering av strålningsenergin från samtliga våglängdsintervall enligt

STEFAN BOLTZMANN'S LAG:

$$W(T) = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4$$

där $\sigma = 5.6696 \cdot 10^{-8} \text{ (Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}\text{)}$.

Den utsända strålningsenergin ökar således mycket snabbt vid stigande temperatur.

Strålningsmaximum erhålles ur WIENS FÖRSKJUTNINGSLAG:

$$\lambda_{\max} = \frac{2.898 \cdot 10^{-3}}{T} \quad (\lambda \text{ i m})$$

I naturen finns ingen absolut svart kropp även om en sotad yta kommer idealet mycket nära. Betrakta strålningen som infaller mot ett ämne. Strålning av en viss våglängd reflekteras till en del medan resten absorberas i ytan. Bråkdelen α_λ i förhållande till den infallande strålningen absorberas i ytan. En sådan kropp kan inte emittera samma mängd strålningsenergi som en svart kropp. Enligt KIRCHHOFFS LAG bestäms den emitterade strålningsenergin av:

$$e_\lambda = \alpha_\lambda B(\lambda)$$

e_λ = den från en kropp med en relativ absorption α_λ emitterade monokromatiska strålningsenergin med våglängden λ .

$B(\lambda)$ = den för samma våglängd emitterade monokromatiska svartkroppsstrålningen enligt Plancks lag.

Ett ämne som inte absorberar infallande strålning av en viss våglängd förmår inte heller utsända motsvarande våglängd i sin temperaturstrålning.

Specialfallet $\alpha_\lambda = 1$ dvs. all infallande strålning absorberas gäller en ABSOLUT SVART KROPP, som utsänder maximal strålning.

1.2 SOLSTRÅLNING

Solstrålningen benämnes ofta kortvågsstrålning och omfattar huvudsakligen våglängdsintervallet $0.29 - 4 \mu\text{m}$ (99% ligger inom detta intervall) med maximal intensitet vid $0.5 \mu\text{m}$.

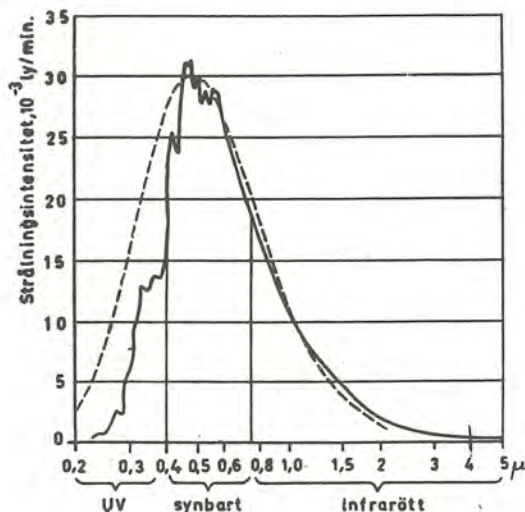
Solens ytemperatur anges vanligtvis till 6000°K eftersom solstrålningen motsvarar strålningen från en svart kropp av denna temperatur.

Fig. 1.2

Solstrålningens spektralkurva (utanför atmosfären).

Den streckade kurvan visar strålningen från en ABSOLUT SVART KROPP med temperaturen 6000°K .

De båda kurvorna är mycket nära varandra utom i det ultraviolette området.



1.3 TERRESTRISK STRÅLNING

Den terrestriska strålningen eller långvågsstrålningen omfattar huvudsakligen våglängdsintervallet $4-100 \mu\text{m}$ med maximal intensitet vid $10 \mu\text{m}$.

De viktigaste gaserna i atmosfären är de treatomiga molekylerna H_2O , CO_2 och O_3 .

Absorption by atmospheric gases

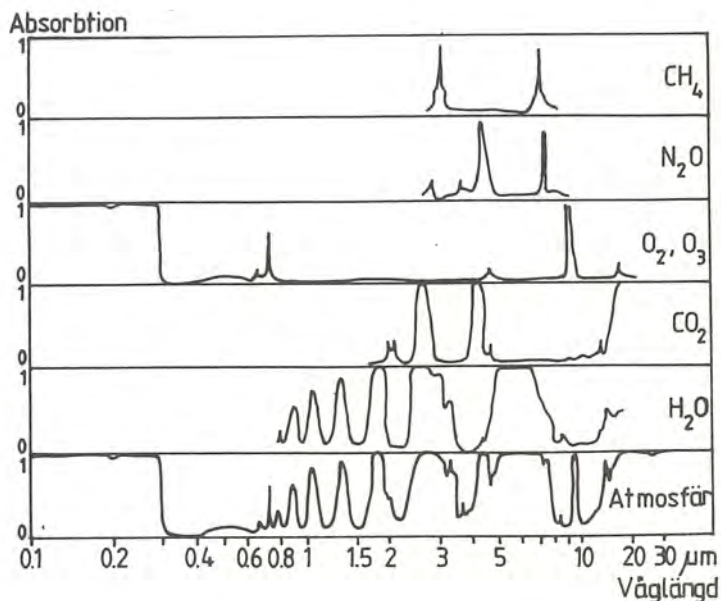
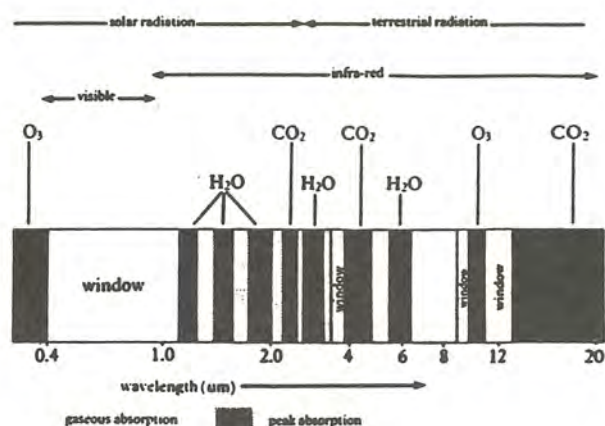


Fig. 1.3 ABSORPTIONSSPEKTRA.

- OZONET absorberar all strålning under 0.29 μm och skyddar oss från den skadliga ultravioletta strålningen. Vid 9.6 μm finns ett rotations-vibrationsband.
- KOLDIOXIDENS absorptionsband: 2.7, 4.3 och 13-17 μm. Absorptionsbanden är mycket kraftiga och trots sin obetydliga mängd kan koldioxiden i det närmaste betraktas som en svart kropp inom banden.
- VATTENÅNGANS absorptionsband: 1.1, 1.4, 1.9, 2.5-3.5 och 5-7 μm.
Halten av vattenånga varierar i atmosfären och med givna temperaturförhållanden kommer den atmosfäriska strålningen främst att variera med växlande halt av vattenånga, medan koldioxiden ingår med ett nästan konstant värde.
- ATMOSFÄRISKA FÖNSTER: 0.4 - 0.7 (1.1) Synligt ljus (nära infrarött)
3.5 - 4.0 μm LILLA atmosfäriska fönstret
8 - 9 μm
10 - 12 μm STORA atmosfäriska fönstret

En atomiga gaser utsänder strålning i separata linjer.

När en elektron övergår från en högre energi E_2 till en lägre E_1 utsänds elektromagnetisk strålning med en frekvens som är proportionell mot energidifferensen $E_2 - E_1$. Vid absorption sker det omvända.

Fleratomiga gaser har även andra energiövergångar. Molekylernas atomer vibrerar i förhållande till sina medellägen och hela molekylen roterar kring sin tyngdpunkt.

Energiövergångar kan ske genom en kombination av dessa tre olika energisprång. Strålningen utsänds därför i ett stort antal linjer, vilka förenar sig i grupper s. k. spektrallinjer.

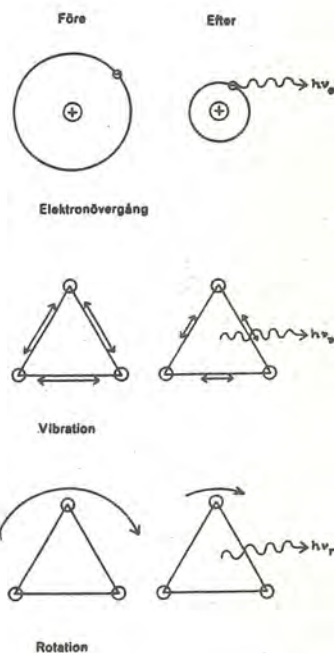


Fig. 1.4 ENERGIÖVERGÅNGAR.

1.4 MÄTNINGAR I ATMOSFÄRISKA FÖNSTER

Inom vissa våglängdsområden är atmosfären 'genomskinlig' för strålning vilket man utnyttjar vid satellitbilda-'fotografering'.

Betrakta en kropp eller en yta vars svartkroppsstrålning man vill mäta. Vilka strålningsflöden kommer då in i 'bilden'.

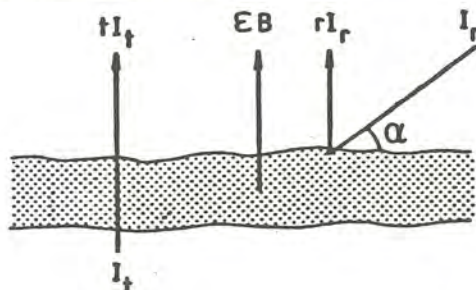


Fig. 1.5 RADIANSER som når satelliten från en kropp eller yta.

- Av den infallande solstrålningen $I_r(\lambda)$ reflekteras delen $r(\lambda, T)$ in i radiometern. Förhållandet mellan den reflekterade och infallande strålningen kallas **a l b e d o**.
- Från en källa med intensiteten $I_t(\lambda)$ u n d e r den betraktade kroppen transmitteras delen $t(\lambda, T)$ igenom.
- Enligt Kirchhoffs lag kan en kropp bara emittera energi i band där den själv kan absorbera strålning. I stället för absorptionskoefficienten används därför ofta benämningen **e m i s s i v i t e t** $\epsilon(\lambda, T)$.
E m i s s i o n e n från kroppen blir då:

$$\epsilon(\lambda, T) B(\lambda, T)$$

- TOTALA RADIANSER $I(\lambda, T)$ från kroppen erhålls genom följande summation:

$$I(\lambda, T) = \underbrace{\epsilon(\lambda, T) B(\lambda, T)}_{\text{EMISSION}} + \underbrace{r(\lambda, T) I_r(\lambda)}_{\text{REFLEKTION}} + \underbrace{t(\lambda, T) I_t(\lambda)}_{\text{TRANSMISSION}}$$

För koefficienterna gäller:

$$\epsilon(\lambda, T) + r(\lambda, T) + t(\lambda, T) = 1$$

a. Mätning i synligt ljus (VIS = Visible light).

Eftersom jordytans och molnens temperatur är så mycket lägre än solens kan transmissions- och emissions-termerna försummas. Endast det reflekterade sol-ljuset återstår.

$$I(\text{vis}) = r(\text{vis}) S \sin \alpha$$

där S är solstrålningens intensitet. Mätningen ger information om ytans reflektivitet. Om ytan är ett moln gäller ekvationen endast om det är tjockt och tät.

b. Mätning i det infraröda ljuset (IR = Infra Red).

Inom de atmosfäriska fönstren är reflektiviteten låg hos de flesta kroppar samtidigt som solstrålningen antar låga värden (åtminstone $\lambda > 5 \mu\text{m}$). Ekvationen kan då reduceras till:

$$I_{\text{IR}}(T) = \epsilon_{\text{IR}} \cdot B_{\text{IR}}(T)$$

som gäller för jordytan och t j o c k a moln. Land, hav och tjocka moln har i många fall emissiviteten nära 1 och infraröda bilder kan betraktas som termiska kartor över jordytan och molntopparna, ty den uppmätta radianzen är direkt relaterad till svartkroppstemperaturen.

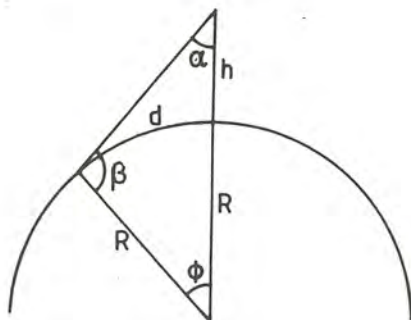
Om molnen i n t e är tjocka är $\epsilon < 1$ och svartkroppstemperaturen hos molntoppen är då l ä g r e än den verkliga temperaturen. Transmissiviteten hos molnet $t = 1 - \epsilon$ är då skild från 0 och strålning från lägre moln och jordyta - vilka i regel är varmare - ger upphov till en ö k a d strålning. Dessa två effekter verkar i olika riktningar men resultatet blir ändå att molnet ser v a r m a r e ut än i verkligheten och molntoppens höjd underskattas.

2. SATELLITER

2.1 BANBETRAKTELSE

Då satellitens bana skall bestämmas måste hänsyn tas till följande 3 faktorer:

1. YTAN som varje bild skall täcka.



h : Satellitens höjd.

R : Jordradien.

d : Sträckan som motsvarar halva bildsidan.

α : Halva kamerans öppningsvinkel.

Fig. 2.1
Beräkning av bildytan.

Sinusteoremet ger:

$$\begin{aligned}\sin \beta &= \frac{R+h}{R} \sin \alpha \\ \phi &= 180 - (\alpha + \beta) \\ d &= \frac{2\pi}{360} \phi R\end{aligned}$$

d och därmed ytan blir större ju högre satelliten går.

2. UPPLÖSNINGEN är i huvudsak bestämd av den yta som fotografiet täcker och antalet avsökningslinjer som bilden är uppbyggd av. Om bilden t.ex. täcker en yta med sidan 3200 km och antalet avsökningslinjer är 800 blir medel-upplösningen $3200 / 800 = 4$ km. I verkligheten är upplösningen bäst i centrum och avtar mot kanterna.

3. OMLOPPSTIDEN T för en cirkulär bana kan man beräkna med hjälp av KEPLERS 3:e LAG. Då erhåller man satellitens omloppstid:

$$T = 84.4 \left(1 + \frac{h}{R} \right)^{3/2} \text{ minuter.}$$

Omloppstiden blir längre när höjden ökar.

Man brukar dela in satelliterna i 2 huvudtyper - beroende på deras placering i rymden - nämligen:

- GEOSTATIONÄRA -

- POLÄRA -

2.2 GEOSTATIONÄRA SATELLITER

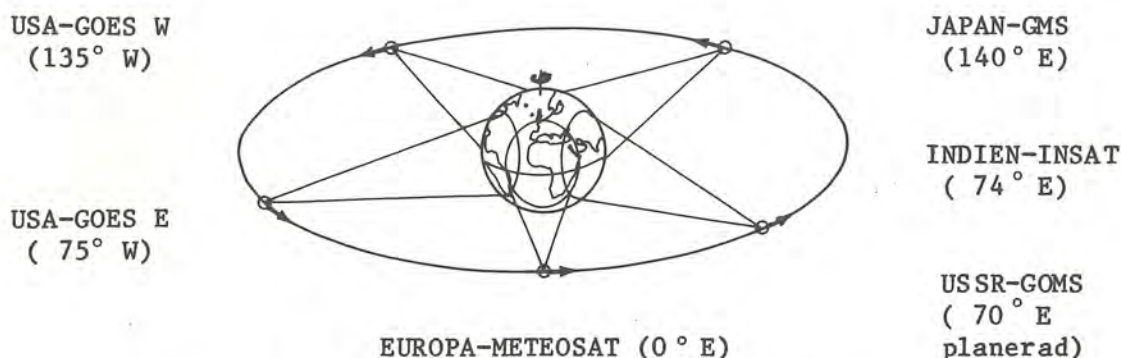


Fig. 2.2 Det GEOSTATIONÄRA satellit-systemet.

METEOSAT är den Europeiska Vädtersatelliten som utvecklats av ESA (European Space Agency) där även Sverige medverkar. Den 'ligger' över ekvatorn på 0°-meridianen.

De geostationära satelliterna har samma omloppstid som jorden dvs. 23 timmar och 56 minuter. (Samtidigt som jorden roterar ett varv runt sin egen axel på ett dygn roterar den ett varv runt solen på ett år. Därför blir omloppstiden 4 minuter kortare än 24 timmar).

För att stå stilla i förhållande till jorden skall satelliterna befinna sig på en höjd av 35 800 km ovanför jordytan.

METEOSAT är totalt 3.2 m lång och den cylindriska kroppen har en diameter på 2.1 m. Satelliten roterar 100 varv i minuten runt sin egen axel, som är nästan parallell med jordens nord-syd axel.

De första vädtersatelliterna tog 'ögonblicksbilder' som på elektronisk väg av-söktes och skickades till jorden enligt facsimile-principen. Idag använder man sig istället av en teknik där jorden själv fungerar som den bild man p u n k t för p u n k t & l i n j e för l i n j e låter avsöka med en s.k. 'scanning radiometer'.

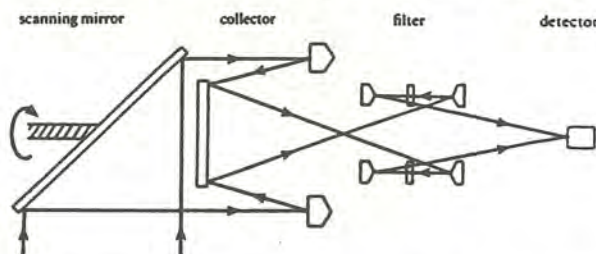


Fig. 2.3 Schematisk bild av en RADIOMETER.

Varje gång satelliten roterar ett varv avsöks en linje som ligger ≈ 5 km nord-ligare än den tidigare linjen. Bilden genereras på så sätt från OST till VÄST genom satellitens egen rotation, och från SYD till NORD genom en steg-mekanism hos teleskopet.

Eftersom rotationshastigheten är 100 varv/minut och avsökningen tar 25 minuter, erhåller man 2500 linjer - varje linje innehåller 2500 samplers. Under de 2 1/2 minuter det tar för radiometern att återvända till utgångsläget, sker en svart-kropps-kalibrering. Under ytterligare 2 1/2 minuter äger en stabilisering rum innan ett nytt svep kan börja. Sammanlagt tar det alltså 30 minuter mellan två konsekutiva bilder.

Radiometern har 3 spektrala kanaler som mäter radiansten i:

- Synligt ljus (VIS) 0.4 - 1.1 μm
- Vattenånga (WV) 5.7 - 7.1 μm
- Infrarött ljus (IR) 10.5 - 12.5 μm

Varje bild genereras samtidigt i de tre spektrala kanalerna.

För att få dubbelt så hög upplösning i det synliga ljuset finns t v å visuella detektorer. Vattenånge-kanalen använder samma insamlingselektronik som en av de två visuella kanalerna. De gånger som WV-kanalen används blir alltså upplösningen sämre på de visuella bilderna.

Spektrala band	VIS	WV	IR
Antal kanaler	2	1	1
Antal linjer/bild	5000 (2500 *)	2500	2500
Antal pixlar/linje	5000	2500	2500
Upplösning i SSP	2.5km (5km *)	5 km	5 km

* när en VIS-kanal delas med WV-kanalen.

Upplösningen är icke-linjär och avtar ju längre norrut man kommer. Rakt under satelliten är bildelementens storlek i VIS-kanalen 2.5×2.5 km, över södra Sverige 3×6 km och över mellersta Norrland cirka 4×10 km.

Data från varje bildelement (pixel) omvandlas från en analog till en digital signal och lagras i ett korttidsminne ombord på satelliten tills hela linjen är insamlad. Varje linje innehåller VIS, WV och IR-data. Rådata transmitteras sedan linje för linje i kvasi-realtid till DATTS (Data Acquisition, Telemetry and Tracking Station) i Odenwald (Västtyskland). Signalerna uppfångas av en parabolantenn som är 15 m i diameter. Rådata överförs därefter med en landbaserad datalänk till MGCS (Meteosat Ground Computer System) och MCC (Meteosat Control Centre) i Darmstadt - 15 km därifrån.

Fel och defekter som insmugit sig i rådata måste filtreras bort. Det kan gälla fel som varierar från bild till bild, men också variationer inom en bild.

Ingen geostationär satellit har en absolut fix position i förhållande till jorden. Avvikelsen mellan den aktuella bilden och ideal- eller referens-bilden brukar benämnas deformation. Korrekationer införs med hjälp av en detektering av horisonten och kända landkonturer. Bilden förses med gridpunkter, landkonturer, klockslag, kanal, data m.m. En transformation till polarstereografisk projektion är också möjlig i skala 1:10 milj. för direkt användning i analysarbetet.

Distributionen till mottagaren kan ske på flera sätt (t.ex. med post). Man har valt att använda satelliten själv som en relästation. Den bearbetade bilden sänds på så sätt i d i g i t a l form tillbaka till satelliten, som vidarebefordrar signalerna till avancerade mottagarstationer PDUS (Primary Data Users Station). Signaler som överförts i a n a l o g form skickas också ut och kan mottagas av enklare stationer SDUS (Secondary Data Users Station). Information till SDUS sänds som bildsektorer.

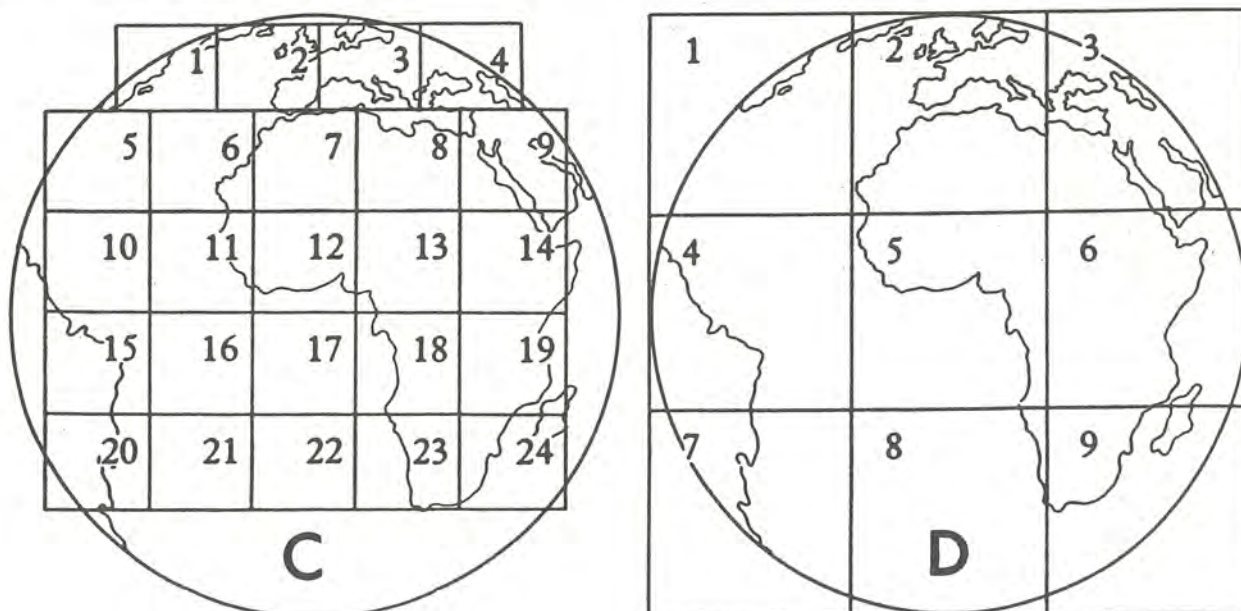


Fig. 2.4 Bildsektorer från Meteosat. C2+C3 (VIS) & D(2) (IR) tas emot på SMHI.

Satellitbilderna kan transformeras till den SKALA man önskar. Det är också möjligt att få den KARTTRANSFORMATION man vill ha.

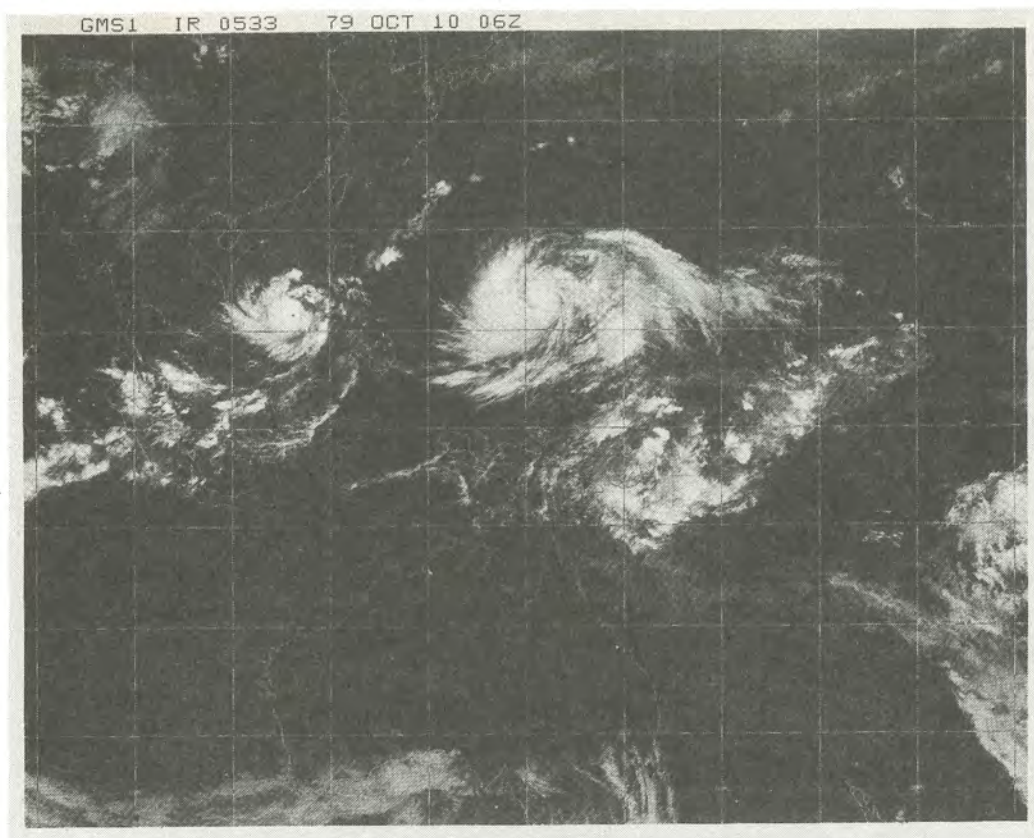


Fig. 2.5a 79-10-10 06Z GMS1 IR.
MERCATOR-projektion.

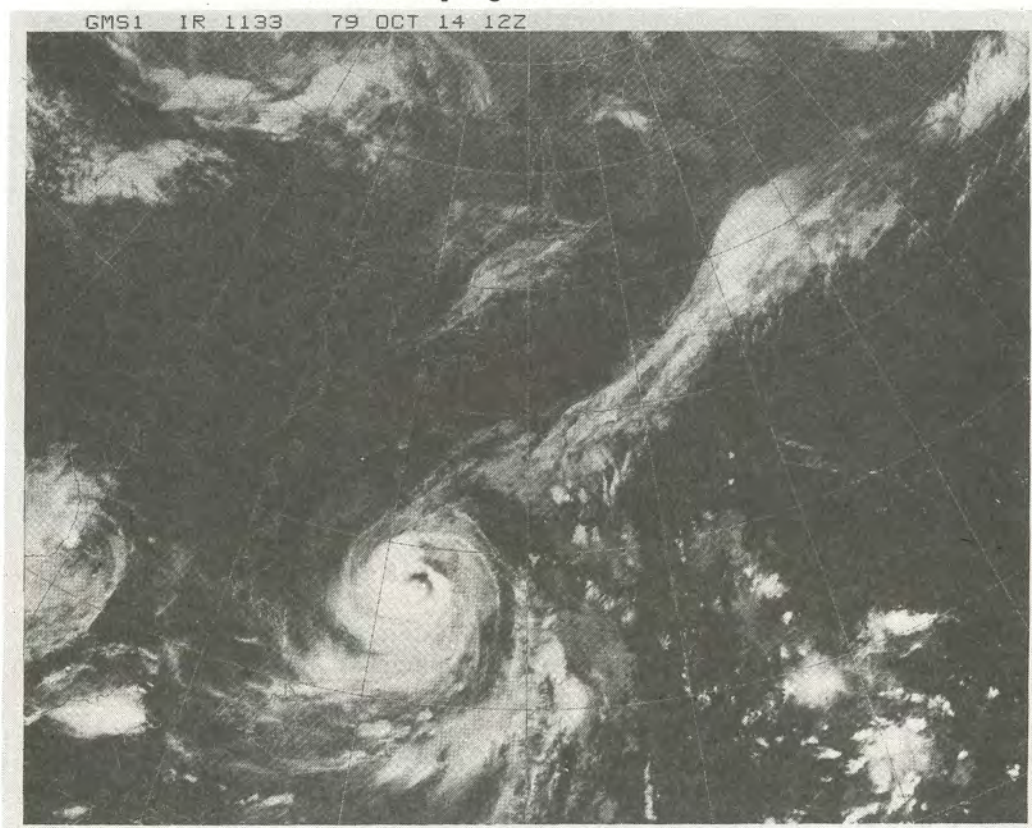


Fig. 2.5b 79-10-14 12Z GMS1 IR.
POLARSTEREOGRAFISK projektion.
Genom att välja skala 1:10 milj.
kan man direkt använda denna
bild i analysarbetet.

KANALERNAS EGENSKAPER

VIS-kanalen

Våglängdsområde	0.4 - 1.1 μm .
Strålningskälla	Reflekterat ljus.
Upplösning	2.5 km i SSP.
Gråskala	Stor reflektivitet indikeras vitt. Liten " " " svart.

Omkring hälften av solenergin faller inom det synliga ljuset. Det första 'stora' atmosfäriska fönstret (0.4-0.8 μm) inkluderar helt det synliga ljuset. Sensorerna mäter det reflekterade solljuset och de uppmätta radianserna är ett mått på reflektiviteten hos moln och jordyta. Reflektiviteten kallas ofta albedo. Medelvärdet på albedot för systemet jord-atmosfär är 40%. Det innebär alltså att fyra tiondelar av den inkommande solstrålningen återvänder till rymden utan att våglängden förändras.

Molnen och jordytans ljushet beror på 3 faktorer:

- solstrålningens intensitet
- solhöjden
- reflektiviteten hos den bestrålade kroppen.

Eftersom den visuella kanalen också mäter en bit in i nära infrarött där grön vegetation reflekterar ganska bra - när solen står tillräckligt högt - har man god kontrast mellan land och hav.

Barrskog har lägre albedo än lövskog.

Grönbeväxta områden har lägre albedo än arida områden.

Moln är i allmänhet goda reflektorer. Reflektiviteten beror av:

- Molnets tjocklek och täthet.
- Molnpartiklarnas natur. Ett moln bestående av vattendroppar ser ljusare ut än ett lika tjockt moln, som enbart består av iskristaller.
- Molnpartiklarnas storlek har också en viss betydelse. Stora molnpartiklar reflekterar mer än de mindre.

Ett tunt moln kan se ljusare ut om den underliggande ytan har ett högt albedo som ökar ytans nettostrålning.

I operationell vädertjänst har kvantitativa värden på albedot haft mindre betydelse, det viktiga är kontrasterna dvs. gradienten av reflektiviteten.

De flesta moln syns bra mot jordytan, men det finns två signifikanta undantag:

- Om jordytan är snö- eller istäckt försvinner kontrasten.
- På liknande sätt kan semi-transparenta cirrusmoln undgå upptäckt om de ligger ovanför en ljus landyta t.ex. en öken eller ovanför ett annat moln.

Solspegel:

Vattenytor har normalt låg reflektionsförmåga och därför är de mörka. Men det finns ett undantag och det är i den punkt där solen speglar sig. Utseendet på ljusfläcken varierar i storlek, form och intensitet beroende på:

- a) geometrin
- b) egenskaper hos bildinsamlingssystemet
- c) vattenytans tillstånd
- d) halten av aerosoler i låga nivåer.

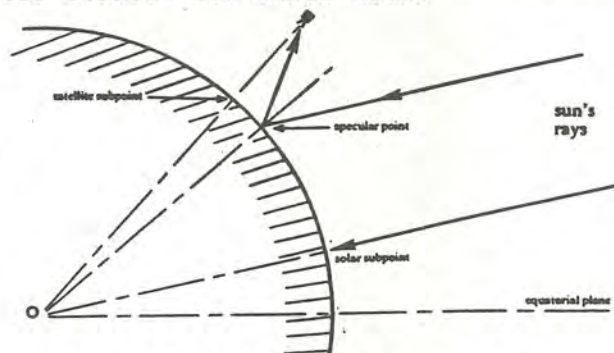


Fig. 2.6 Solspegelns geometri.

När en vattenyta är ganska lugn är spegelbilden av solen koncentrerad och ljuslysande, starkast just i spegel-punkten (SP=Specular Point). Detta är den punkt på vattnet vid vilken solstrålningens infallsvinkel mot jordytan är lika stor som reflektionsvinkeln mot satelliten. M. a. o. är spegel-punkten området på vattenytan där satelliten ser solens spegelbild. När vinden ökar och krusningarna hos vattenytan blir större upphör havet att vara en 'plan' spegel och blir i stället otaliga små speglar. Solspegeln blir då större och diffusare.

Solspeglar kan bara uppträda i området mellan satellitens och solens projektion på jordytan (sub-point). Därför observerar de geostationära satelliterna endast solreflexer i tropikerna mellan 23.5° N och 23.5° S. Spegelytan är liten, cirkulär och kraftigt lysande när satellitens och solens projektioner ligger nära varandra, medan den är oval och diffus när de är långt från varandra.

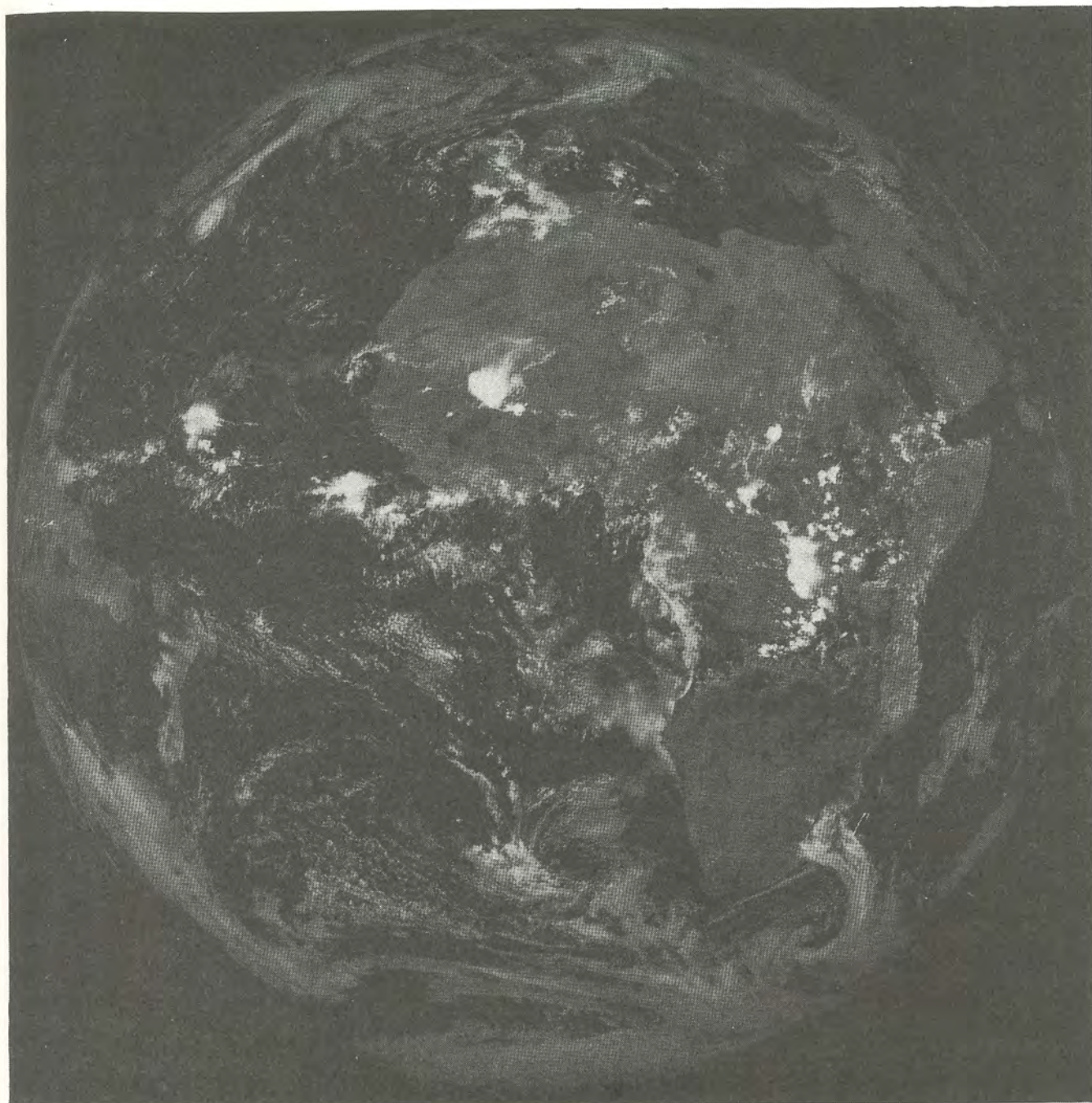


Fig. 2.7 79-09-13 12.25Z Meteosat VIS.
VISUELL bild från METEOSAT.

IR-kanalen

Våglängdsområde	10.5 - 12.5 μm .
Strålningskälla	Temperaturstrålning.
Upplösning	5 km i SSP.
Gråskala	Mycket strålning indikeras svart. Lite " " vitt.

IR-kanalen mäter i det STORA atmosfäriska fönstret. Inom detta våglängdsområde är reflektiviteten praktiskt taget noll hos de flesta kroppar och man kan alltså bortse från den. Däremot är emissiviteten nära 1 hos land, hav och tjocka moln och dessa ytor kan antas stråla som svarta kroppar. Radianserna som mäts från satelliten är direkt kopplad till svartkroppps-temperaturen i enlighet med Stefan Boltzmanns lag.

Strålningen från varje bildelement (pixel) registreras i radiometern som en spänning. Spänningen omvandlas i digital form i $2^8 = 256$ nivåer och transmitteras efteråt till jorden i en skala från noll till 255. Dessa nummer motsvarar bildens gråskala och efter bild-processing kan en fotografisk bild framställas av jorden. För de flesta ändamål är 256 nivåer en för bred skala. Vid fotografisk bildframställning reduceras skalan i allmänhet till $2^5 = 32$ nivåer. När facsimile-överföring används räcker det med $2^4 = 16$ nivåer eller gråtoner.

IR-bilden utgör alltså en termisk karta av jorden och molntopparna, där låga värden motsvarar låga temperaturer. För att lättare kunna jämföras med VIS-kanalen i n v e r t e r a s radianserna så att:

- k a l l a ytor indikeras v i t a
- v a r m a ytor indikeras s v a r t a.

De visuella bilderna har i allmänhet dålig kontrast mellan moln, medan de olika molnskikten framträder mycket bättre i IR-kanalen. Som nämnts tidigare så är tunna cirrusmoln nästan omöjliga att observera i VIS-kanalen. Däremot är de mycket lätta att se på IR-bilderna eftersom de är mycket kalla och är därför markant v i t a.

Temperaturvariationer som normalt inträffar mellan dag och natt, olika årstider och latituder påverkar naturligtvis också IR-bilderna. Medan de visuella bilderna bara kan utnyttjas dagtid, kan IR-bilderna användas dygnet runt vilket är oerhört värdefullt.

Dagtid är landytorna varma och framträder svartast medan de kallare vattenytorna är grå. Natttid kan denna kontrast försvinna och allt 'flyter' ihop. Vid vissa tillfällen är landytan kallare än vattnet och grånyanserna är de omvända dvs. vattenytorna är mörkast.

När luckor i molntäcket är mindre än upplösningen hos radiometern, kommer varmare strålning från underliggande ytor att kombineras med strålning från molntoppen. Detta resulterar i ett inkorrekt värde för molnet åt det varmare hållet och reducerar kontrasterna. Detta gäller också för tunna moln där transmissiviteten inte är noll.

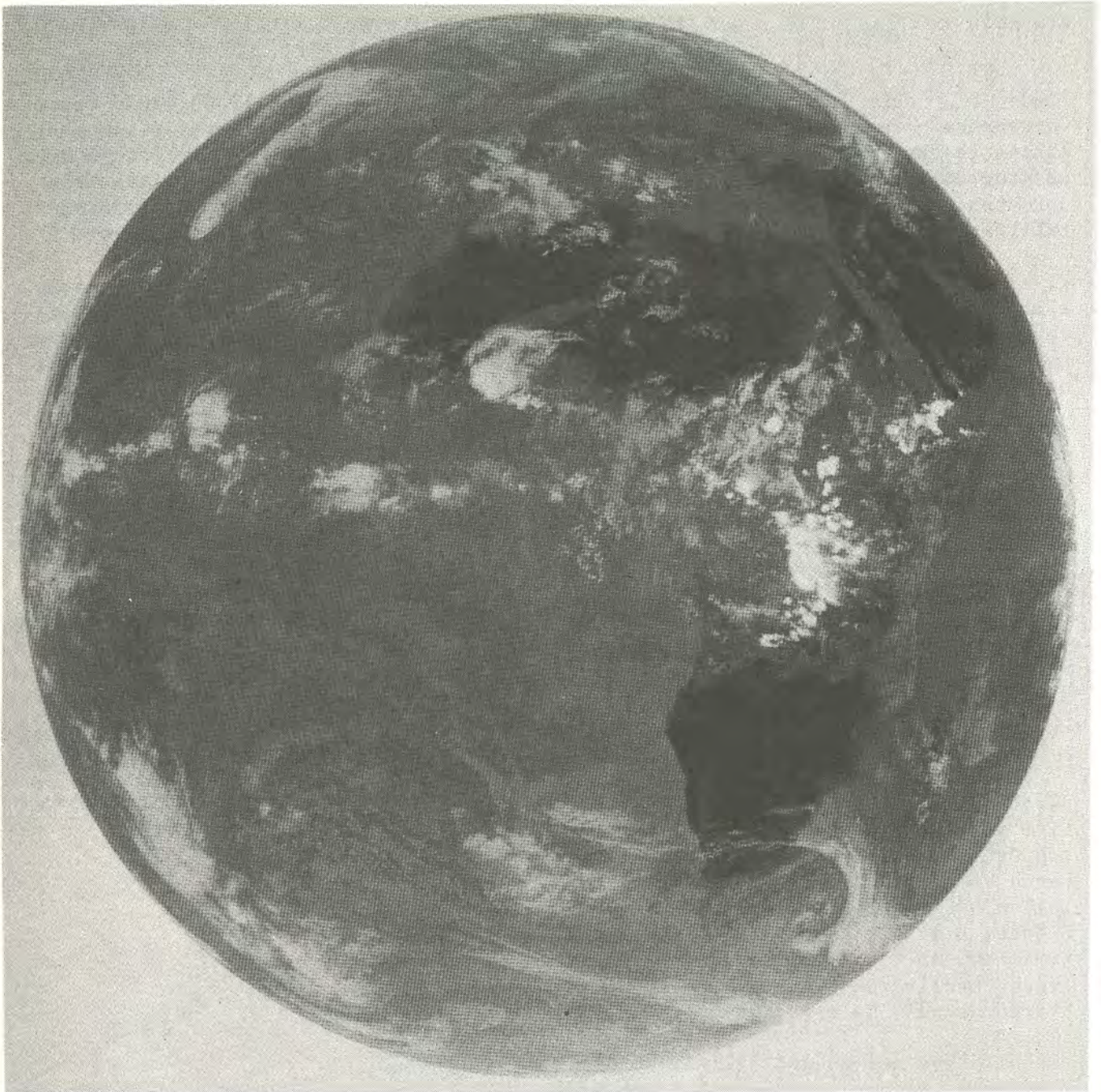


Fig. 2.8 79-09-13 12.25Z Meteosat IR.
INFRARÖD bild från METEOSAT.

WV-kanalen

Våglängdsområde
Strålningskälla

5.7 - 7.1 μm .

Temperaturbestämd strålning från
vattenångan i atmosfären.

Upplösning

5 km.

Gråskala

Mycket strålning indikeras svart.

Lite " " vitt.

Både VIS- och IR-kanalerna utnyttjar atmosfäriska fönster till skillnad från vattenånga - kanalen. Här vänder man i stället på steken och utnyttjar vattenångans absorptionsband. Absorptionen inom våglängdsintervallet 5.7 - 7.1 μm är så stor att även om det är 'snustorrt' kan ingen strålning nå satelliten från jordytan. På grund av absorptionen kommer den strålning som indikeras från satelliten huvudsakligen ha sitt ursprung från ovansidan av vattenånga-skiktet.

I en relativt torr atmosfär kommer de lägre luftlagren att ge ett större bidrag till den integrerade radianzen än i en fuktig luftpelare. På WV-bilderna motsvarar de mörka partierna höga temperaturer från nedre troposfären. De ljusa områdena motsvarar låga temperaturer från högre nivåer. Under alla förhållanden är det fråga om mycket svag strålning, så man måste ha känsliga sensorer.

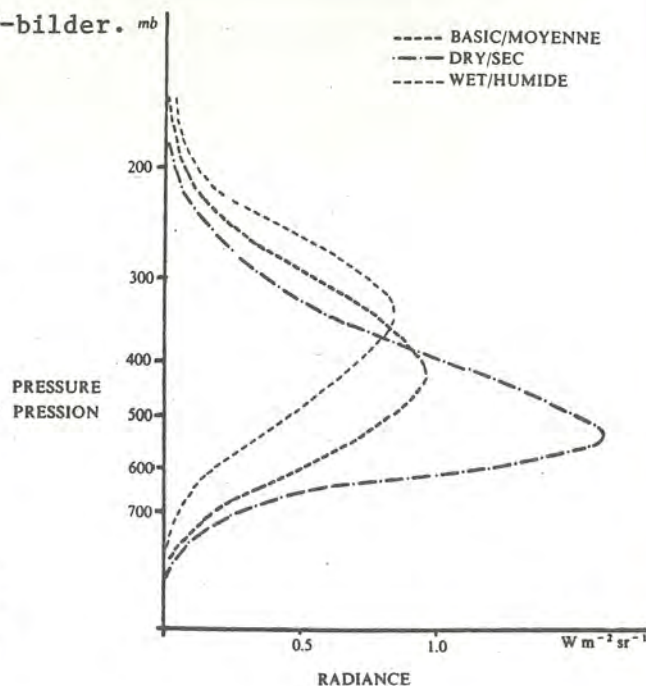
Gråskala	Fuktighetsfördelning
svart - mörkgrått	t o r r t i alla nivåer eller fuktigt bara i lägsta nivån
mellangrått - ljusgrått	'medelfuktigt' i mellersta eller övre troposfären
vitt	f u k t i g t i alla nivåer och/eller täta medelhöga/höga moln

Tabell 2.1 Riktlinjer för tolkning av WV-bilder. mb

WV-bilderna är i stort sett representativa för fuktighetsinnehållet i mellersta och övre troposfären. Bidrag till fuktigheten kommer i allmänhet från troposfären mellan 800 mb (2 km) och 250 mb (11 km). Största bidragen kommer från intervallet 500 - 300 mb (5 - 7.5 km). I tropikerna ligger medelvärdet på 8 km och i polartrakterna på 4 km:s höjd.

WV-bilderna ger en god bild av strömningsmönstret. Även i områden som är molnfria får man en idé om strömningen i mellersta och övre troposfären.

Fig. 2.9 Bidragsfunktioner för 3 modell-atmosfärer. Lägg märke till att ju torrare atmosfären är desto mer bidrag kommer från lägre nivåer.



- + FÖRDELARNA att ha en satellit som står stilla över ekvatorn är att:
 - samma område täcks in hela tiden. Området är stort och överskådligt.
 - korta, regelbundna tidsintervall mellan bilderna (30 minuter)
(på SMHI tas bilderna för närvarande emot var 3:e timma).
- NACKDELEN är att upplösningen i rummet blir allt sämre närmare polerna.

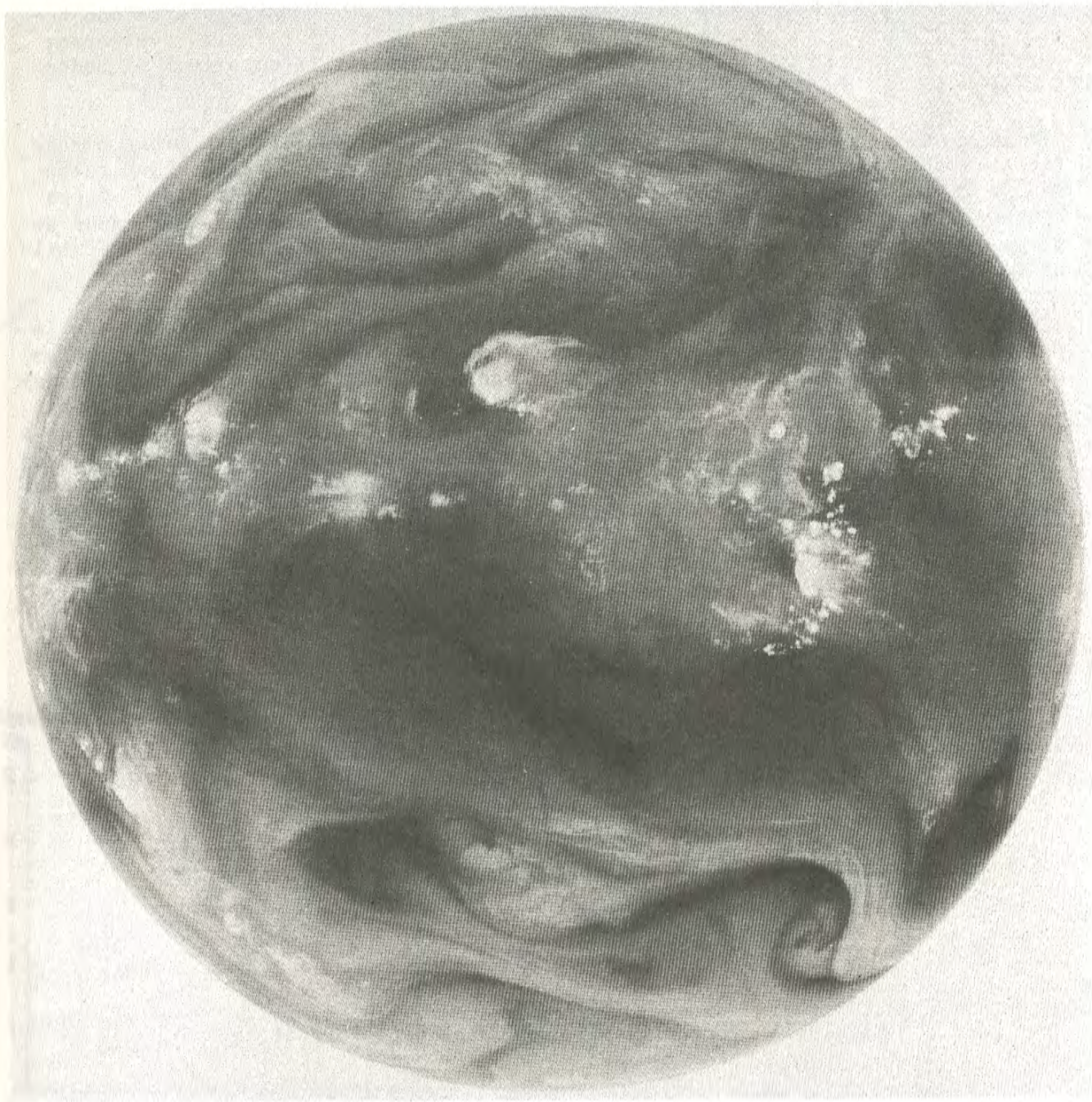


Fig. 2.10 79-09-13 11.55Z Meteosat WV.
VATTENÅNGE-kanalen från METEOSAT.

2.3 POLÄRA SATELLITER

De polära satelliterna kretsar i ett fast plan medan jorden roterar inuti. Höjden över jordytan är 800-900 km med omloppstider på cirka 100 minuter. Satelliterna gör drygt 14 varv per dygn och täcker alla områden på jorden minst 2 ggr. om dygnet - en gång på nordgående och en på sydgående. När satelliten rört sig ett varv har jorden rört sig 25 grader vid ekvatorn. Ju närmare polerna man befinner sig desto fler passager kan man utnyttja, eftersom bilderna överlappar varandra. 4 gånger/dygn passerar satelliten över svenskt territorium. I södra Sverige kan man utnyttja 8 passager, i norra ända upp till 12 passager.

En *s o l s y n k r o n* bana innebär att satelliten passerar ett visst område vid ekvatorn samma lokala tid varje dygn. P. g. a. jordens rörelse kring solen skulle en solsynkron bana inte vara möjlig om banplanet vore helt fixt. Detta måste nämligen vrida sig 360° på 365 dygn. Eftersom jorden inte är helt rund är denna *p r e c e s s i o n s r ö r e l s e* möjlig genom att låta banplanet bilda en lämplig vinkel med ekvatorsplanet.

Om satellitens bana vore sådan att den passerade lodrätt över polerna skulle detta få oönskade konsekvenser, eftersom banan står 'fast' i rummet (gyro-principen). Det skulle medföra att en middags- och en midnattspassage efter 3 månader - då jorden rört sig en fjärdedel av sin bana runt solen - i stället skulle bli en morgon- och kvällspassage. Efter ytterligare ett kvartal återigen middags- & midnattspassager men med motsatt rörelseriktning. Med kännedom om jordens utseende kan man kompensera mot denna oönskade effekt. Jordklotet är nämligen inte helt klotformigt.

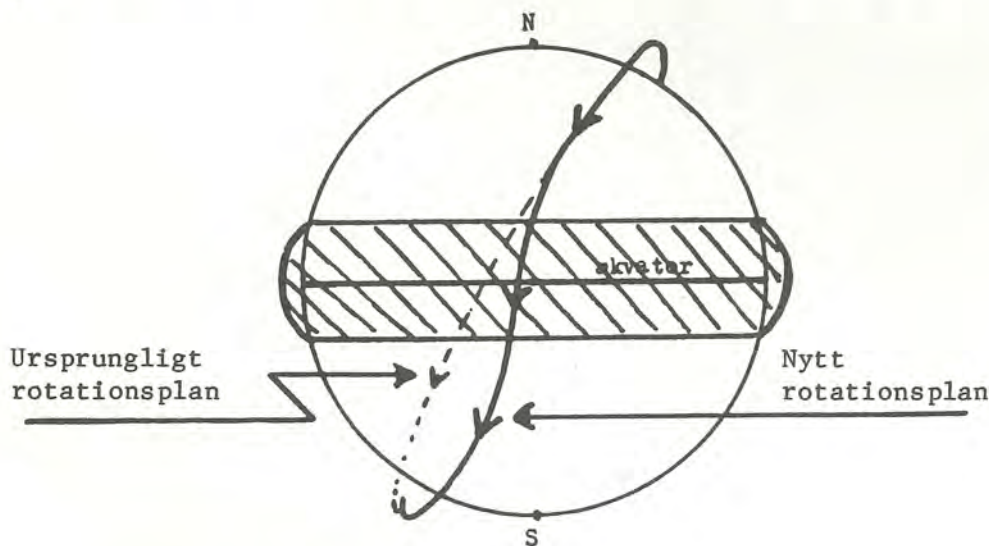


Fig. 2.11 Förenklad bild av banplanets förändring.

P.g.a. sin rotation är jorden tillplattad vid polerna. Avståndet från jordens centrum till polerna är faktiskt 25 km kortare än avståndet till ekvatorn. Det är jordens dragningskraft som håller fast satelliten i sin bana och denna kraft är proportionell mot massan.

Om satelliten närmar sig ekvatorn i en vinkel som inte är vinkelrät, kommer den att tryckas mot ekvatorn eftersom massan där är större. Tvärt emot sker när den fjärrnar ekvatorn. Det ursprungliga banplanet förskjuts därmed en aning i rummet.

Det finns ett bestämt samband mellan hastigheterna (och därmed höjden) och den vinkel satelliten skall skära ekvatorn med, för att banplanet skall vrida sig 360° på ett år.

De amerikanska NOAA-satelliterna, ingående i TIROS-N serien, är placerade i solsynkrona banor 850 km över jordytan. Omloppstiden är då 102 minuter och banplanet lutar 99° . De ryska polära METEOR-satelliterna är däremot i n t e solsynkrona.

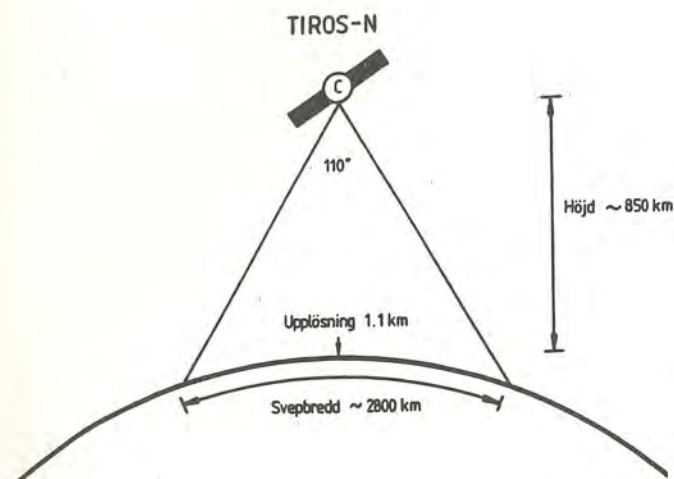


Fig. 2.12 NOAA.

De amerikanska NOAA-satelliterna rör sig i banor på cirka 850 km:s höjd. Eftersom radiometerns öppningsvinkel är 110 grader täcker de upp ett område som är 280 mil brett.

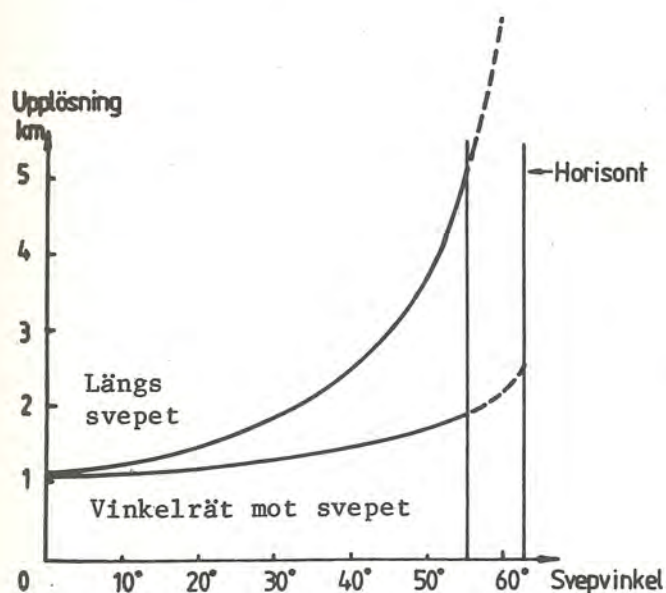


Fig. 2.14a Upplösningens avtagande utåt bildkanterna.

Eftersom svepbredden är 2800 km och antalet bildelement är 2048 blir upplösningen $2800/2048 = 1.1$ km i SSP (Sub Satellite Point). Upplösningen är bäst rakt under satelliten men avtar alltmer utåt bildkanterna.

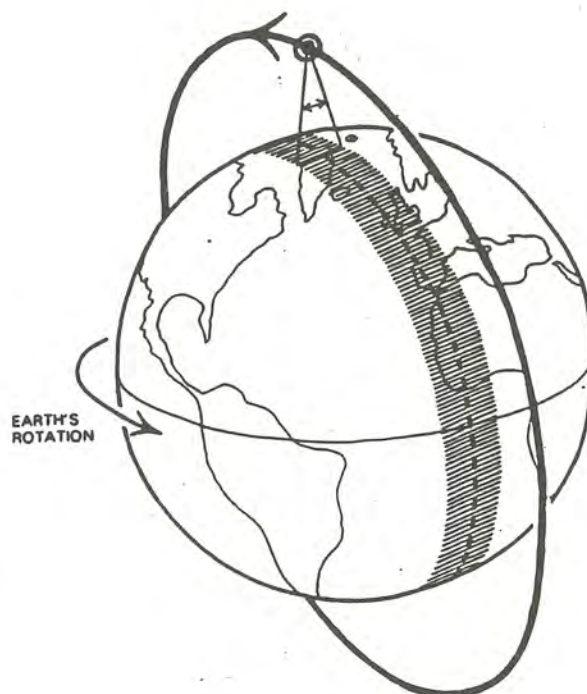


Fig. 2.13 Schematisk bild som visar NOAA:s bana och avsöknings-procedur (SCANNING).

Under tiden satelliten rör sig i sin bana roterar radiometern och avsöker jorden vinkelrätt mot banan. Bilden genereras:

- LÄNGS banan p.g.a. satellitens rörelse.
- VINKELRÄTT mot banan p.g.a. radiometerns rotation.

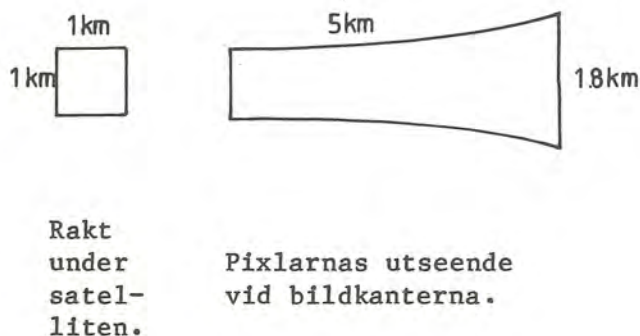


Fig. 2.14b Bildelementens utseende på satellitbilderna.

Rakt under satelliten är bildelementen (pixlarna) kvadratiska. Ju längre utåt bildkanten man kommer desto större och mer utdragna blir bildelementen och därmed minskar bildupplösningen.

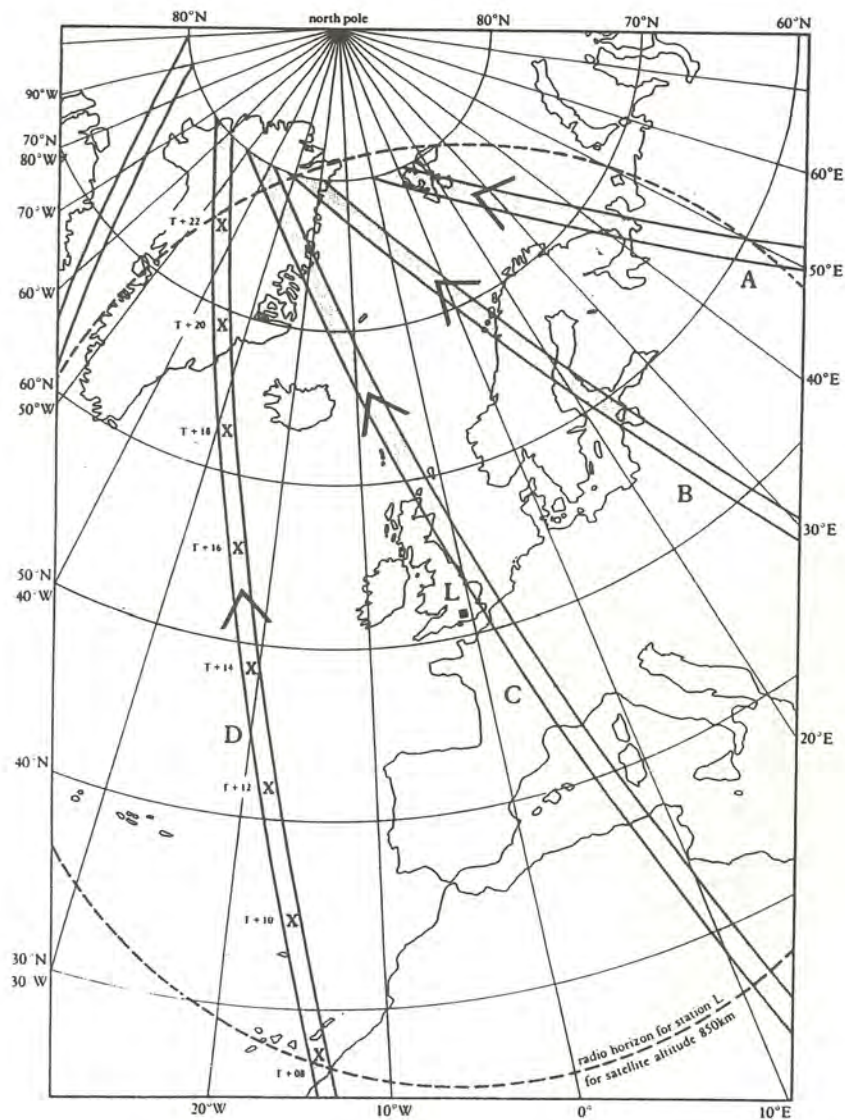


Fig. 2.15a Exempel på successiva satellitbanor. (A,B,C & D markerar olika varv. På varv D indikeras SSP i 2-minutersintervall.)

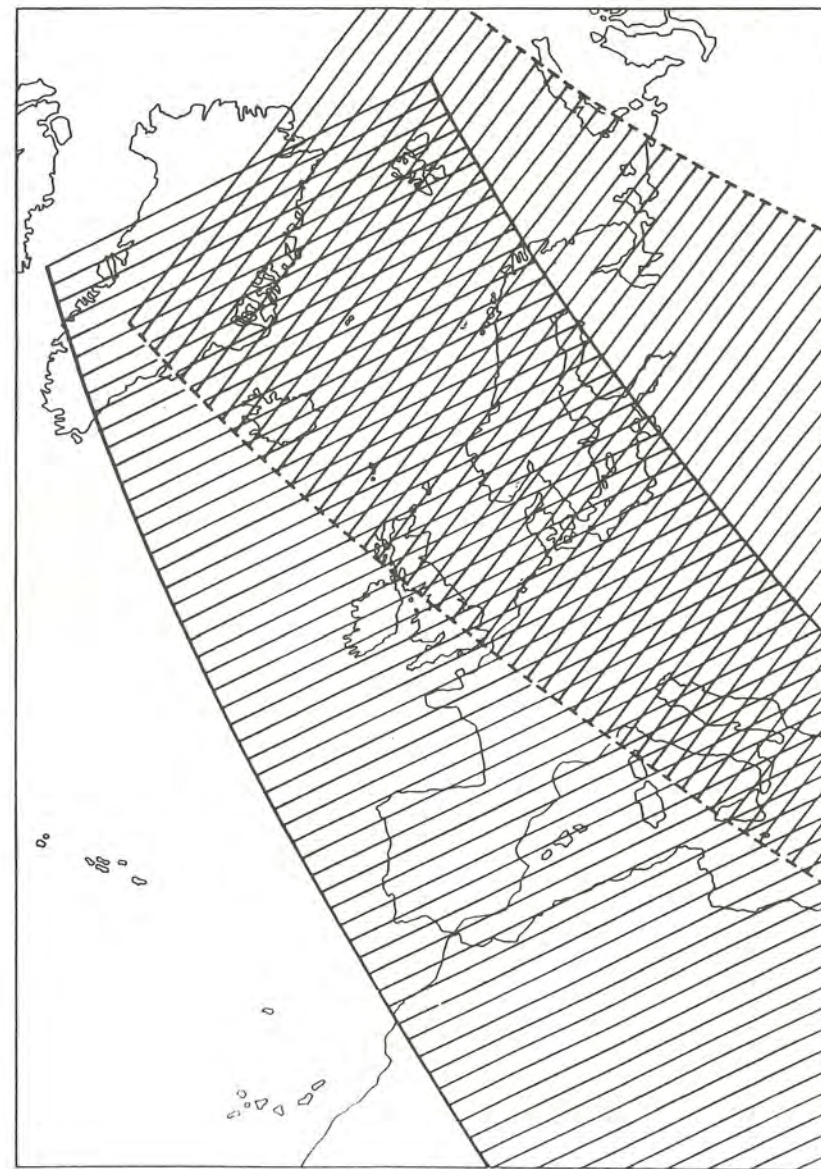
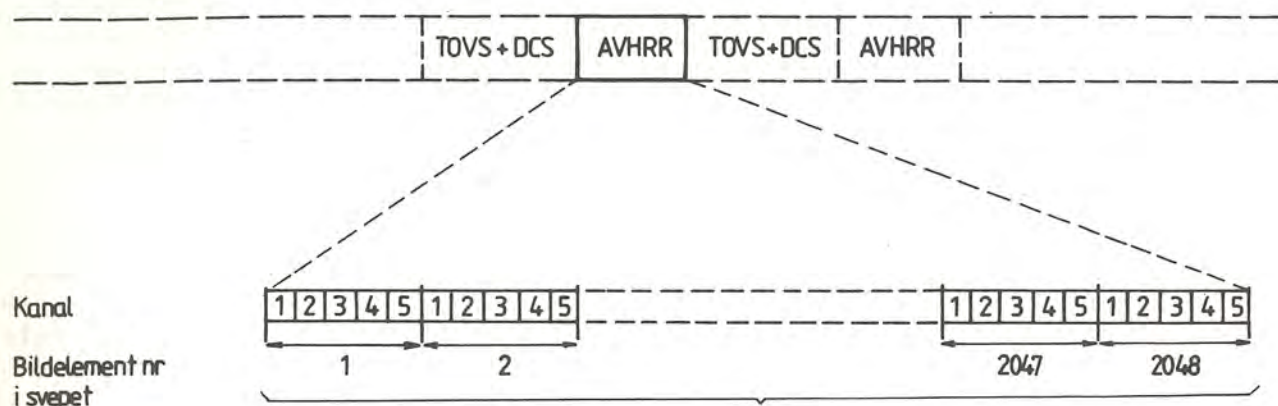


Fig. 2.15b Geografiska täckningen av passagerarna B & C i fig. 2.15a. Lägg märke till att ju närmare polen man kommer desto fler passager kan man utnyttja.

NOAA-satelliterna är utrustade med en AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) vilket är en högupplösning 'scanner' med 5 kanaler:

- 1 i det visuella
- 1 i nära infraröda
- 3 i det termiskt infraröda.



Ett svep (2048 bildelement) över jordytan $\pm 55.4^\circ$ från Nadir (motsatt Zenit).

Fig. 2.16 Dataflöde från HRPT-systemet.

Som vi sett tidigare (fig. 2.14a) avtar upplösningen från mitten och utåt kanterna längs svepet. Vid överföring till analoga information gör man en geometrisk korrektion för att panoramadistorsionen skall utebli.



Fig. 2.17 Geometrisk korrektion.

I mitten av svepet plockar man ut vart 4:e bildelement - där upplösningen är hög - medan man i randområdena använder varje pixel. Därigenom erhåller man en bild som har 'lika' upplösning över hela bildytan - 4 km:s upplösning.

Vanligtvis nöjer man sig med att använda två kanaler för att konstruera analoga bilder - en visuell och en termisk kanal.

För att kunna ta emot dessa analoga bilder måste man ha en APT-station (Automatic Picture Transmission) som består av en antenn, radiomottagare, bandspelare och fotorecorder.

För att kunna ta emot digitala bilder krävs däremot en mer avancerad HRPT-station (High Resolution Picture Transmission).

KANAL 1 (VIS)

Våglängdsområde

Strålningskälla

Upplösning

Gråskala

0.58 - 0.68 μm .

Synligt ljus i gult, orange & lite rött (VIS).

Reflekterat solljus.

1.1 km i SSP (digitalt).

4 km i SSP (analogt).

(Gäller samtliga kanaler).

Mycket strålning indikeras vitt.

Lite " " svart.

(Man korregerar för intensitetens beroende av solhöjden).

Grön vegetation reflekterar dåligt (10%) och kontrasten moln/land framträder därför särskilt bra i kanal 1. Däremot kan svårigheter uppstå när man skall skilja land från hav och hitta rätt i geografien - vattenytor är nämligen inte helt svarta och vegetationstäckta markytor är mörka.

Solreflexerna i vattenytor från polära satelliter ser annorlunda ut än de från geostationära. På ett vanligt fotografi framträder solreflexen som en ljuspelare i riktning mot solen.

Till följd av de polära satelliternas arbetssätt, där radiometern 'ser' en smal linje vinkelrätt mot sin rörelseriktning genom en punkt lodrätt under sig, och där vinkeln sol-jord-satellit ändras långsamt, syns en ljus rand på den sida som vänder mot solen.

Eftersom satelliten är i rörelse finns det inte bara en spegelpunkt (Specular Point) utan en hel uppsättning. Det finns emellertid bara en punkt där linjen från solens projektion på jorden genom SP är vinkelrät mot satellitens banprojektion. Denna punkt kallas PSP (Primary Specular Point) och är den ljusstarkaste punkten.

På n o r r a halvklotet har solspegeln sitt intensitetsminimum vid vintersolståndet och max. vid sommarsolståndet, vilket beror på jordaxelns lutning och därmed vinkeln i förhållande till solen.

Man hittar solreflexerna öster om satellitbanan på förmiddagen och väster om banan på eftermiddagspassagerna.

Ibland kan solspegeln likna en omfattande Cb-cell. Om man har överlappande bilder ser man emellertid att området flyttar sig p.g.a. satellitens rörelse. Med hjälp av kanal 3 kan man avgöra om det är en solreflex eller ett moln.

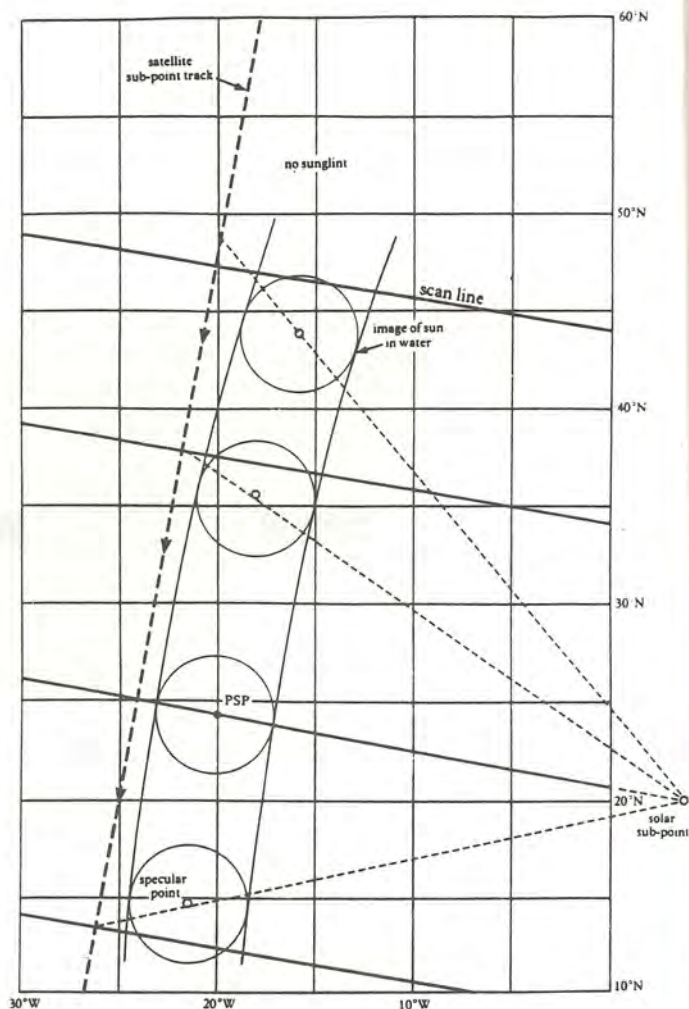


Fig. 2.18 Solspegel - geometri för en polär satellit.



Fig. 2.19 84-06-10 14.30Z Meteor 2-I VIS.
SOLSPEGEL längs vänster bildkant
(eftermiddagspassage).

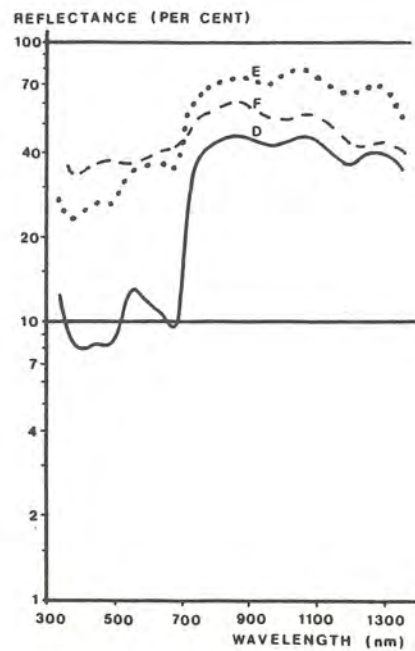


Fig. 2.20
Spektrala reflekti-
viteten hos:

D: björk med gröna löv
E: björk med gula löv
F: björk utan löv.

Reflektiviteten ökar mar-
kant vid 700 nm (0.7 μ m).
Detta har man tagit hänsyn
till när man valt de olika
våglängdsområdena för ka-
nal 1 och 2.

KANAL 2 (NIR)

Våglängdsområde

0.725 - 1.1 μm .

Synligt ljus i rött och nära infrarött (NIR).

Strålningskälla

Reflekterat ljus.

Gråskala

Mycket strålning - vitt.

Lite " - svart.

(Kompensation för intensitetens beroende av solhöjden).

Generellt gäller att vegetation har låg reflektion (5-10%) vid korta våglängder. Reflektionen stiger mer eller mindre brant allt eftersom våglängden ökar och vid 0.7 μm är den inte mindre än c:a 40% (jfr. fig. 2.20). Detta innebär för kanal 2: + G o d kontrast mellan land och hav vilket gör det lätt att orientera sig på bilderna. Av denna anledning väljer man ofta kanal 2 i.st.f. kanal 1 för visuella bilder (fast egentligen registrerar den i nära infrarött).

- I gengäld riskerar man att missa mindre molnområden som framträder bättre i kanal 1. Mycket tunna och genomskinliga moln är svåra att upptäcka liksom dis.

Kuriosa: Dansk/tyska-gränsen syns tydligt vid vissa tidpunkter på året. Tyskarna använder höstsäd, som ligger längre fram i utvecklingen och reflekterar bättre än danskarnas vårsädd.

Solreflexer kan uppträda precis som i kanal 1.

KANAL 3 (IR)

Våglängdsområde

3.55 - 3.93 μm . Infrarött (IR).

Strålningskälla

BÅDE emitterad terrestrisk strålning och reflekterat solljus (på dagen).

Gråskala

Mycket strålning - svart.

Lite " - vitt.

Kanal 3 har man valt att lägga i det våglängdsområde där man har överlappning av de sista procenten solljus och den begynnande terrestriska strålningen. Man bör därför noga skilja på de partier (eller delar därav) som är solbelysta och de som ligger i nattskugga.

Vid solhöjder över 5-10° reflekterar vattermoln väldigt bra och framträder därför mörka. Även solreflexer i vattenytor får en temperatur som ligger 10-tals grader över den verkliga. Moln bestående av iskristaller (i likhet med snö- och istäckta områden) reflekterar överhuvud taget ingenting. Kanal 3 är ibland enda möjligheten man har att avgöra om det är dimma eller snö och om det finns låga moln/dimma till havs.

KANAL 4 (IR)

Våglängdsområde

10.5 - 11.5 μm . Infrarött (IR).

Strålningskälla

Termisk strålning.

Gråskala

Mycket strålning (varmt) - svart.

Lite strålning (kallt) - vitt.

Data omvandlas till temperaturer med hjälp av kalibreringsdata som alltid finns med i början av dataflödet från satelliternas bildsvep.

IR-bilderna från kanal 4 utgör alltså termiska kartor. För att enkelt kunna jämföras med VIS- och NIR-bilder är radianserna inverterade.

KANAL 5 (IR)

Våglängdsområde

11.5 - 12.5 μm . Infrarött (IR).

Strålningskälla

Termisk strålning.

Gråskala

Mycket strålning - svart.

Lite " - vitt.

Nästan identisk med kanal 4 beträffande utseendet på bilderna.

Temperaturmätningar är behäftade med fel både i kanal 4 & 5. Genom att jämföra de små skillnaderna i temperaturen mellan kanalerna kan man införa korrekationer och därmed få exaktare värden. Kanal 5 finns i NOAA-7 och NOAA-9.

- De nyss beskrivna kanalerna ingår i det NOAA-system som kallas AVHRR.

Av satelliternas övriga system kan nämnas:

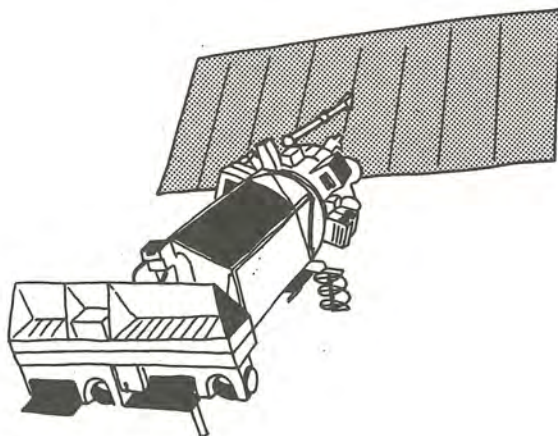
- TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) som bl.a. innehåller:
 - a) HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder) som består av 1 visuell och 19 infraröda sensorer.
 - b) MSU (Microwave Sounding Unit) bestående av 4 kanaler som registrerar oberoende av moln.

Med TOVS får man fram vertikala temperaturprofiler. Noggrannheten ligger på 1.5 - 2.5 °C. Svårigheterna ligger främst i:

- låga nivåer p.g.a. markens inflytande
 - skarpa inversioner
 - tropopausnivå där det är få registrerande våglängder vilket gör det svårt att klara av de skarpa knäckarna i temperaturprofilerna.
- DCLS (Data Collection and Location System).
Systemet uppsamlar och vidarebefordrar information och position från automationsstationer som är fasta, flytande eller svävande.

-
- + FÖRDELEN med polära satelliter är den goda rumsliga upplösningen jämfört med de geostationära, speciellt viktigt för oss på höga latituder.
 - NACKDELEN är att det är långt mellan passagera och att bilderna inte genereras med fasta, regelbundet återkommande tidsintervall.
Dessutom är det geografiska området som avbildas inte så stort.

POLÄRA och GEOSTATIONÄRA satelliter KOMPLETTERAR alltså varandra och genom att utnyttja information från BÅDA typer av satelliter får man en bättre helhetsbild av väderläget.



3. MOLNSLAG

Allmänt:

En markbaserad observatör har ett begränsat synfält, ser molnen underifrån och är relativt nära molnen. En satellit på hög höjd är ovanför molnen ser ett mycket större område men från längre håll och molnhimlen ser därför annorlunda ut.

Viktiga egenskaper hos molnen i fågelperspektiv:

1. Ljushet molnen ser olika ljusa ut beroende på:
 - albedo (reflexionsförmågan)
 - solhöjden
 - molnets position i förhållande till kameran och solen.
2. Mönster ex. Cumulus-celler över hav.
3. Strukturen dvs. det inbördes relativa höjdförhållandet mellan olika molnslag kan avgöras med hjälp av skuggor och dagrar speciellt vid låg solhöjd.
4. Vävnaden (texturen) som kan vara:
 - slät
 - skrovlig
 - fibrig.
5. Form som hänger ihop med det fysikaliska ursprunget.
6. Storleken hos molnelementen beror bl.a. på sensorernas upplösningsförmåga.

Moln befinner sig oavbrutet under utveckling och framträder därför i en oändlig mängd former. Det är dock möjligt att utvälja ett begränsat antal över hela världen ofta iakttagna karakteristiska former, under vilka molnen i grova drag kan inordnas. En sådan indelning har gjorts, varvid de karakteristiska molnformerna indelats i släkten, arter och specialformer.

INDELNING AV MOLN

MOLN-SLÄKTEN	ARTER	SPECIAL-FORMER	YTTERLIGARE KÄNNETECKEN SAMT FÖLJEMOLN	MODERNMOLN GENITUS	MOLN-SLÄKTEN	ARTER	SPECIAL-FORMER	YTTERLIGARE KÄNNETECKEN SAMT FÖLJEMOLN	MODERNMOLN GENITUS
Cirrus	fibratus uncinus spissatus castellanus flocus	intortus radiatus verticillatus duplicatus	mamma	Cirrocumulus Alto cumulus Cumulonimbus	Stratocumulus	stratiformis lenticularis castellanus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	mamma virga praecipitatio	Altostratus Nimbostratus Cumulus Cumulonimbus
Cirrocumulus	stratiformis lenticularis castellanus flocus	undulatus lacunosus	virga mamma	—	Stratus	nebulosus fractus	opacus translucidus undulatus	praecipitatio	Nimbostratus Cumulus Cumulonimbus
Cirrostratus	fibratus nebulosus	duplicatus undulatus	—	Cirrocumulus Cumulonimbus	Cumulus	humilis mediocris congestus fractus	radiatus	pileus velum virga praecipitatio arcus pannus tuba	Alto cumulus Stratocumulus
Alto cumulus	stratiformis lenticularis castellanus flocus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	virga mamma	Cumulus Cumulonimbus	Cumulonimbus	calvus capillatus	—	praecipitatio virga pannus incurvus mamma pileus velum arcus tuba	Alto cumulus Altostratus Nimbostratus Stratocumulus Cumulus
Altostratus	—	translucidus opacus duplicatus undulatus radiatus	virga praecipitatio pannus mamma	Alto cumulus Cumulonimbus					
Nimbostratus	—	—	praecipitatio virga pannus	Cumulus Cumulonimbus					

Anmärkning: Se under anmärkningar på sid. 7.

Fig. 3.1 Internationell molnklassifikation.

När man tolkar en satellitbild utgör första steget en identifiering av de 3 HUVUDMOLNSLAGEN:

- 1) CUMULIFORMA MOLN
- 2) STRATIFORMA MOLN
- 3) CIRRIFORMA MOLN

Eftersom man ser flera molntyper och molnsystem samtidigt, är det inte alltid möjligt att göra detaljerade klassningar av molnen.

Andra steget i molnanalysen går ut på att bestämma molnsläktet. Längre än så är det i regel inte möjligt att komma i molnklassificeringen.

IR-bilden antar fler gråtoner än VIS-bilden och ger ett bättre djupintryck.

3.1 CUMULIFORMA MOLN

Stabiliteten hos atmosfären har en stor betydelse när det gäller bildandet av och utseendet hos moln. I en l a b i l atmosfär stiger luftbubblor spontant uppåt och när ett luftpaket nått mättnad bildas cumulus-moln. Observationer har visat att cumulus-moln inte är isolerade fenomen utan hävning sker mer eller mindre samtidigt över ett större område. I ett labilt område finns moln i olika utvecklingsstadier och i olika mönster eller molnformationer. Ofta är molnen oregelbundet formade men ibland organiserade i band eller celler.

Den vertikala utsträckningen är avgörande i satellitbildens komposition. Därför kan man skilja på två arter av cumulus-moln, nämligen:

- Cumulus humilis med liten vertikal utsträckning
- Cumulus congestus med stor vertikal utsträckning.

CUMULUS HUMILIS

VIS: De minsta Cumulus-elementen är allt för små för att kunna urskiljas av de geostationära satelliterna. Molnen täcker bara en del av ett pixel och närvaron av de tunna molnen ökar ljusheten en aning i jämförelse med närliggande molnfria områden och de framträder bara som en ljus shattering. På de polära bilderna av hög kvalitet syns emellertid även ganska små Cumulus. Eftersom bildandet av stackmoln är resultatet av uppvärmning underifrån är kallare ytor såsom floder, sjöar och hav ofta molnfria och lätta att identifiera.

IR: Inte heller här går det att identifiera de enskilda moln-elementen. Molntopparna är relativt varma men ändå kallare än den underliggande markytan. Vackert-väder-cumulus framträder därför bara några nyanser ljusare än de molnfria områdena. Man måste emellertid vara observant på att luckor som är mindre än bildens upplösningsförmåga tillåter strålning från markytan att adderas till molnets egen strålning. I detta fall blir gråtonen så nära den underliggande markytans att differensen i n t e går att urskilja.

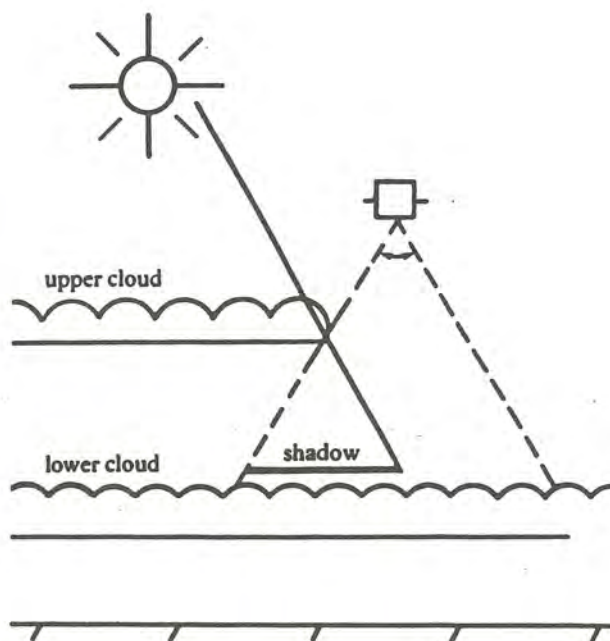
WV: O s y n l i g a i vattenånga-kanalen.

CUMULUS CONGESTUS

VIS: De individuella molnelementen är större, täcker flera pixlar och molntopparna ligger högre än hos humilis-moln. Molnen framträder därför l j u s g r å eller v i t a. Kontrasten till markytan framträder bättre vid låga solhöjder då skuggorna accentueras.

IR: Molnen är upptornade och topparna är relativt kalla. De framträder l j u s g r å. Skillnaden mellan molnens gråton och bakgrundens mörkgrå eller svarta ytor ger intryck av ett oregelbundet mönster av varierande ljusa och mörka fläckar.

WV: Vanligtvis i n t e observerbar. Fig. 3.2 Skuggeffekter i VIS-kanalen.



CUMULONIMBUS

Är lufthavet tillräckligt labilt övergår cumulus-molnet till cumulonimbus med stor vertikal utsträckning. Cb-molnet uppträder:

- som små isolerade konvektiva celler
- eller i stora labila områden a) hopbakade i klungor s.k. cluster
b) längs konvektiva linjer (squall line).

VIS: Cb framträder mycket m a r k a n t v i t a med en likformig ljus topp. Vid låga solhöjder kastar molnet stora skuggor och den höga toppen accentueras. Detta är speciellt användbart när Cb-celler är inbakade i skiktade moln. När molnet är nybildat och om det är liten vindshear framträder molnet som en isolerad, nästan cirkulär ljus fläck. Är det däremot kraftig vind har molnets vindsida en distinkt kant, läsidan är fibrig och oskarp p.g.a. städets utbredning i vindriktningen. Om flera Cb ligger nära varandra kan deras städ smälta samman till en enda stor cirrus-skärm och maskera de individuella cellerna.

IR: Cb-topparna sträcker sig högt upp och är mycket kalla. De framträder därför ljust v i t a med väldefinierade kanter om cellen är nybildad. På äldre välutvecklade Cb-celler är ytterkanterna mindre distinkta och ljusheten avtar också något utåt kanterna.

WV: Precis som på IR-bilderna ser de mycket v i t a ut. Speciellt tydligt är Cb-cellens centrala, aktiva del som syns som en ljusare fläck.

STRATOCUMULUS

VIS: De individuella molnelementen, som varierar i storlek mellan 20 & 100 km, ser likadana ut som små eller medelstora Cu. Speciellt om bildupplösningen är bra ger Stratocumulus ett cumuliformt intryck.

- Slutna konvektiva celler består av Sc där celldiametern är många gånger större än de små molnfria gapen emellan.
- Molnelementen kan vara ordnade i band eller gator som avslöjar vindriktningen i nedre troposfären.

Molnet är ganska vitt i centrum av molnelementen och gråare i kanterna där de är tunnare. Det omväxlande ljusa och mörka mönstret påminner om en vaxkaka och ger ett marmorerat intryck.

Molnen syns särskilt bra över varma havsområden.

IR: De olika molnelementen flyter samman och det cumuliforma utseendet är inte alls så tydligt som på VIS-bilderna. Molnet är g r å t t ibland t.o.m. m ö r k g r å t t eftersom strålning från den betydligt varmare markytan slinker igenom molnfluggarna och ger molnet ett skenbart varmare utseende.

WV: O s y n l i g a.

ALTOCUMULUS CASTELLANUS + FLOCCUS

Två arter av altocumulus, nämligen castellanus och floccus är tecken på instabilitet i mellersta troposfären. Även andra typer av altocumulus kan ge ett cumuliformt utseende om bildupplösningen är tillräckligt bra.

VIS: Molnen kan anses som upptornade cumulus i medelhöga nivåer, i ljushet och struktur är de jämförbara med Cumulus congestus. De är alltså l j u s g r å - v i t a på visuella bilderna.

IR: Den svarta bakgrunden, som den varma jordytan utgör, ger en god kontrast till de l j u s g r å eller relativt v i t a molnen.

WV: I allmänhet syns de m j ö l k - v i t a, men beroende på instabiliteten kan några ljusare fläckar synas.

3.2 STRATIFORMA MOLN

Stratiforma moln eller skiktade moln indikerar att en omfattande avkylning ägt rum i en stabil atmosfär. Avkylningen beror på:

- a) adiabatisk expansion,
- b) kontakt med ett kallare underlag.

I regel saknar molnen mönster och har en slät vävnad.

STRATUS OCH DIMMA

Eftersom det ofta är omöjligt att avgöra om det är stratusmoln eller dimma gäller följande för båda.

VIS: Översidan är jämn och slät, ytterkanterna är mycket skarpa. Utsträckningen framträder mycket bättre än med synop-nätet speciellt över obs-glesa områden. Gråtonen beror av solhöjden och tjockleken. Är skiktet tunt så är färgen grå, men om vertikala utsträckningen är över 300 m ser molnet m j ö l k v i t t ut. För att identifiera St/dimma kan man ibland ha hjälp av berg, eftersom låga Stratus och dimma packas på lovartsidan medan det är molnfritt på läsidan. Ibland är det t. o. m. möjligt att avgöra om det är Stratus eller dimma. Dimman följer i vissa fall kustlinjen, som då framträder med alla sina 'detaljer'. Om man ser att det är 'moln' bara i dalgångar, kan man dra slutsatsen att det är dimma.

IR: Områden med St/dimma är svåra att upptäcka eftersom det bara är liten termisk kontrast mellan översidan och den omgivande molnfria markytan. Detta gäller särskilt om det är tunna Stratus eller låg dimma.

- Dagtid är kontrasten tillräckligt stor, särskilt över land och molnet är jämngrått även om gråtonen varierar med årstid och latitud.

- Natttid är identifieringen betydligt svårare, men två situationer är värda att omnämnas:

a) Om det existerar en kraftig markinversion är översidan varmare än markytan. Detta gäller speciellt vintertid över snötäckta ytor. Stratus / dimman är då mörkare än bakgrunden och kallas därför 'svart stratus' respektive 'svart dimma'.

b) Om Stratus-molnet eller dimman är ljusare inom ett område innebär det att ovansidan är kallare och man kan då dra slutsatsen att St-täcket/dim-skiktet är relativt tjockt.

Det är ganska vanligt att ett område med St/dimma är ljust i den inre delen men gråare utåt kanterna. När St/dimman lättar upplöses först de yttre delarna som är tunnare. Längst ligger alltså de tjockare områdena kvar.

WV: O s y n l i g a.

STRATOCUMULUS

VIS: Stratocumulus kan också utgöras av ett omfattande molntäcke utan någon särskild struktur. Speciellt om upplösningsförmågan är dålig på bilderna kan man inte urskilja de individuella molnelementen, utan Sc får då ett stratiformt utseende som är gråvitt.

IR: Molntäcket är jämngrått och kan förväxlas med Stratus. Är temperaturkontrasten liten mellan molntopparna och jordytan kan det vara mycket svårt att lokalisera molnet.

WV: O s y n l i g a.

NIMBOSTRATUS, ALTOSTRATUS och ALTOCUMULUS

Dessa molntyper kan uppträda var för sig men vanligast är att de är kombinerade med varandra. De finns i virvlar, band, linjer & komma-formiga moln och hör ofta ihop med lågtryck. De har en utpräglad formbeständighet på 12-24 timmar eller mer.

VIS: - Nimbostratus och tjocka altostratus är v i t a ibland t.o.m. kraftigt vita med en ganska jämn yta ordnade i band eller som ett omfattande täcke. Vid låga solvinklar kan ytan uppvisa långa, smala stråk eller p.g.a. variationer i tjockleken kan den ojämna ytan anta ett spräckligt utseende till följd av skuggor & dagrar. Ganska vanligt är att det finns insprängda konvektiva celler som ger upphov till en ojämn översida.

- Tunna altostratus varierar mycket i utseende beroende på tjockleken och även av underliggande molnytor. Molnet är g r å t t såvida det inte finns underliggande moln som medför ett v i t a r e utseende.

- De individuella molnelementen hos altocumulus är oftast under bildens upplösningsförmåga och de små luckorna i molnet försvinner. Då kan man i regel inte skilja altocumulus från altostratus. Molnet utgör oftast rester av andra molnsystem.

Tjocka Ci eller Cs ovanför lägre moln har samma utseende som As.

IR: - Nimbostratus och tjocka altostratus är jämnt v i t a.
- Tunna altostratus och altocumulus är l j u s g r å utan skarpa kanter.

WV: - Nimbostratus och tjocka Altostratus är v i t a.
- Tunna Altostratus och Altocumulus antar en jämn m j ö l k v i t ton.

TJOCKA CIRROSTRATUS

VIS: Tjocka Cirrostratus har ett stratiformt utseende speciellt om de ligger över ett annat molnskikt. De är då v i t a och kastar skuggor på de underliggande molnen.

Finns inga andra moln under är de l j u s g r å.

IR: I allmänhet v i t a.

WV: V i t a eller l j u s g r å.

3.3 CIRRIFORMA MOLN

Molnen befinner sig på höjder över 6000m där temperaturen understiger 25 minus-grader. Sedda uppifrån har cirriforma moln ett distinkt f i b r i g t utseende. De består av iskristaller och har bildats antingen genom en:

- transformation från vattendroppar eller
- övergång direkt från vattenånga (sublimation) vilket är vanligast.

Cirriforma moln hör hemma i lågtempererade områden i övre troposfären och även i den lägsta stratosfären kan de bildas.

Cirrocumulus observeras sällan från marken. Eftersom möjligheten att identifiera de små molnelementen från en satellit är ännu mindre behandlar vi endast de övriga cirriforma molnen.

På satellitbilderna kan man utskilja två typer av Cirrus-moln:

- tunna (fibratus)
- täta (spissatus).

CIRRUS FIBRATUS

- VIS: Molnet bildar ofta långa och smala band, 50-100 km breda och upp mot 1000 kilometer långa. Till sin natur är molnet mycket tunt och ofta tillräckligt t r a n s p a r e n t för att underliggande moln och markyta skall lysa igenom. Bakgrunden är mycket viktig, liksom solhöjden:
- över mörka ytor (t.ex. hav) är molnet l j u s g r å t t,
 - över ljusa ytor (t.ex. öken eller andra moln) är molnet o s y n l i g t.
- IR: Normalt är molnet l j u s g r å t t eller v i t t och kontrasterar fantastiskt bra mot de undre liggande ytorna. Detta visar hur viktigt det är att använda BÅDE VIS- och IR-bilderna. Fiberstrukturen försvinner i IR.
- WV: De är v i t a mot en i övrigt otydlig ljus bakgrund.

CIRRUS SPISSATUS

- VIS: Dessa täta moln är ofta 100 - 200 km breda och tusentals kilometer långa. De är l j u s g r å eller s v a g t v i t a och ljusheten avtar från de centrala delarna utåt kanterna. Ofta består molnet av utdragna band som kastar skuggor på övriga delar av molnet.
- IR: Molnet känns igen på att det är v i t t i centrum och g r å a r e utåt kanterna. Oftast kan man se fina detaljer i molnstrukturen om bakgrunden är mörk.
- WV: De fina detaljerna försvinner i vattenånga-kanalen men tack vare det höga vatteninnehållet i molnet syns de tydligt v i t a.

Ett specialfall är:

CIRRUS SPISSATUS CUMULONIMBOGENITUS (STÄD)

- VIS: Molnet utgör det isade städet på ett Cb. För det mesta är det det enda man kan se av modernmolnet. Städet ser jämnt ut och k l a r t v i t t, men ljusheten avtar nedströms där ytterkanten är diffusare.
- IR: P.s.s. som i IR-kanalen framträder städet i allmänhet klart v i t t. Långt ifrån den aktiva delen av cellen kan dess utseende anta gråare nyanser.

TUNNA CIRROSTRATUS

- VIS: Cirrostratus uppträder i långa breda band över ett stort område eller som ett omfattande täcke. Ytan är jämn och enhetlig.
- Tunna cirrostratus är g r å eller l j u s g r å och dess fibriga natur syns inte lika markant som hos Cirrus. Är molnet tillräckligt transparent lyser lägre moln eller markytan igenom.
- IR: Konturerna syns klart även om den fibriga kanten inte är så tydlig. Molnen finns i nyanser mellan l j u s g r å t t och v i t t.
- WV: Precis som i IR-kanalen l j u s g r å eller v i t a.

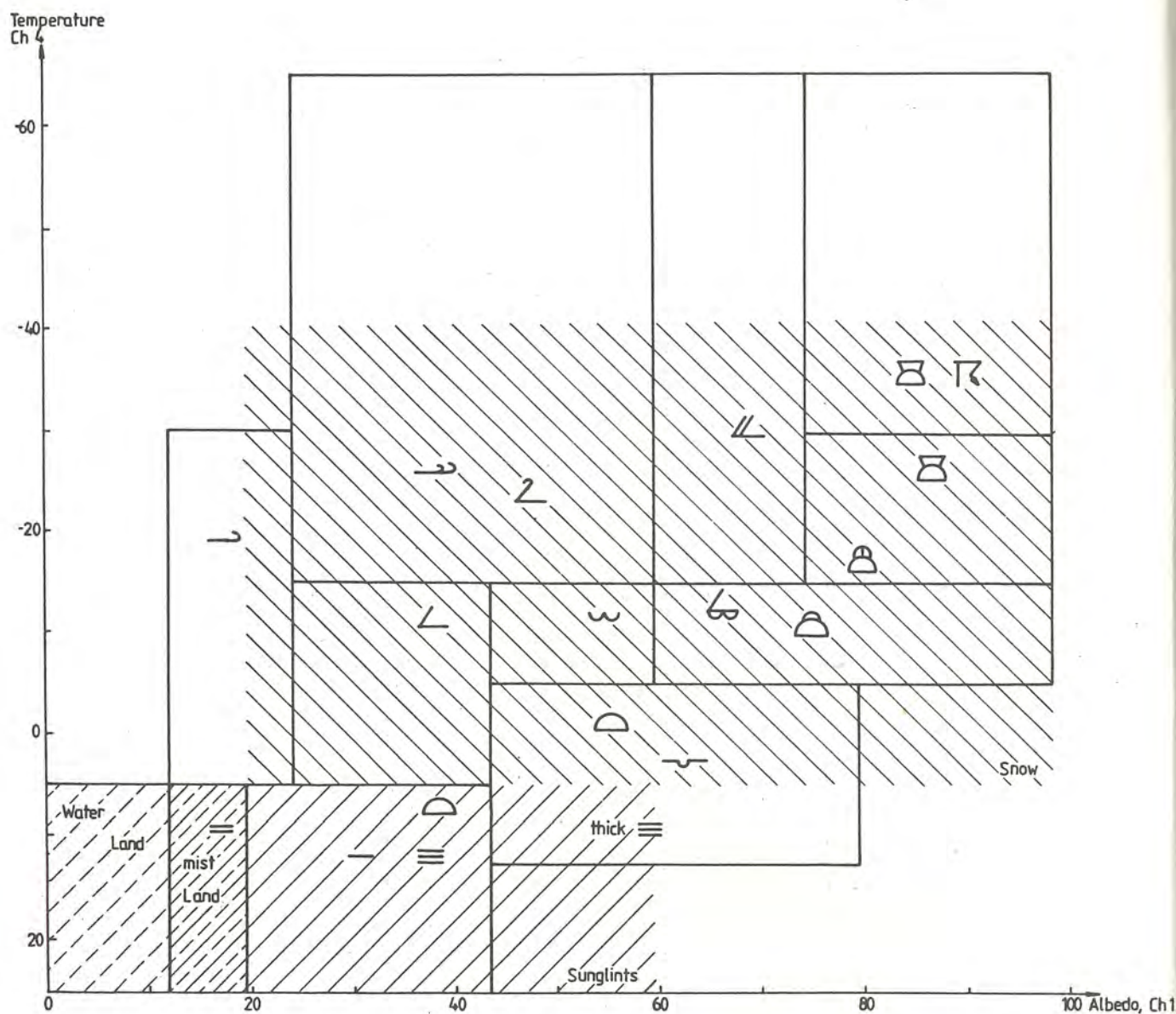


Fig. 3.3 Position av olika ytor i VIS (kanal 1) och IR (kanal 4) från AVHRR-data.

En kanal med reflekterad strålning och en med emitterad strålning är tillräckligt för att skilja olika molnslag. I detta 2-dimensionella intensitetsrum kan man alltså separera de flesta huvudmolnslagen. Snö, solglitter & fuktdis kommer man inte entydigt åt eftersom de delvis har samma spektrala egenskaper som moln i kanal 1 & 4. Man kan emellertid gå ett steg längre i separeringen genom att utnyttja fler kanaler. I kapitel 7 behandlas utförligare den 'multi-spektrala' klassningen av moln.

3.4 BILDAVSNIITT



Fig. 3.4 79-02-19 13.09Z Meteor 2-B VIS.
De höga molnen kastar en bred och tydlig SKUGGA på marken.



Fig. 3.5 80-01-16 10.40Z Meteor 2-D VIS.
S speciellt då solen står lågt framträder strukturen hos molnmassorna eftersom SKUGGOR syns på de lägre molnen. På den här bilden är det en kallfront som sträcker sig från Ryssland in över Central-Europa.

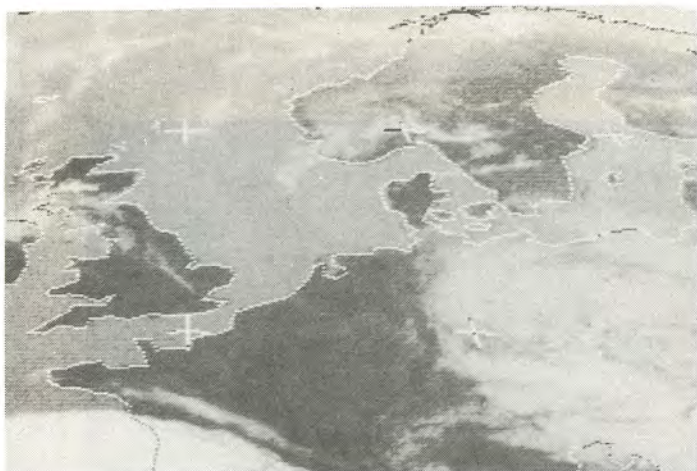


Fig. 3.6a 84-04-28 12Z
Meteosat IR.



Fig. 3.6b 84-04-28 10.53Z
Meteor 2-I VIS.

Här är ett typexempel på att moln kan ha helt olika utseende i olika våglängdsområden. På VIS-bilden syns ett bländande vitt molnområde över Nordsjön och Norska havet medan IR-bilden har samma gråton över alla havsområden. Molnöversidans temperatur skiljer sig inte mycket från vattenytans och därför är de osynliga på termiska bilden. Det är alltså utbredda områden med DIMMA (eller låga Stratus).

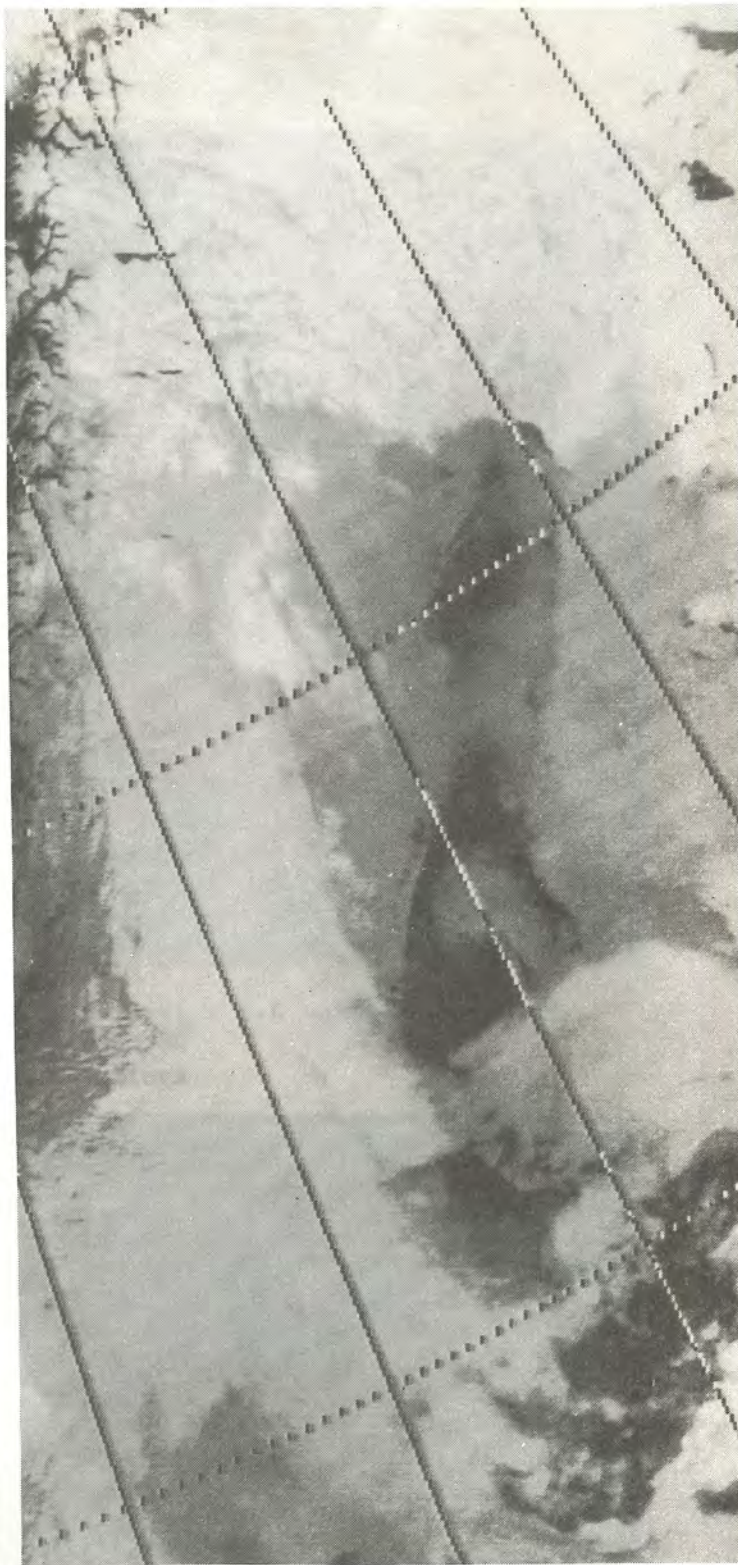


Fig. 3.7 84-11-22 7.27Z NOAA-6 IR.

Under vinterhalvåret är det inte alls säkert att moln har lägre temperatur än markytan. I nordligaste Norrland är det klart över den snötäckta marken och mycket kallt. Längre söderut finns utbredda områden med mörkgrå och ljusgrå moln. De mörkgrå molnen är Stratus och de brukar kallas BLACK STRATUS eftersom de är varmare än underlaget.

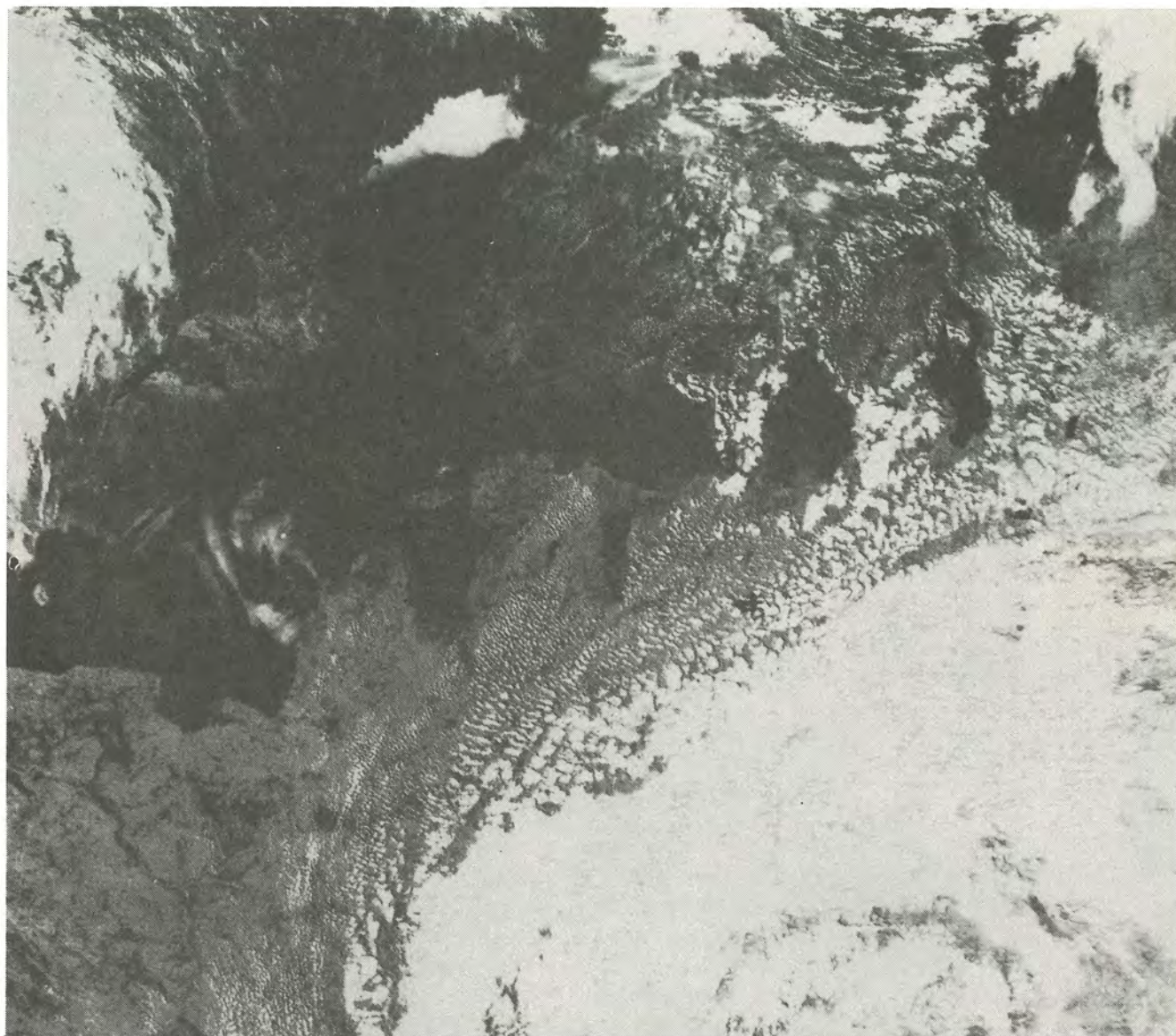


Fig. 3.8a 84-07-10 12.57Z
N O A A - 7 VIS.
Mottagen i Tromsö.

- Längs norra Bottenhavskusten är det DIMMA. Att det inte är Stratus avslöjar den detaljrika kustlinjen (VIS). Dimman är osynlig i IR.
- Den vita molnmassan i nedre högra hörnet tillhör ett lågtrycksområde som innehåller Ac/As/Ns med inbäddade Cb.
- I framkanten på de frontala molnen är det Cumulus congestus som är betydligt gråare på IR-bilden.
- Ytterligare längre norrut mot Rigabukten och Finska Viken är det Cumulus humilis som är osynliga i IR-kanalen.
- Mellan Finska Viken & Ladoga och mellan Ladoga & Onega finns Cumulus congestus och Cumulonimbus.

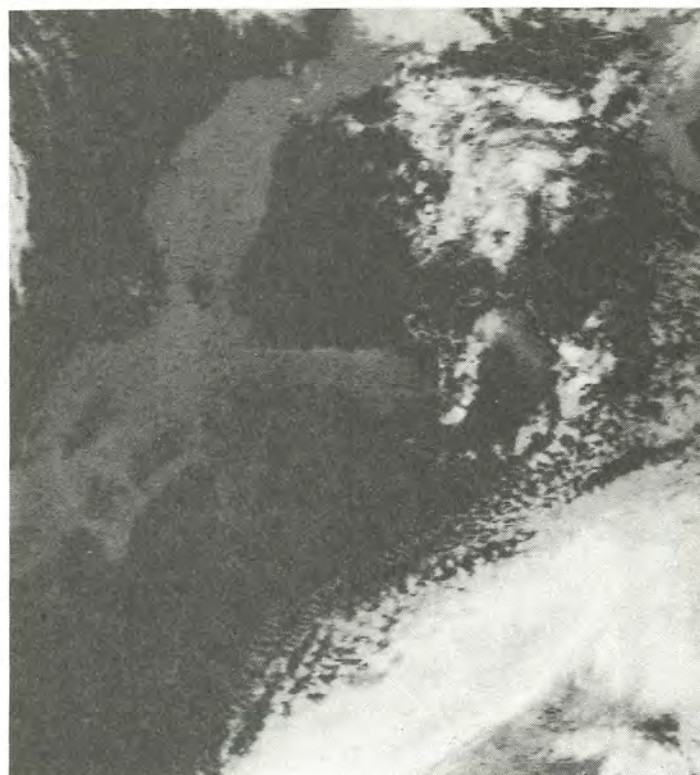


Fig. 3.8b 84-07-10 12.51Z
NOAA-7 IR. Mottagen på SMHI.



Fig. 3.9a 84-08-02 13.09Z
NOAA-7 VIS (SMHI).



Fig. 3.9b 84-08-02 13.09Z
NOAA-7 IR (SMHI).



Fig. 3.9c 84-08-02 13.15Z NOAA-7 VIS (Tromsö).

Satellitbildsmottagarnas upplösningssförmåga avspeglas i de visuella bilderna.

VACKERT-VÄDER-molnen i Finland syns knappt i bilderna mottagna på SMHI. Däremot kan man i Tromsö få betydligt bättre upplösning och då kommer även CUMULUS med liten utsträckning fram. Molngatorna i sydöstra Sverige är mycket tydliga.

I södra Finland finns ÅSKCELLER (CB) med höga toppar enligt IR. Längs en linje från Rigabukten åt sydost har ett band av CB-celler med åska vuxit upp.

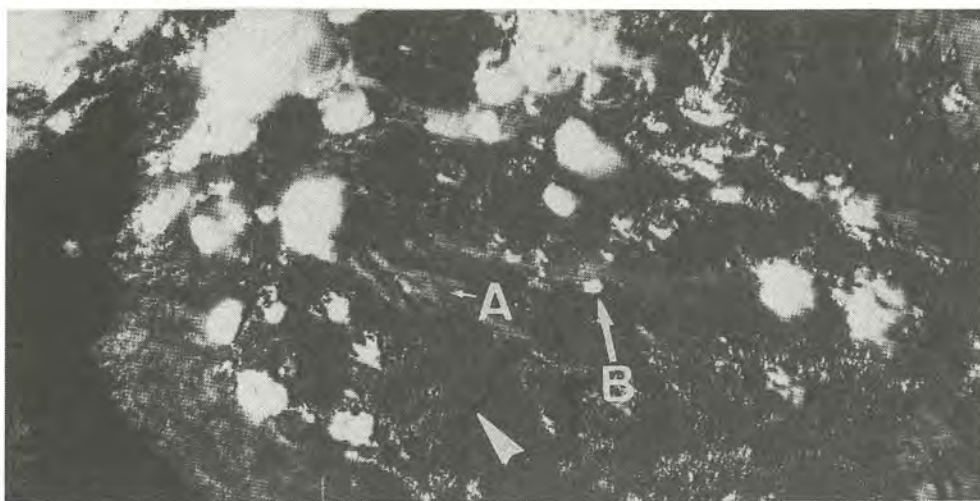


Fig. 3.10a 78-02-27 14.55Z Meteosat VIS.

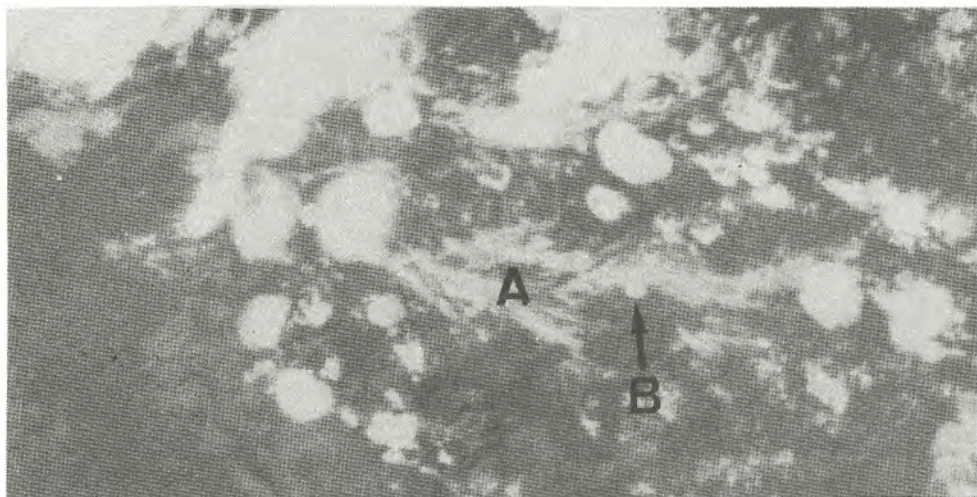


Fig. 3.10b 78-02-27 14.55Z Meteosat IR.

Fig. 3.10

CB-molnen är vita i båda kanalerna. De nybildade konvektiva cellerna har distinkta konturer medan de mer välutvecklade har diffusare läsidor. Mindre skuggor kan man också skönja.

En tunn & genomskinlig (VIS) CIRRUS-slöja ligger över en nyligen bildad cell (B) som nästan helt döljs i IR.

Fig. 3.11

Lägg märke till att moln-elementen hos STRATOCUMULUS är vita i centrum och allt gråare utåt kanterna.

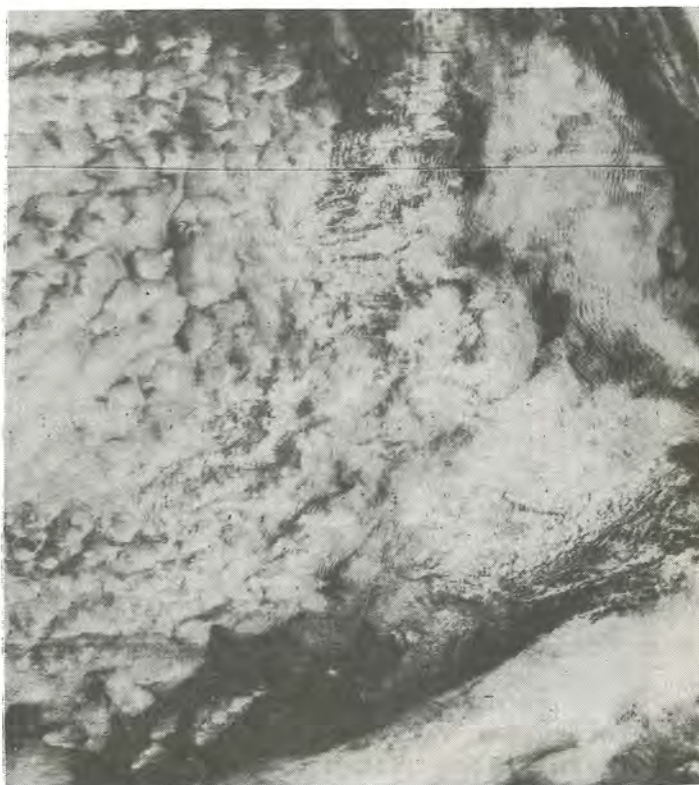


Fig. 3.11
STRATOCUMULUS.

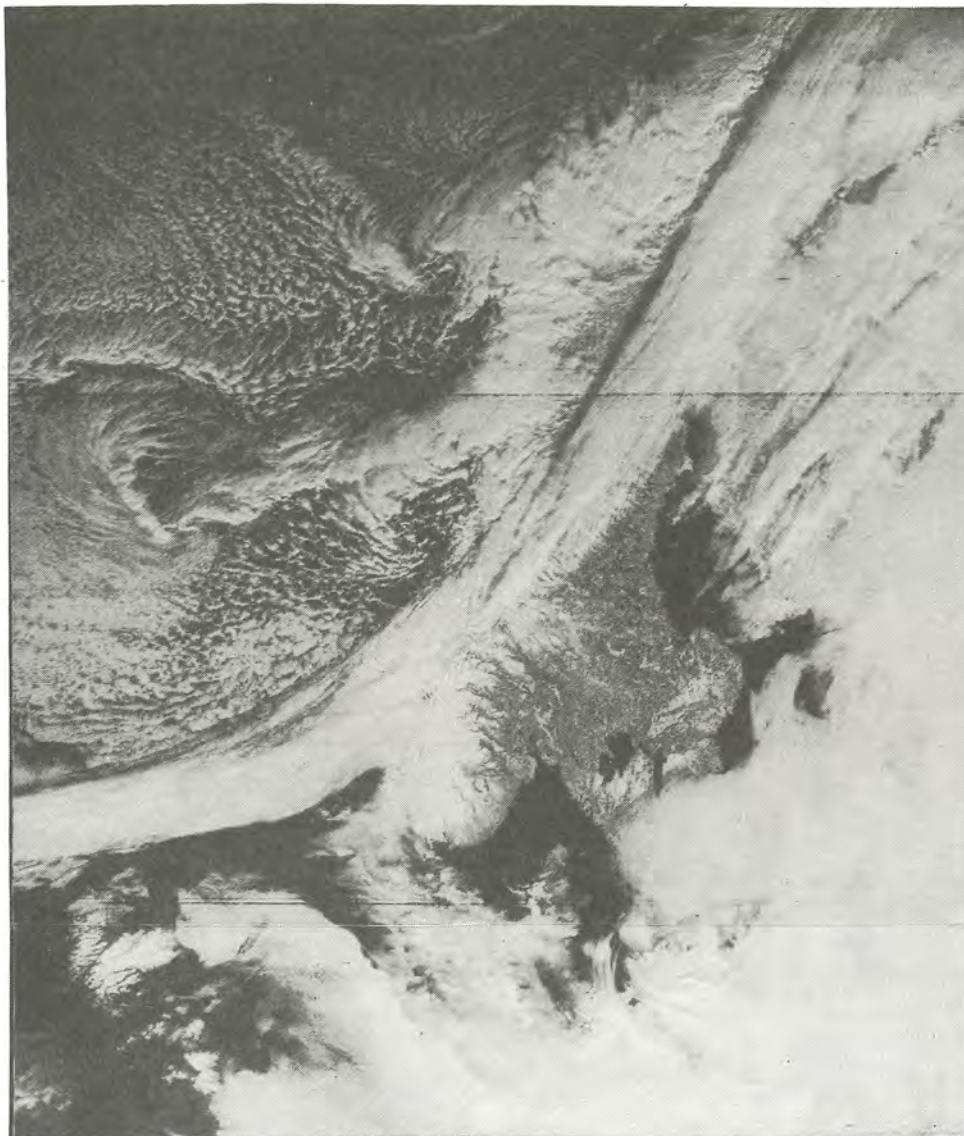


Fig. 3.12a 83-02-19 11.42Z Meteor 2-F VIS.

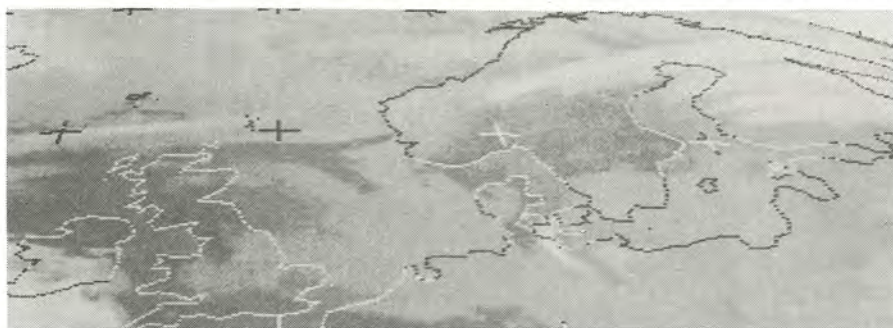


Fig. 3.12b 83-02-19 12.30Z Meteosat IR.

Kall luft täcker Norska havet där cumuliforma moln bildar speciella mönster i form av gator och celler. Tråg och virvlar finns också med i bilden.

En kallfront är på väg österut över Norrland. I norra Skandinavien kastar CIRROSTRATUS - skärmen en bred skugga (VIS) på lägre moln och mark.

Längre västerut har fronten betydligt lägre översida (Ac/As) vilket syns markant i IR-bilden. Över Syd-Norge finns låvågor.

Tre olika typer av STRATOCUMULUS finns med på bilden:

- Över Götaland har molnen ett markant stratiformt utseende och påminner mycket om Stratus.
- Över västra Nordsjön har molnen en antydning till cumuliformt utseende (VIS).
- Strax bakom kallfronten väster om Syd-Norge har Cumulus-molnen brett ut sig till Stratocumulus (Sc cumulogenitus) i form av slutna celler.

Vintern har varit mild vilket framkommer av att de största insjöarna Vänern & Vättern liksom nästan alla farvatten runt Sveriges kuster är isfria. Innanför Holmönarna har det emellertid frusit till liksom på Finska sidan av Bottenviken.

Sverige är snötäckt vilket bäst framkommer på Västgöta- & Östgötaslätterna och i Mälardalen eftersom det är slättområden.

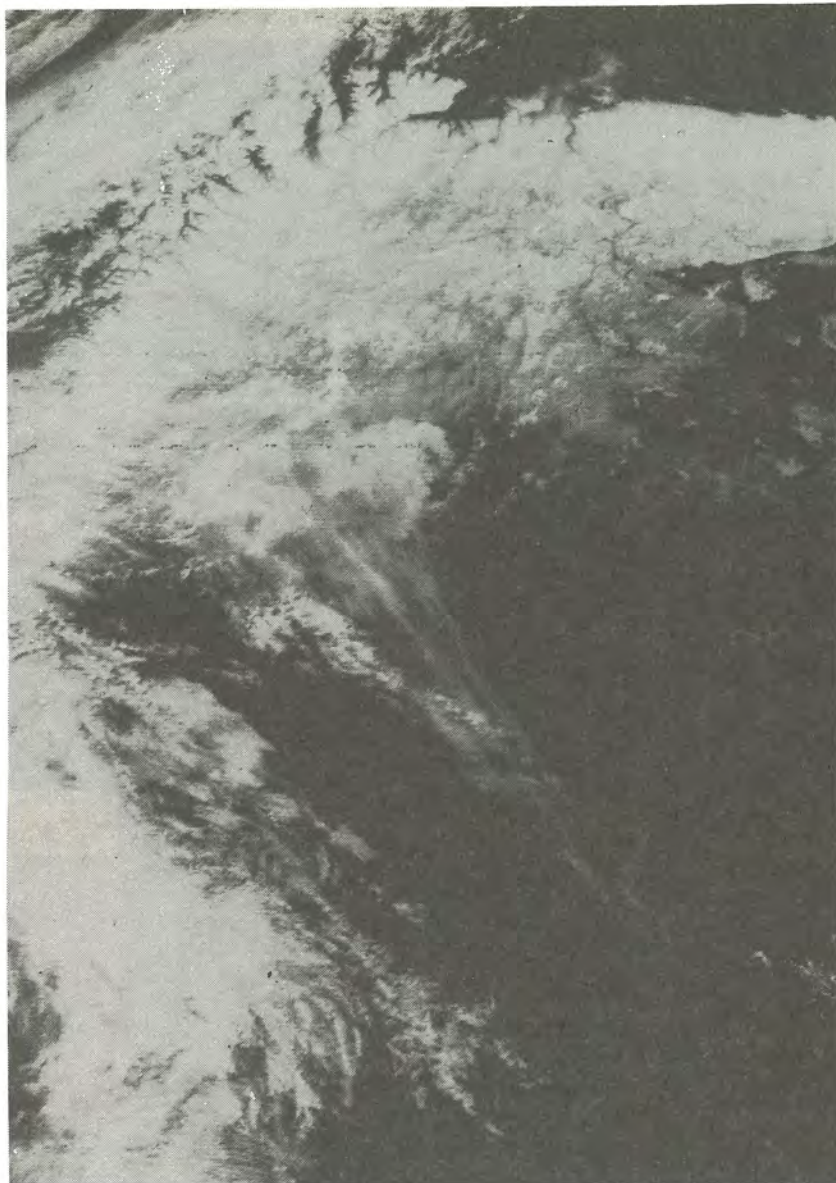


Fig. 3.13a 84-05-03 13.25Z NOAA-7 VIS.



Fig. 3.13b 84-05-03 15Z
Meteosat IR.

Mycket tunna CIRRUS (VIS)
sträcker sig från Botten-
viken åt sydost över Fins-
ka Viken. De lägre molnen
över Finland lyser igenom.
IR-bilden indikerar ett
rakt vitt streck bestående
av höga moln.

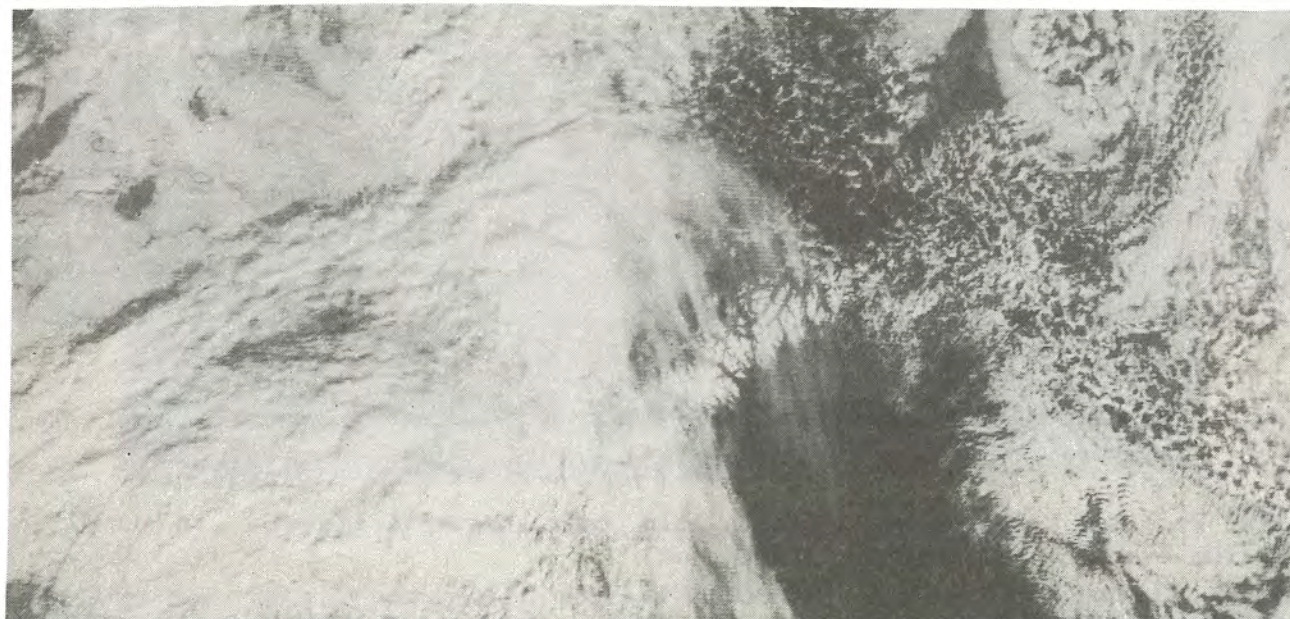


Fig. 3.14 84-09-07 7.30Z Meteor VIS.

Genomskinliga CIRRUS över norra Skandinavien.
De snö täckta Norska fjällen syns tydligt under
de tunna och fibriga molnen av iskristaller.



Fig. 3.15a 84-05-23 7.28Z NOAA-8 VIS.



Fig. 3.15b 84-05-23 7.28Z NOAA-8 IR.

Över södra Norrland till Finland finns band av grå moln (VIS). Att det är höga moln visar IR-bilden tydligt. Banden utgörs av CIRROSTRATUS.

Från Ryssland sträcker sig frontala moln över södra Sverige till ett virvelcentrum över Lübeck (bäst i synligt ljus).

Det är inte alltid man kan avgöra de enskilda molnslagen (Ns/As/Ac + insprängda Cb) längs en front och därför talar man ibland helt enkelt om frontala moln.

På Norska havet är det utbredda grå dimmor (VIS) som man inte alls kan upptäcka på den termiska bilden.



Fig. 3.16 81-04-28 6.11Z Meteor 2-E VIS.

Ett lågtryck har sitt centrum vid Polska kusten och en front sträcker sig från Alperna till Ryssland. Ovanför de frontala molnen (Ns/As/Ac) ligger en skärm av CIRROSTRATUS med cirriformt utseende. Skärmen är anticyklonalt krökt och når ut över Östersjön. Att dessa halvgenomskinliga moln med fiberaktig struktur ligger högt ser man på skuggan de kastar på Altostratus-täcket över östra Finland.

Skandinaviska fjällen är snötäckta liksom Alperna.

En råk har bildats i norra Bottenviken.

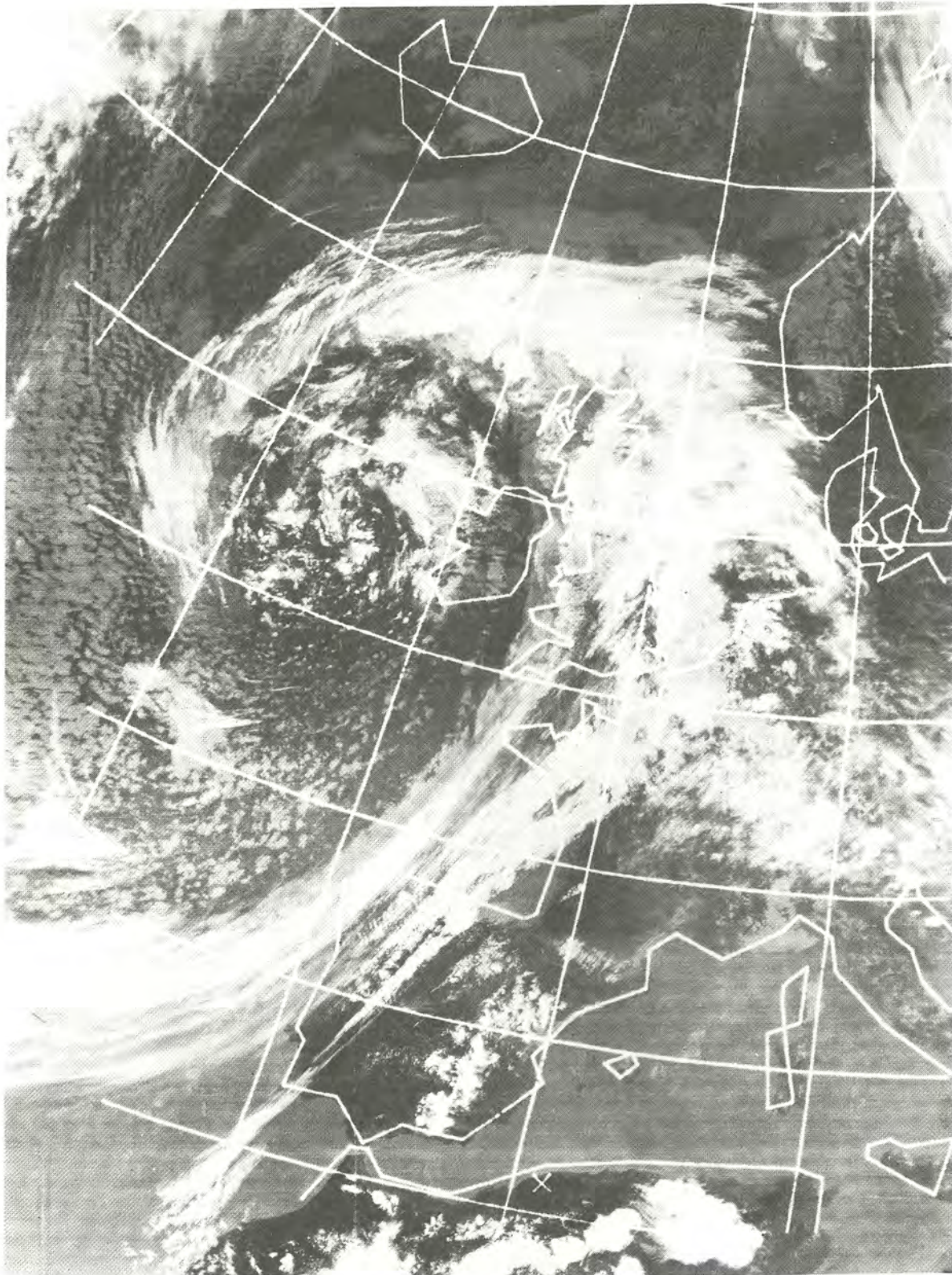


Fig. 3.17 80-09-18 15.20Z TIROS-N IR.
Ocklusion i utdöende stadiet.

Frontsystemet är förvirvlat och det frontala molnbandet, som börjar trasas sönder, är avklippt från lågtryckscentrat. Det innebär att lågtrycket har sett sina bästa dagar och utfylls.

Virvelns centrala del består av konvektiva moln.

En gradvis sänkning av molntopparna äger rum längs den spiralgående ocklusionsfronten. Att det inte äger rum någon markant reduktion av molntopparna i ocklusionspunkten är ett tecken på att jet-strömmen är under försvagning.

I vänstra bildkanten syns grå Stratocumulus.

I östra delen av Atlasbergen (Afrikas norra kust) finns ett s.k. cluster av Cb-celler med ett gemensamt städ. Eftersom det är ostlig vind är östra kanten skarp medan den västra är diffus.



Fig. 3.18a 83-07-06
Schematisk bild av molnen.

- Kanal 1: I allmänhet stor kontrast mellan LAND och MOLN.
- Kanal 2: Kontrasterna LAND - HAV är stor så det är lätt att orientera sig. Floderna skär tydligt in i landskapet. Östgöta- Västgöta- & Skåneslätterna reflekterar mycket mer än skogsområdena. Städerna är mörka (Paris är väl synligt).
- Kanal 3: Här separeras vatten-moln från is-moln. VATTENfyllda moln - SVARTA.
Moln av IS - VITA.
- Kanal 4: TEMPERATURKARTA över moln och markytor.

Har man tillgång till 4 kanaler är identifieringen av molnslag betydligt lättare än om man bara har tillgång till 2 kanaler.

1. SNÖN är vit i alla kanalerna.
Det speciella dendritiska mönstret framträder mycket tydligt i Alp-landskapet.
I kanal 3 separeras snön effektivt från vatten-molnen.
2. Ci a) spissatus.
Syns bra i kanal 1 mot det svarta vattnet men försvinner i 2:an.
3:an visar att det är is-kristaller och 4:an att det är mycket kalla moln.
b) fibratus.
Molnbandet fortsätter in över land men är grått eller nästan o-synligt utom i kanal 4 där de accentueras.
- 3, 4 & 5 Ci fibratus + spissatus.
Praktiskt taget osynliga i de tre första kanalerna. (Moln nr. 3 börjar dock synas i kanal 3).
Kanal 4 avslöjar dem tydligt.
6. Ns/As/Ac Vita i kanal 1, 2 & 4 men svart i kanal 3 vilket alltså indikerar vattenfyllda moln. Synopkartan visar att det är ett regnområde som täcker Jugoslavien.
- 7 & 8 Ac Vita i kanal 1 & 4. I kanal 4 verkar de höra ihop med Cirrus-molnen men 3:an talar om att det är vattendroppar i molnet.
Markobsarna i Östra England rapporterar bl.a. castellanus (8) och lenticularis (7).
9. Ac De täta molnen över Tjeckoslovakien är Altocumulus. Dessa är om-givna av cumuliforma moln med varierande vertikal utsträckning.
10. Cu
- 11 & 12 Sc Ganska vita i kanal 1 (påminner om St) & 2.
Svarta i 3:an och ljusgrå i 4:an.
13. St Vita i kanal 1. Lite gråare i 2:an.
Svarta i 3:an och mörkgrå i 4:an.

NOAA 8, 7-6-83, U: 1004



Abb. 1

06:57 - 07:02 GMT

Kanal 1 - VIS - (0.55 - 0.68 μm)

Fig. 3.18b 83-06-07 6.57-7.02Z NOAA-8 Kanal 1.

NOAA 8, 7-6-83, U: 1004



Abb. 2

06:57 - 07:02 GMT

Kanal 2 - NIR - (0.725 - 1.1 μm)

Fig. 3.18c 83-06-07 6.57-7.02Z NOAA-8 Kanal 2.



Fig. 3.18d 83-06-07 6.57-7.02Z NOAA-8 Kanal 3.



Fig. 3.18e 83-06-07 6.57-7.02Z NOAA-8 Kanal 4.

4. MESOSKALIGA MOLNFORMATIONER

4.1 KONVEKTION ÖVER HAV

Vattenmassor har förmåga att magasinera värme. Denna konservativa egenskap gör att havsvattnet är relativt varmt på vintern. Eftersom konvektion beror av uppvärmning underifrån bildas konvektiva moln i huvudsak under v i n t e r h a l v-å r e t över hav när arktik- eller polarluft strömmar ut över vattenytorna.

a) MOLNGATOR

Konvektiva moln ordnar ibland upp sig i parallella linjer eller band. De enskilda molnelementen verkar sitta ihop eftersom de är mindre än bildens upplösningssförmåga. Molngatorna är orienterade i samma riktning som vinden inom molnskiktet. Längden varierar mellan 10 och flera 100 km. Förhållandet längd till bredd är mycket stort. Ibland använder man kvoten λ/h som ett karaktäristiskt mått för molngatan där:

λ : avståndet mellan två parallella gator.

h : höjden på det konvektiva skiktet.

I allmänhet ligger förhållandet mellan 2:1 och 7:1 med tyngden på de lägre värdena (typiskt värde 3:1). Avståndet mellan gatorna är i regel 2-8 km och molntopparna ligger då under 3000 m. Det är alltså fråga om Cumulus med liten vertikal utsträckning.

I vilka vädersituationer formas molngator?

De bildas i samband med kallluftsutbrott. Vanligast uppträder gatorna nedströms från en kontinent när färsk kallluft snabbt strömmar ut över havet med friska eller hårda vindar. Molnen bildas inte omedelbart utan 60-100 km ut från kusten är det en klar zon.

När det lägsta skiktet har blivit instabilt bildas låga Cumulus-moln. Nedströms breddas gatorna och avståndet ökar mellan dem allteftersom det instabila skiktet tillväxer i höjded.

I. Effekt av den termiska vinden: Om vinkeln mellan isohypser och isotermer vid kallluftsadvektion är enligt fig. 4.1a så minskar vinden med höjden och vrider mot solen.

II. Effekt av friktionen: Enligt Ekmanspiralen vrider vinden med solen och ökar med höjden (Fig. 4.1b).

En kombination av effekt I & II kan åstadkomma att vinden inte vrider med höjden i områden med kallluftsadvektion. Förhållandena är då gynnsamma för att Cu-moln bildas längs gator.

Strömningen är kraftig och vindhastighetsprofilen har en krökt form med ett max i närheten av gränsskiktets topp. Gradienten av hastighetsshearen antar värden mellan 10^{-7} & $10^{-6} \text{ cm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (de lägre värdena gäller för öppna och slutna celler).

Ett annat mått som man kan använda är V/H :

H : molnöversidans höjd

V : vindhastigheten i denna nivå.

När $V/H \geq 7 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ bildas molngator. Vid mindre värden äger en övergång till öppna celler rum.

MOLNGATOR karaktäriseras av:

- STOR TEMPERATURSKILLNAD LUFT-HAV.
- INSTABILT i lägre nivåer.
- CUMULUS med relativt liten vertikal utsträckning.
- STARK VIND i lägsta nivåer.
- INGEN VINDVRIDNING med höjden.

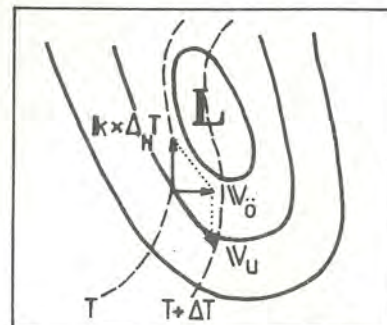


Fig. 4.1a

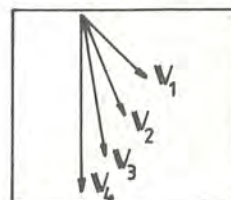


Fig. 4.1b

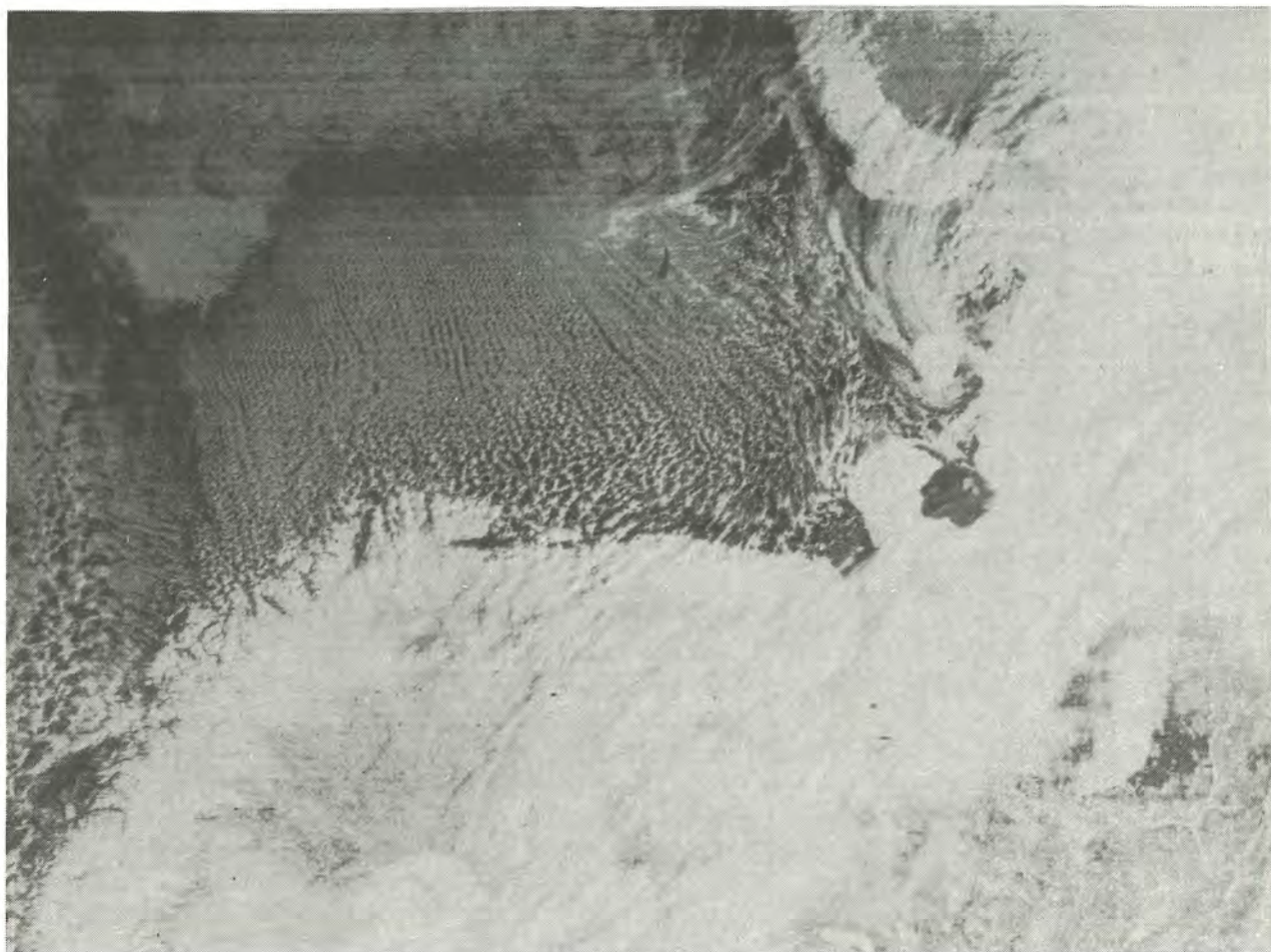


Fig. 4.2 84-03-15 7.58Z Meteor 2-F VIS.
MOLNGATOR på Norra Ishavet.
Avståndet mellan de parallella
molngatorna ökar efterhand och
molnelementen blir också större.

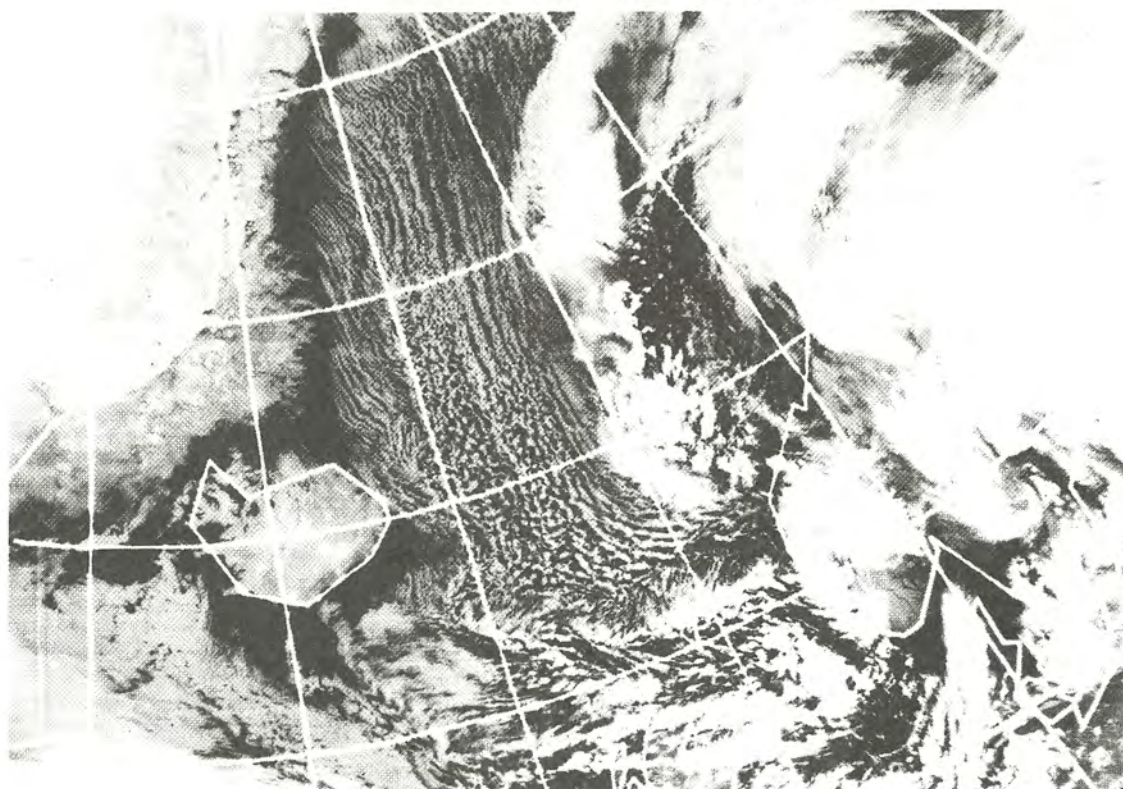


Fig. 4.3 81-01-15 9.21Z NOAA-6 IR.
MOLNGATOR på Norska Havet.
Lägg märke till den molnfria
zonen utanför polarisen.

b) ÖPPNA CELLER

Även öppna celler bildas i områden med relativt varmt vatten och stor temperaturskillnad luft-hav ($|T-T_v| \geq 5^\circ\text{C}$).

De kännetecknas av en kvasi-hexagonal ringform av konvektiva moln med ett molnfritt område i centrum i samband med nedsjunkande luft. Totala molnmängden är under eller lika med 40 %. Det är viktigt att det är jämn uppvärmning underifrån och det villkoret är uppfyllt över vattenytorna.

Markvinden måste vara minst 5 m/s. Är hastigheten mindre än 10 m/s antar cellerna polygonal form och vid de lägsta värdena bildas hexagonala celler likt en honungskaka. Vid vind över 10 m/s bryts de välformade ringarna och antar mer oregelbundna mönster och dimensionerna ökar.

Cellernas storlek är emellertid mer knuten till djupet av det instabila skiktet än till vindhastigheten. En tillväxt av cellstorleken kan man därför vänta sig nedströms ända tills det instabila skiktet nått sin kulmen. Diametern ligger i allmänhet mellan 10 och 100 km.

Cellen uppbyggs av Cumulus med stor vertikal utsträckning eller Cumulonimbus. Skiktningen är överadiabatisk i allra lägsta nivån (några meter), upp till molnbasen torradiabatisk skiktning, i molnet fuktadiabatisk skiktning och över allt ihop finns taket i form av en inversion.

Öppna celler bildas i områden med cyklonal strömning i låga nivåer. Vid ett kallluftsutbrott bildas först molngator som så småningom övergår i öppna celler efter att ha passerat ett övergångsstadium av kedjeliknande formationer.

Kallluftsutbrotten sker på baksidan av lågtryck och öppna celler formas där det är kallluftsadvektion.

c) SLUTNA CELLER

Slutna celler bildas över förhållandevis kallt vatten och temperaturdifferensen mellan luft och hav är ganska liten ($0 < |T-T_v| < 5^\circ\text{C}$). Cellerna är täckta av moln i centrala delen och nedsjunkning äger rum i ytterkanterna som är molnfria. Totala molnmängden är stor cirka 90%. Cellerna är lika stora som de öppna. Slutna celler bildas i områden med svag konvektion under en subsidensinversion. Cumulusmolnen plattas ut och övergår i Stratocumulus. Cellerna består alltså huvudsakligen av Stratocumulus men ofta i kombination med Cumulus och eventuellt Stratus.

Typiska storheter hos cellerna är diametern D , höjden h av konvektiva skiktet liksom förhållandet D/h , vilket är ett mått på flackheten hos cellen. De öppna cellerna når inte speciellt högt men täcker i regel ett större område.

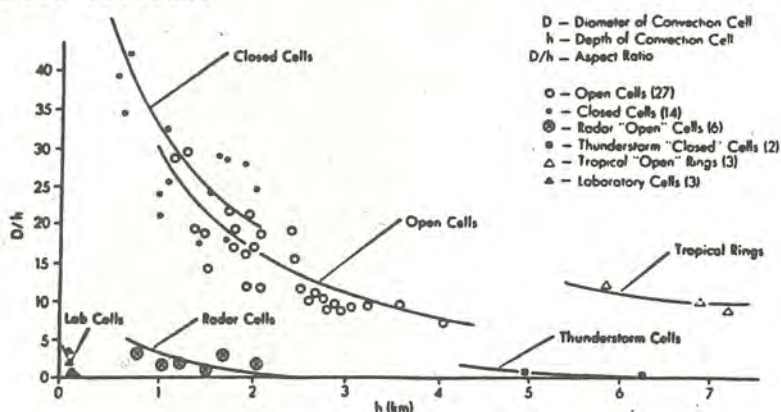


Fig. 4.4 Förhållandet D/h .

Vindarna i låga nivåer är i regel måttliga (< 10 m/s) & strömningen är anticyklonal.

I områdena där cellerna bildas är det varmluftsadvektion.

Utmärkande för ÖPPNA CELLER:

- STOR temperaturskillnad luft-hav.
- CU CONG / CB.
- CYKLONALT i låga nivåer.
- KALL-luftsadvektion.
- JÄMN uppvärmning underifrån.

Utmärkande för SLUTNA CELLER:

- LITEN temperaturskillnad luft-hav.
- SC / (CU).
- ANTICYKLONALT i låga nivåer.
- VARM-luftsadvektion.
- SUBSIDENS-inversion.

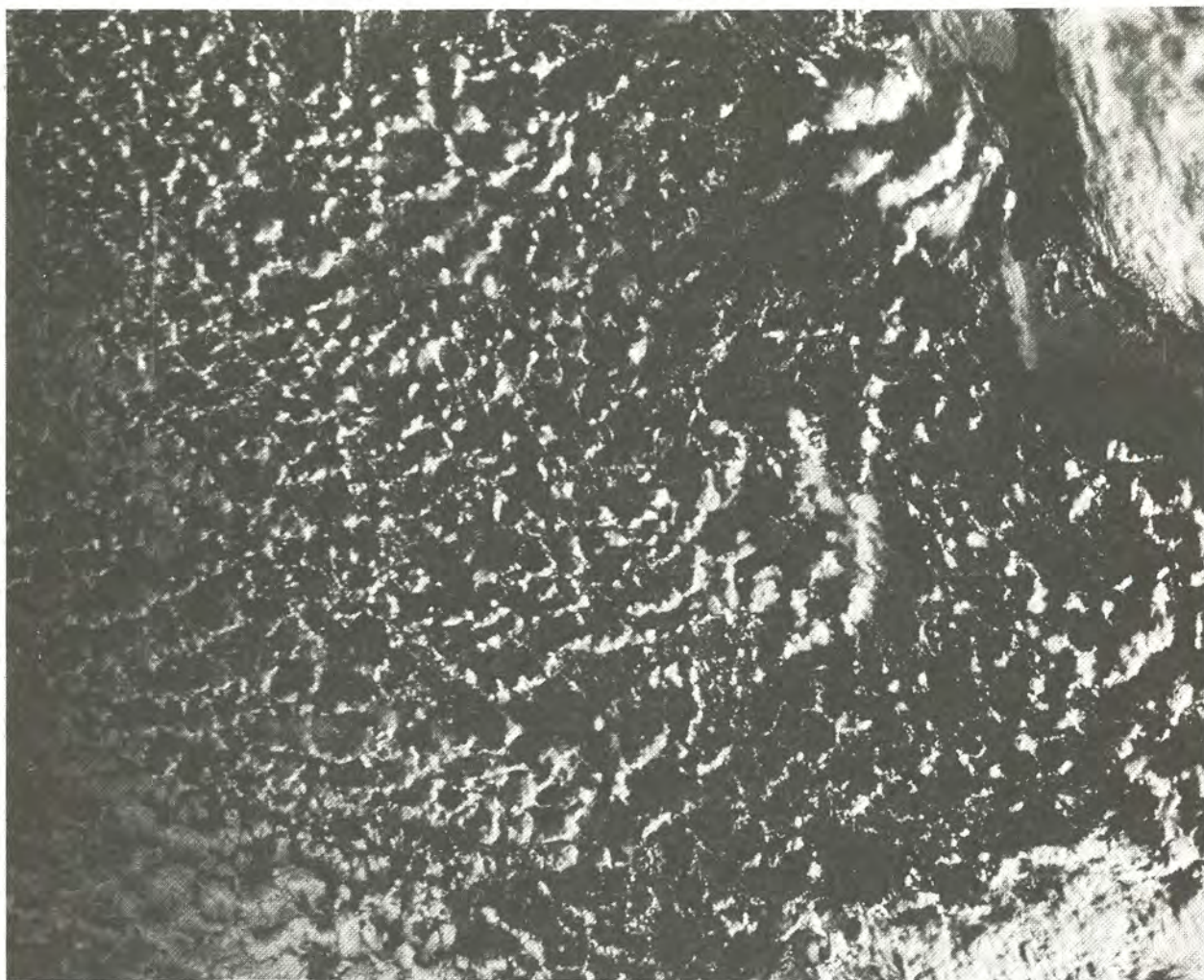


Fig. 4.5 81-02-22 8.24Z NOAA-6 VIS.
ÖPPNA konvektiva celler. I nedre
vänstra hörnet är emellertid cel-
lerna SLUTNA.

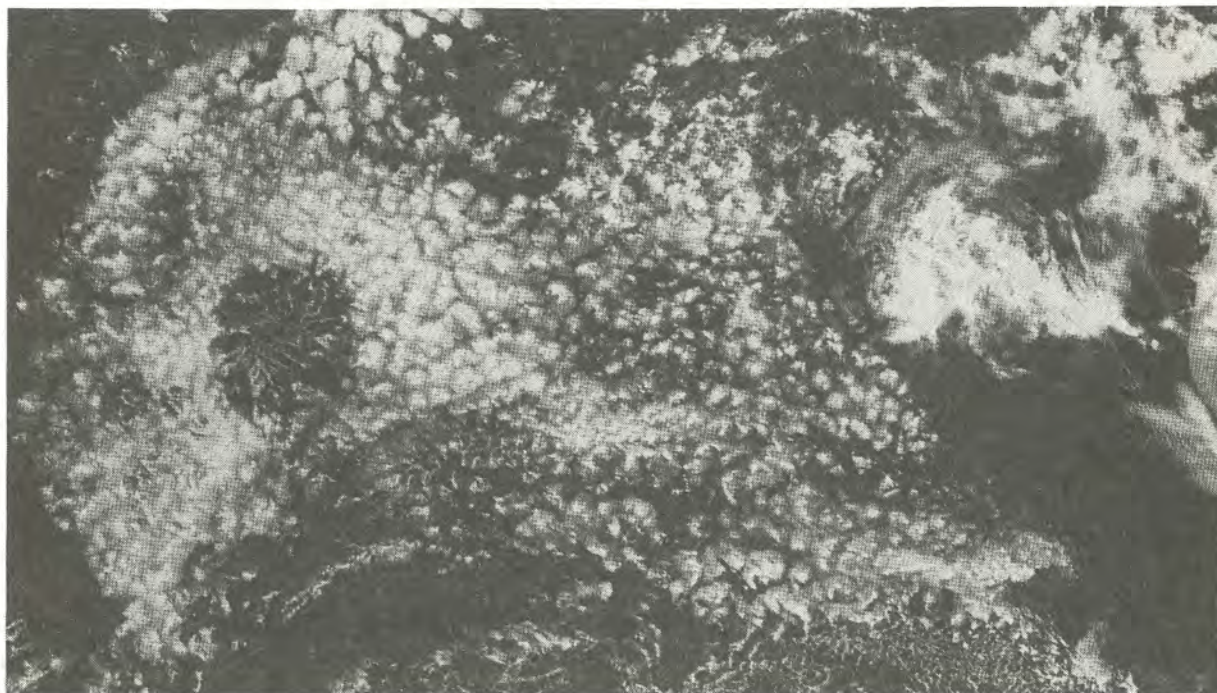


Fig. 4.6 79-03-28 12.25Z Meteosat VIS.
I ett område med SLUTNA konvektiva celler syns en
radiellt eller kristallint formad molnkonfiguration.
Det är ett s.k. AKTINOFORMT molnmönster vilket är
en övergångsform mellan öppna och slutna celler.

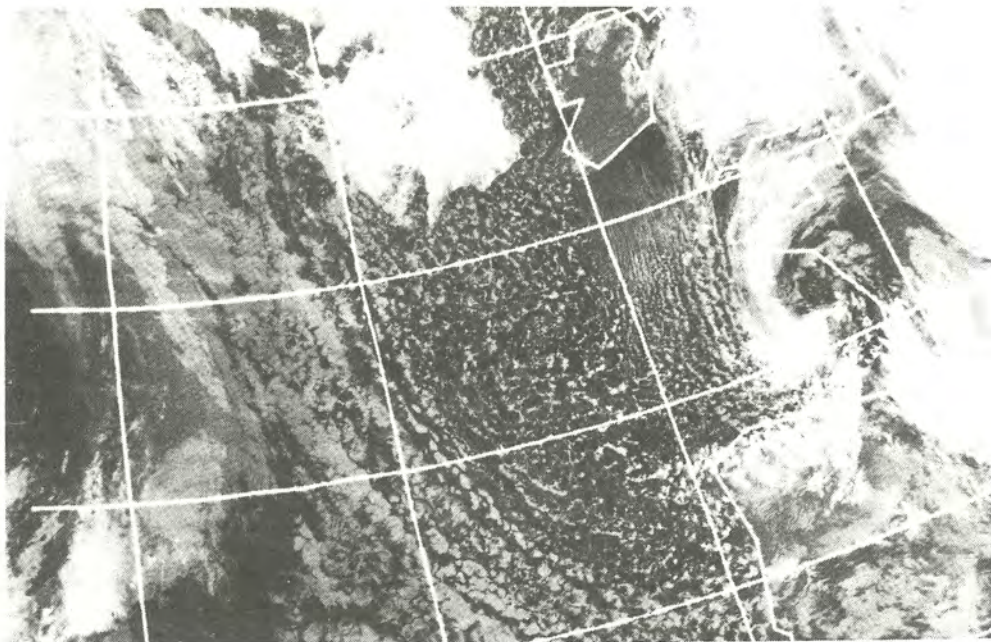


Fig. 4.7 80-10-17 9.16Z NOAA-6 IR.
MOLNGATOR bildas en bit söder om Irland. ÖPPNA CELLER syns
väster därom. SLUTNA CELLER ytterliggare längre västerut.

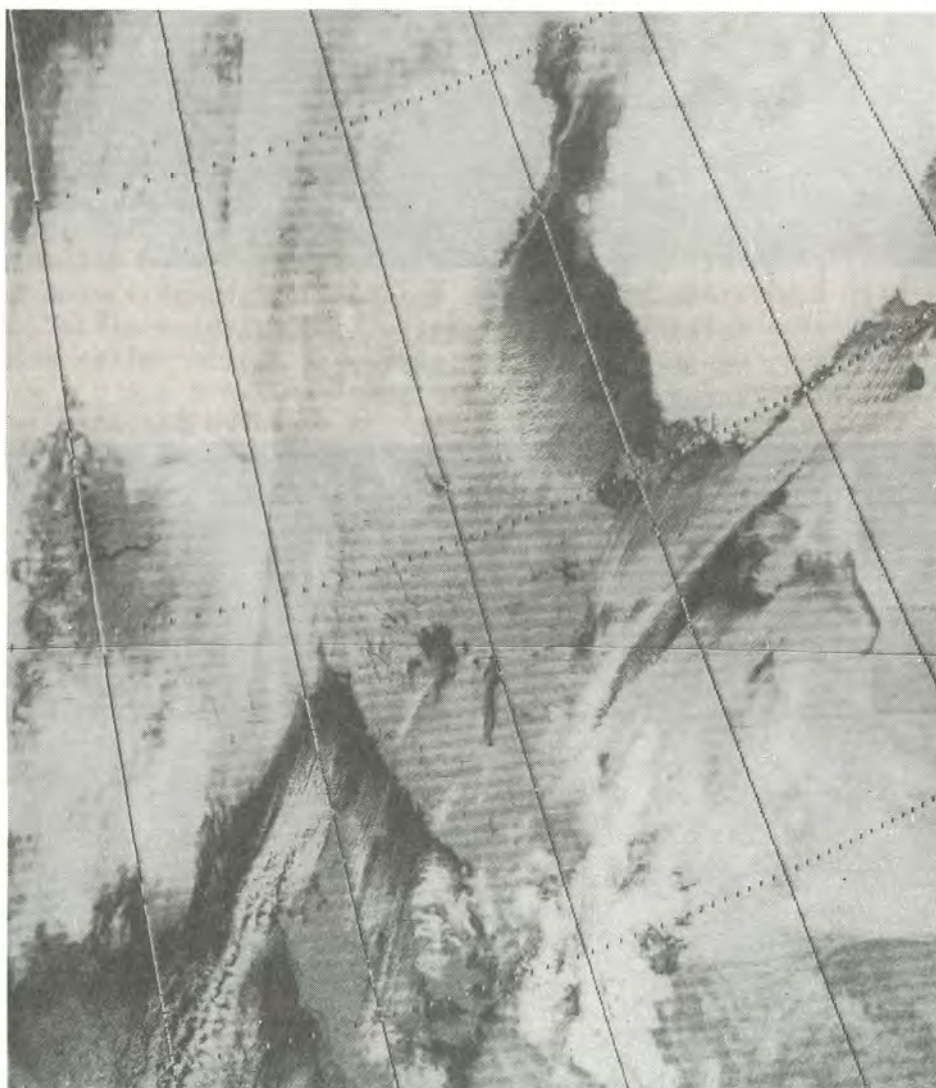


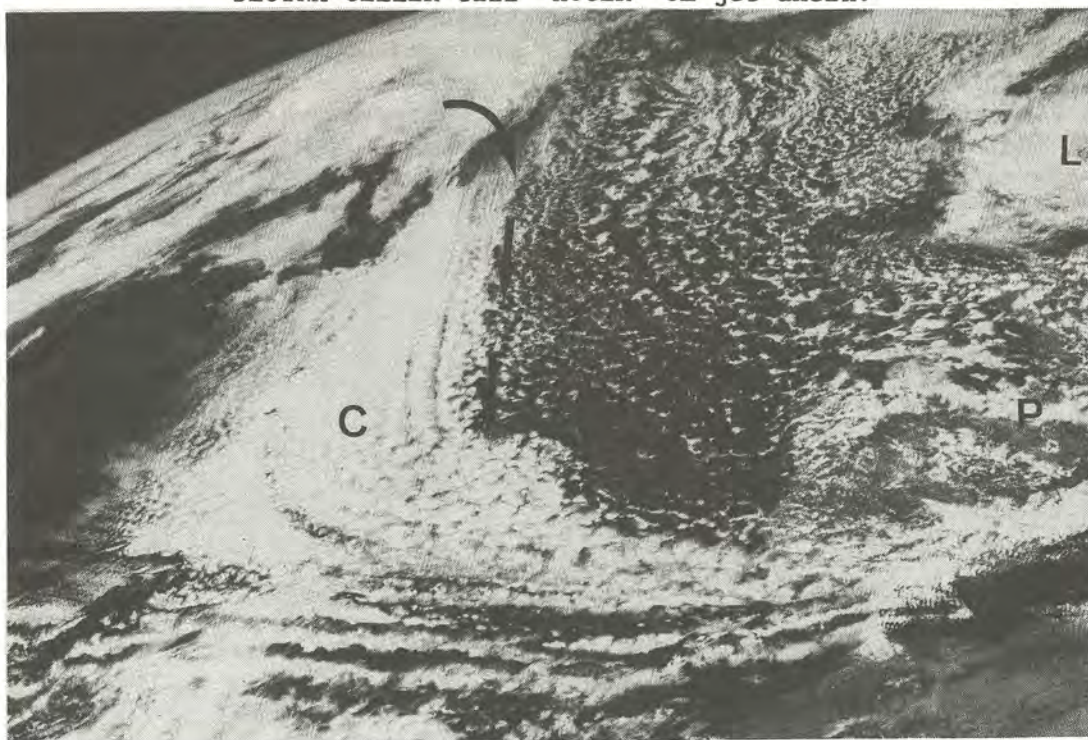
Fig. 4.8 84-01-04 6.55Z NOAA-6 IR.
Molngator bildas inte direkt när kall luft strömmar ut över kallt vatten, vil-
ket syns tydligt över Bottenhavet, Skagerack och Kattegatt. En konvergenslinje
går från centrala Bottenviken till Härnösand. En kraftig 'snökanon' är riktad
från Finska Viken till Oskarshamns-trakten. Kraftig vind och snökaos med meter-
djup snö. (Se även sid. 114-115).

d) ÖPPNA och SLUTNA CELLER i förhållande till JET-AXLAR

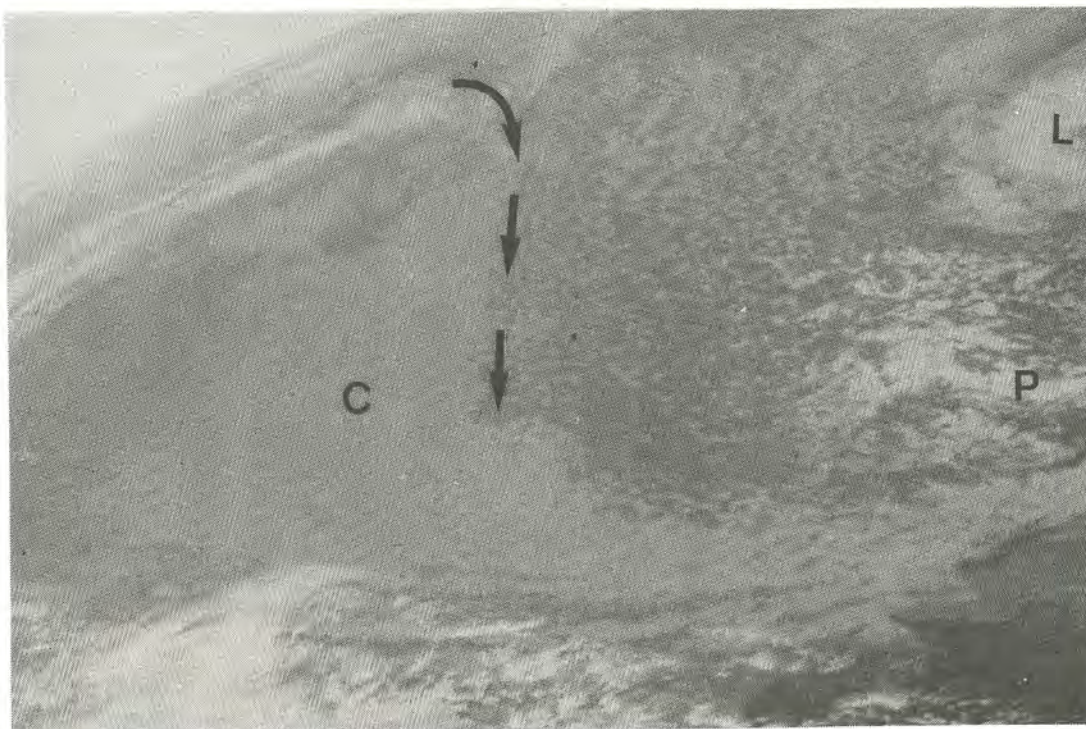
Ibland sker distinkta övergångar mellan de båda cell-strukturerna. I polarluft där det finns välutvecklade områden med både öppna och slutna celler antyder övergångszonen att det är divergens i låga nivåer. Undersökningar har visat att övergången äger rum mitt under jet-axeln.

Om man har jet-strömmen i ryggen gäller:

- ÖPPNA CELLER till VÄNSTER om jet-axeln.
- SLUTNA CELLER till HÖGER om jet-axeln.



a. VIS.



b. IR.

Fig. 4.9 79-03-28 14.25Z Meteosat.
JET-AXELNS läge i förhållande
till ÖPPNA och SLUTNA CELLER.

4.2 KONVEKTION ÖVER LAND

Kontinenterna uppvärms kraftigt under sommaren och konvektion över land är därför förknippad med sommarhalvåret.

Konvektionen har också ett kortare cykliskt förlopp - den dagliga gången.

Cumulus humilis som bildas under förmiddagen har till middagen hunnit växa upp till Cumulus mediocris eller Cumulus congestus. Är det tillräckligt labilt sker en övergång under eftermiddagen till Cumulonimbus med regn- eller åskskurar. När den drivande kraften i form av värme underifrån upphör under kvällen upplöses molnen. I vissa lägen kan emellertid det konvektiva molnet överleva natten och aktiveras mot morgonen när tillräcklig avkylning har skett i molntoppen. Labiliseringen kan som bekant ske på två sätt - antingen uppvärmning underifrån eller avkylning uppfifrån.

Nästan dagligen utgör satellitbilderna under sommarhalvåret en provkarta på cumuliforma moln i olika utvecklingsstadier.

Under övergångsperioderna under vår och höst är det vanligt att konvektiva moln täcker antingen land- eller havsområden. När vattnet i insjöarna fortfarande är relativt kallt bildas inga konvektiva moln och på bilderna är det då lätt att identifiera sjöar och vattendrag.



Fig. 4.10 84-05-07 12.20Z NOAA-7 VIS.

Instabil luft täcker hela Skandinavien där landytorna är täckta av konvektiva moln. De kalla vattenytorna är emellertid helt fria från Cumulus. P.g.a. nordlig vind sätter konvektionen inte igång direkt söder om Finska Viken och Rigabukten. Det dröjer ett tag innan uppvärmningen lyckas åstadkomma ett tillräckligt djupt instabilt skikt för att Cumulus skall bildas.

a) MOLNGATOR

För det mesta uppvisar konvektiva moln över land ett oregelbundet mönster. Förutsättningarna för att öppna celler skall formas är små eftersom det då krävs en jämn uppvärmning underifrån. Bara om kontinenten består av talrika sjöar eller efter kraftigt regn kan i enstaka fall öppna celler bildas även över land.

Däremot ser man cumuliforma moln ordnade i molngator då och då. De har samma dimensioner som de över vattnet och de följer också strömningen i låga nivåer.



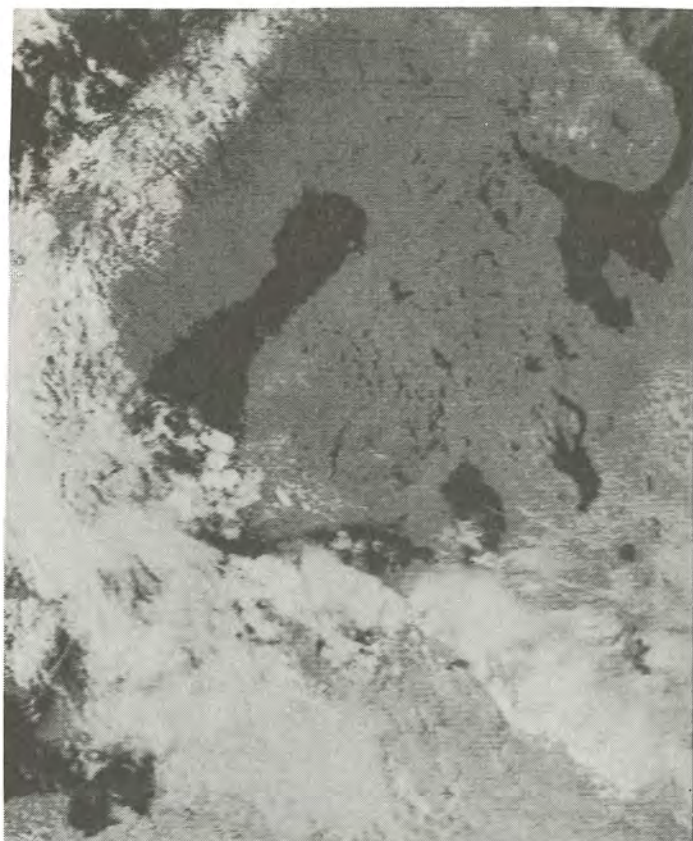
Fig. 4.11 80-03-01 14.31Z TIROS-N VIS.
MOLNGATOR över land. (Skuggorna
hjälp till att framhäva moln-
gatorna).

b) CB-CLUSTER

I ett vidsträckt instabilt område bildas ofta stora konvektiva moln som ligger ganska nära varandra och tillsammans formar de ett s.k. CLUSTER. Detta består alltså av flera Cb-celler vars städ smälter samman så att de enskilda cellerna täcks av Cirrus-skärmen.

Diametern på ett sådant område kan vara flera hundra kilometer. Clustren kan också uppstå längs konvektiva konvergens-linjer.

Cirrus-skärmen täcker de enskilda Cb-cellerna framför allt i VIS- och IR-kanalerna. För att kunna fastlägga var de celler finns som är under utveckling är WV-kanalen speciellt användbar. Det höga vatteninnehållet genom ett djupt skikt resulterar i nästan cirkulära ljusa fläckar där de aktiva Cb-cellerna är belägna.



a. VIS



b. IR

Fig. 4.12

84-05-27 13.31Z NOAA-7

Hopbakade Cb-celler i s.k. CLUSTER längs en kallfront.

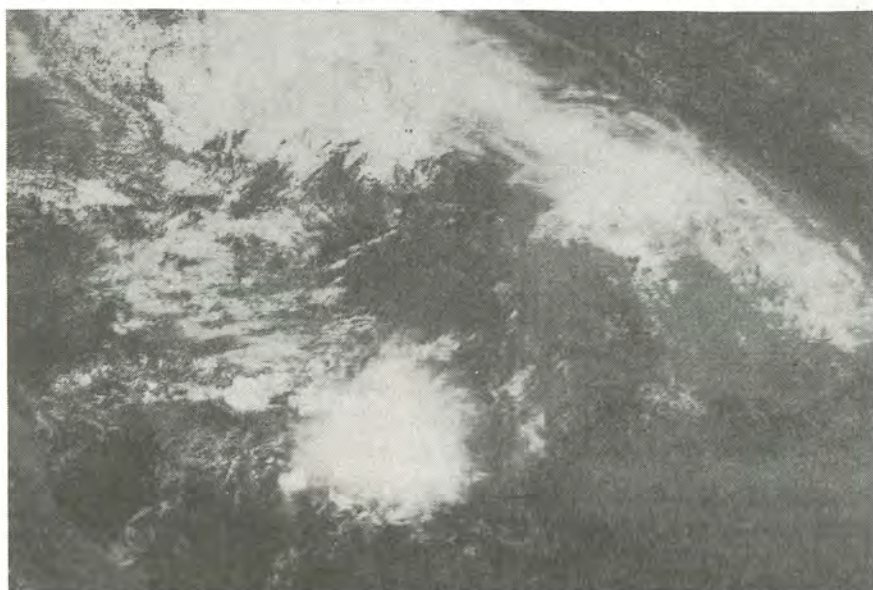


Fig. 4.13a 84-08-02 7.43Z Meteor 2-I VIS.

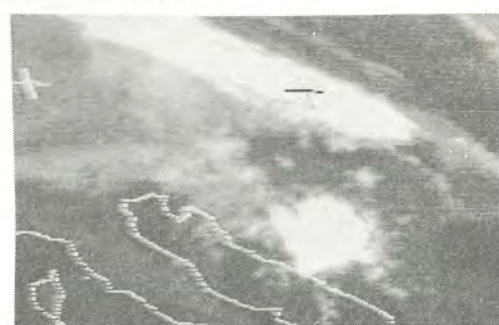


Fig. 4.13b 84-08-02 06Z
Meteosat IR.

Cb-celler kan samlas under ett gemensamt städ. De enskilda cellerna kan man då inte identifiera. Städets trådiga och diffusa ytterkant syns i VIS. I IR har komplexet däremot skarpa kanter.

c) MORGONDIMMA/STRATUS och dess effekt på EFTERMIDDAGSKONVEKTIONEN

Dimma eller Stratus har bildats under natten över ett begränsat område.

Vad händer ur konvektionssynpunkt under dagen?

Uppvärmningen sätter igång direkt på förmiddagen över molnfria markytor. Där-
emot når inte solstrålningen ner till marken över de ytor som täcks av dimma el.
Stratus. Värmeenergin går åt till att upplösa dimman/St. När all dimma/St har
upplösts frampå dagen är markytan kallare här än ytorna runtomkring.

P.g.a. temperaturdifferensen strömmar luft ut från det kallare området (liknar
sjöbriscirkulation) där inga eller endast få cumuliforma moln bildas.

Anledningen till att det blir en dämpad konvektion över områden täckta med dimma
eller Stratus på morgonen kan bero på att:

- m a r k t e m p e r a t u r e n inte hinner bli tillräckligt hög,
- dimma/St är tecken på att det finns ett s t a b i l t s k i k t med en
inversion.



Fig. 4.14 82-08-04 12.00Z NOAA-7 VIS.

Över Ryssland finns ett område som fortfarande är täckt av Stratus/dimma. Runt-
omkring är det en molnfri zon där solen har löst upp dimmolnen, men där ingen
konvektion har satt igång. Däremot har cumuliforma moln bildats överallt utan-
för området med Stratus. Den utströmmande luften från den centrala delen möter
den ledande nordostliga vinden i den norra kanten och där har en smal konver-
genslinje bildats.

På Ålands hav finns ett konvektivt system som påminner om en tropisk cyklon.

4.3 SJÖBRIS

Sjöbriscirkulation är ett lokalt vindsystem som orsakas av olika uppvärmning av närliggande land- och vattenytor. Cirkulationen startar i högre luftlager och efterhand påverkas även de lägre nivåerna och man får en 'sluten' cirkulation.

När sjöbrisen sätter in:

- ökar vinden
- sjunker temperaturen
- ökar luftfuktigheten.

Ju kraftigare sjöbrisen är desto större vertikal och horisontell utbredning får den. Sjöbrisen är vanligast från april t.o.m. september.

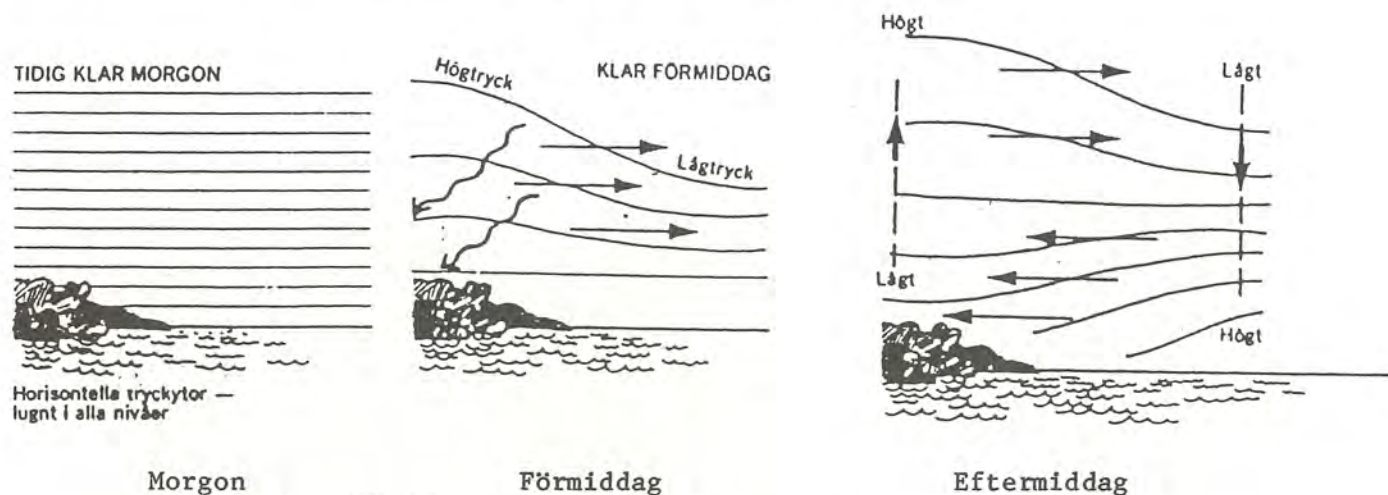


Fig. 4.15 SJÖBRIS.

På satellitbilderna syns i början en smal molnfri zon längs kusten. Allt eftersom brisen tilltar vidgas det molnfria området. Eftersom det sker en återströmning över havet med subsidens är även området närmast utanför kusten molnfritt. Om emellertid vattnet närmast kusten är täckt av dimmor eller låga Stratus kan dessa advektas in över land när sjöbrisen sätter igång.

På IR-bilderna kan man se sjöbrisens utbredning genom en ändring av gråton mellan den klara kustremsan och de konvektiva molnen över den varma landytan.

Den allmänna strömningen har betydelse för uppkomsten av sjöbris.

a) Strömning från havet.

Uppvärmning av land försvåras av kyligt havsvatten och uppbyggnaden av temperaturgradienten motverkas.

b) Strömning parallellt med kusten.

Luften över land kan värmas upp utan inblandning av havsluften och man får en väl utvecklad temperaturgradient.

c) Strömning från land.

Temperaturgradienten advektas ut till havs och sjöbrisen startar flera km. ut från kusten och arbetar sig efterhand in över land. Jämfört med strömning parallellt med kusten gäller för sjöbrisen att den:

- startar senare
- når inte så långt in över land
- har lägre vindhastighet
- slutar tidigare.

Om den ursprungliga frånlandsvinden är kraftigare än 5 m/s bildas sällan någon cirkulation. Enligt en undersökning förekommer sjöbris sällan om det finns mer än 3/8 skiktade moln.

I situationer med strömning från land bildas ofta s j ö b r i s f r o n t e r. De orsakas av en skärpning av temperaturgradienten som konvergensen mellan frånlandsvinden och sjöbrisen skapar.



Fig. 4.16
84-05-18 13.41Z NOAA-7 VIS.
SJÖBRISEN vid Bottniska Viken
ger upphov till breda molnfria
zoner både på den svenska och
finska sidan.

Fig. 4.17
79-09-13 12.25Z Meteosat VIS.
TVÅ SJÖBRIS-cirkulationer kan
mötas och samverka så att en
förstärkning sker av konvektionen. Detta uppstår ibland mellan
två stora insjöar där stora Cb-
celler tornar upp sig.

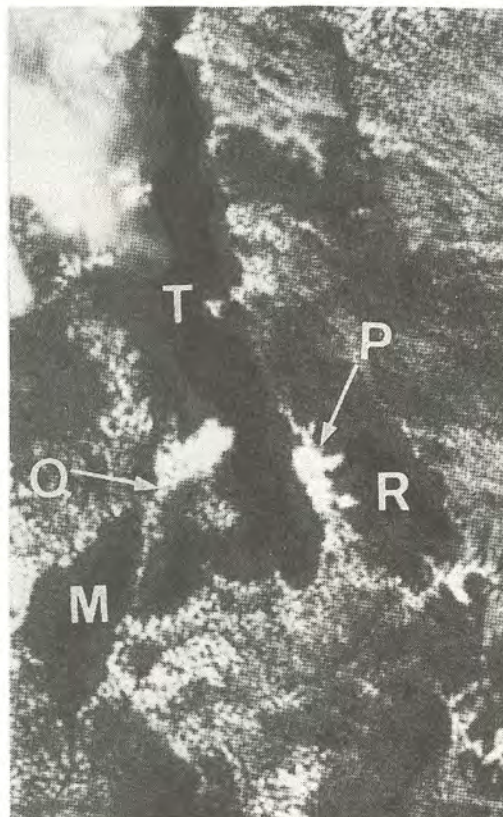
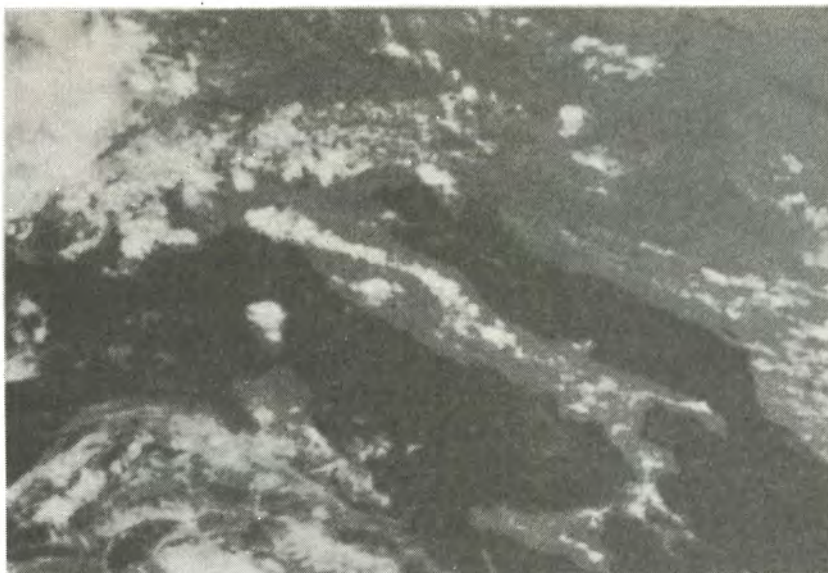


Fig. 4.18 84-07-06 10.35Z Meteor 2-I.
SJÖBRISFRONT på norra sidan av Finska
Viken. Den ledande vinden är nordlig.



a. 11.25Z



b. 12.25Z



c. 14.25Z

Fig. 4.19 79-06-05 11.25Z Meteosat VIS.
Även om landområdet är brett så kan en kraftig förstärkning ske när två SJÖBRIS-cirkulationer möts. Över Italien bildas en konvergenszon med ett omfattande konvektivt molnsystem längs hela halvön.

4.4 OROGRAFI

När luft strömmar över ett hinder störs den ursprungliga strömningen och stående vågor och virvlar kan bildas. Ibland syns dessa på satellitbilderna. Några av de vanligaste orografiska störningarna skall vi belysa.

1. LÄVÅGOR

a) TRANSVERSELLA LÄVÅGOR

När en luftström blir tvingad att hävas av ett hinder t.ex. en bergskedja kan gravitationsvågor induceras i strömningen på läsidan. Vågorna kan man betrakta som vertikala svängningar eller undulationer omkring ett dynamiskt stabilt läge i den opåverkade luftströmningen.

Hindret åstadkommer störningen och gravitationen ser till att luften återvänder tack vare den statiska stabiliteten. Den statiska stabiliteten är alltså viktig för att lävågor skall uppstå. Undersökningar har visat att atmosfären måste vara mycket *s t a b i l* - isotermt eller en inversion är nödvändig.

Lika viktigt är också vindens riktning i förhållande till hindret. När det gäller bergskedjor måste luftströmmen vara *v i n k e l r ä t* mot dessa (på 30° när) och detta skall gälla inom ett djupt skikt av troposfären.

Vindhastigheten i höjd med bergstopparna skall vara ganska *k r a f t i g* och den skall dessutom *ö k a s n a b b t* med höjden.

Våglängden hänger ihop med vindhastigheten. Som en grov approximation kan man ansätta att våglängden L uttryckt i km har ungefär samma numeriska värde som vindhastigheten v uttryckt i m/s. Alltså $L[\text{km}] \approx v[\text{m/s}]$. Dessutom spelar stabiliteten en viss roll - ju stabilare desto kortare våglängd.

Existensen av lävågor manifesteras om luften är tillräckligt fuktig så att moln bildas i vågtopparna. Dessa moln är kvasi-stationära. Molnen ligger stilla men luften strömmar hela tiden igenom dem. Kondensation sker i vågtopparna och molnupplösning äger rum i vågdalarna. Molnen är i regel Sc eller Ac.

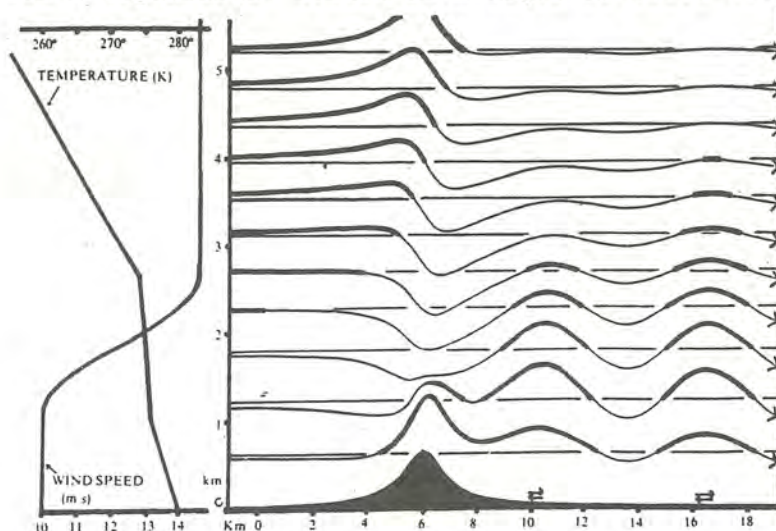


Fig. 4.20 LÄVÅGOR bildas under lämpliga förutsättningar när luft passerar över en bergskam.

Följande villkor måste vara uppfyllda för att LÄVÅGOR skall bildas:

- 1) STABILT.
- 2) Vindriktning VINKELRÄT mot bergskammen.
- 3) Ganska KRAFTIG VIND på bergstoppen.
- 4) SNABB VINDÖKNING med höjden.

Lävågornas utseende beror på terrängen som initierar vågbildningen. Om det är en lång bergskedja syns lävågorna som smala molnband på ekvidistanta avstånd med klara områden emellan. Molnbanden är *p a r a l l e l l a* med bergskedjan.

(Bilder i andra kapitel där transversella lävågor finns med: Fig. 3.11, 3.12a, 3.14, 3.16, 5.18, 5.42, 6.1a).

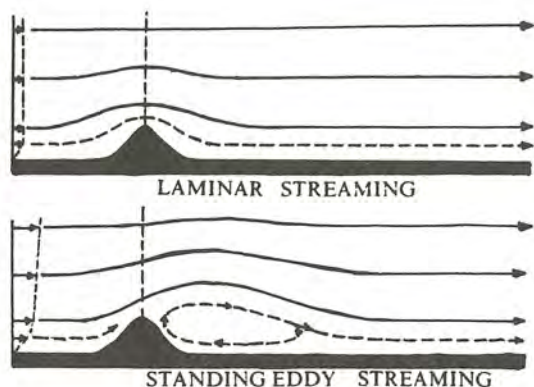
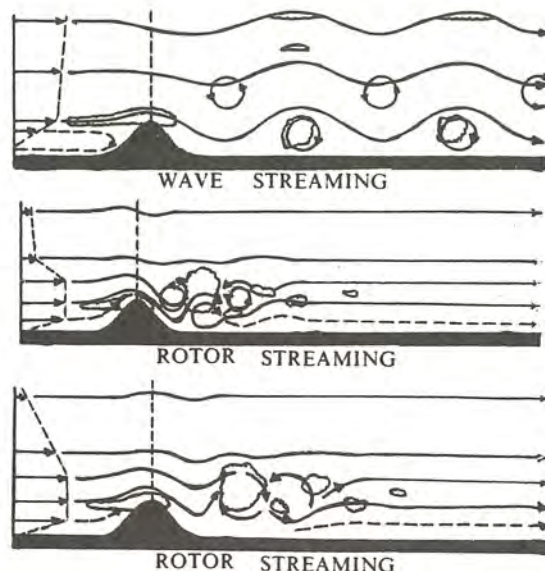


Fig. 4.21

Strömningen över ett hinder är beroende av vindprofilen (indikerad till vänster i figuren).



b) DIVERGENTA LÄVÅGOR

Förutom de transversella lävågorna finns också divergenta. Branta, isolerade hinder såsom bergiga öar (t.ex. Jan Mayen) ger upphov till 'bågformiga' vågor. Dessa divergenta lävågor har vissa likheter med kölvattnet från en båt. Samma villkor gäller som för de transversella lävågorna men vindhastigheten måste överskrida 15 m/s.

Karaktären på lävågor beror på tjockleken av skiktet under inversionen och på vindhastigheten.

- Transversella och divergenta vågor kan båda uppträda när relativt långsam luft strömmar i ett tjockt skikt under inversionen.
- Vid höga vindhastigheter i ett relativt tunt skikt under inversionen försvinner de transversella vågorna och enbart de divergenta vågorna blir kvar.
- Ju smalare hindrets profil är desto mer dominerar den divergenta vågformen.

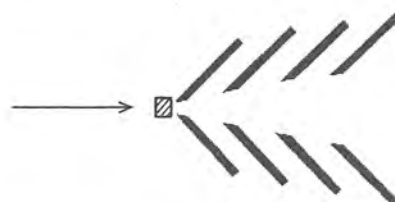


Fig. 4.22 DIVERGENTA lävågor.

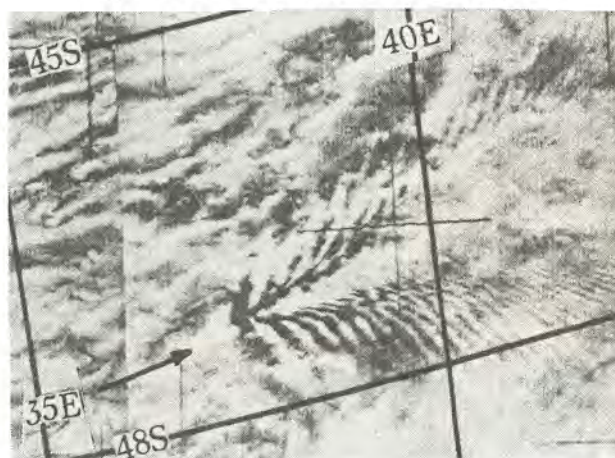


Fig. 4.23

70-01-12 9.28Z Meteor 2 .
DIVERGENTA vågor i lä av
Marion Islands.

c) ZICK-ZACK-FORMADE LÄVÅGOR (Herringbone wave cloud).

- Om den 1:a bergskedjan är mycket större än den 2:a blir vågmönstret opåverkat men amplituden förstoras där den 2:a toppen ligger i fas, men reduceras där den är ur fas.
- Om istället den 2:a bergskedjan är mycket större ändras vågorna helt och hållet orienteringen efter denna.
- Om däremot båda bergskedjorna är lika effektiva som våggeneratorer, förblir en del vågavsnitt fortfarande parallella med 1:a toppen, medan andra avsnitt rättar in sig parallellt med den 2:a toppen. Det bildas ett interferensmönster. Om $\theta_1 = \theta_2$ kan vågbenen anta längder i förhållanden 1:1, 2:1, 3:1, 2:2 o.s.v

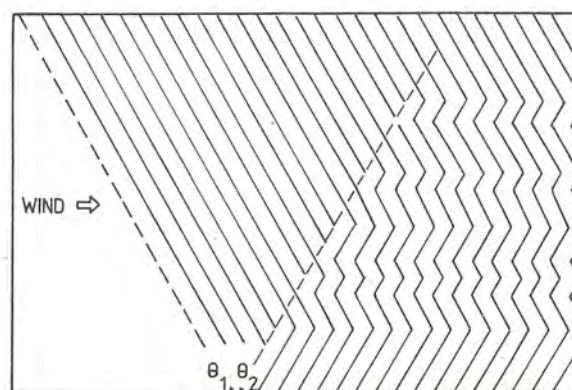


Fig. 4.24 ZICK-ZACK-mönster hos lävågor. (Streckade linjer är bergskammar, heldragna linjer är lävågor.)

d) LÄVÅGS-CIRROSTRATUS

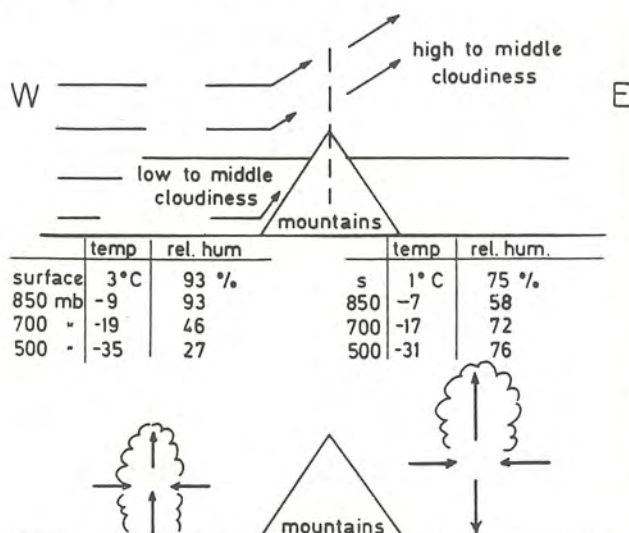


Fig. 4.25 Schematisk illustration av moln i lovart & lä av en bergskam.

På framsidan av bergen är det tillräckligt fuktigt i låga nivåer för att hävningen skall ge upphov till lägre molnslag. Molnen når ungefär fram till bergskammen.

Fortsatt hävning sker i betydligt torrare luft och därför uppträder ett mycket smalt molnfrött område.

På läsidan är det fortsatt hävning och tillräckligt fuktigt i högre nivåer så att Cirrostratus bildas.



Fig. 4.26 84-08-20 6.48Z NOAA-6 IR. LÄVÅGS-CIRROSTRATUS bildas bakom den Skandinaviska fjällkedjan. Norr om Cs-skärmen ser man lävågor.

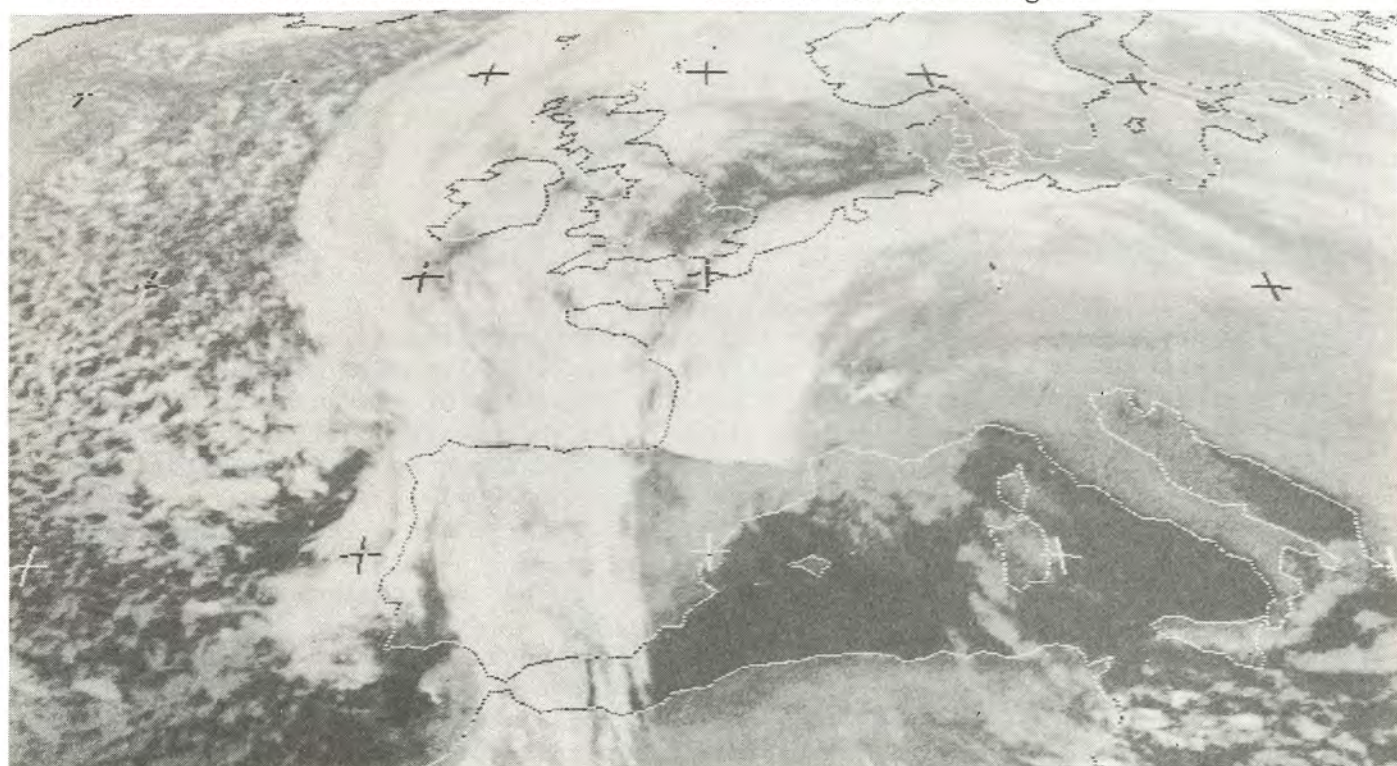


Fig. 4.27 84-11-30 03Z Meteosat IR.

Ett annat exempel där CIRROSTRATUS bildas i lä av Pyrenéerna. Det är mycket stor skillnad i gråskala (IR) syd och nord om bergskedjan. I höjd med bergsmassivet finns en mycket smal, svart molnfrei zon. Därefter sker en knivskarp övergång till höga moln. Iskristallerna i Cs-molnet driver långt nedströms.

2. FÖHN

Betrakta ett luftpaket som först hävs och sedan sänks. Hävningen får fortgå till en nivå ovan kondensationsnivån, från toppnivån återförs luftpaketet där- efter till utgångsnivån. Tre fall kan särskiljas:

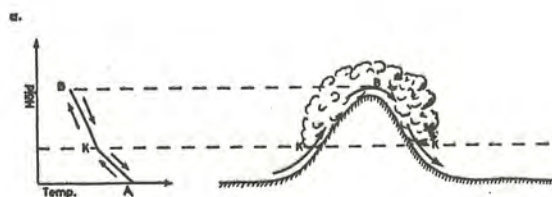


Fig. 4.28a Inget vatten utfälls ur luftpaketet.

Molnbasen är lika på både lovart och läsidan. Samma temperatur före och efter hävningen.

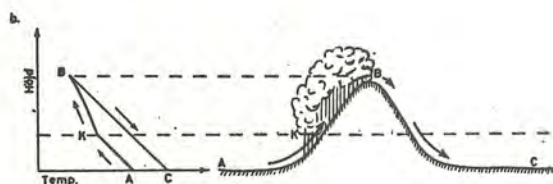


Fig. 4.28b Allt vatten faller ut på lovartsidan.

Luftpaketet uppvärms torradiabatiskt på läsidan ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Temperaturen på läsidan är högre och relativa fuktigheten är lägre än i utgångsläget. Detta är ett teoretiskt fall och förekommer inte i naturen.

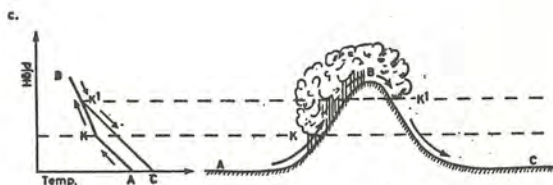


Fig. 4.28c En del av vattnet utfälls.

Hävningskurvan är densamma som i de båda tidigare fallen. När luftpaketet börjar sjunka från sin toppnivå finns kondensationsprodukter kvar och sänkingskurvan följer samma fuktadiabat ($0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) som vid hävningen tills alla droppar har avdunstat. Detta inträffar ovanför kondensationspunkten K. I fortsättningen följer luften en torradiabat (temperaturökning $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$).

- Luften når utgångsnivån torrare och varmare än före vertikalrörelsen.
- Molnbasen är högre på läsidan än på lovartsidan.

Namnet 'föhn' har sitt ursprung i Alperna men används allmänt i samband med varma, torra vindar på läsidan av berg eller fjällkedjor.

På satellitbilderna visar sig föhn som ett område med klart väder på läsidan av hindret. Däremot är det utbredda moln på lovartsidan.

Ibland kan det klara området vara svårt att hitta p.g.a. överhäng av höga moln. Samma förutsättningar som gäller för låvågor är också gynnsamma för föhn. Låvågor kan man se i samband med föhn-situationer, men frånvaro av de förra hindrar inte existensen av föhn.

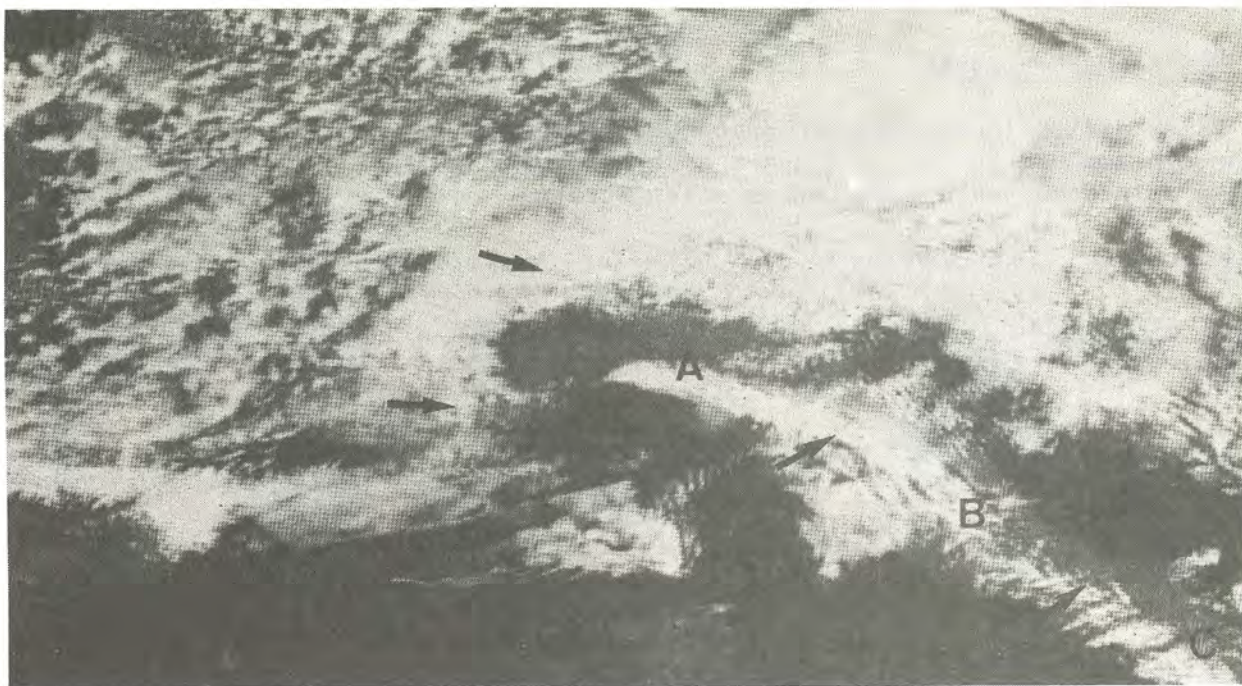


Fig. 4.29 79-05-02 11.25Z Meteosat VIS.

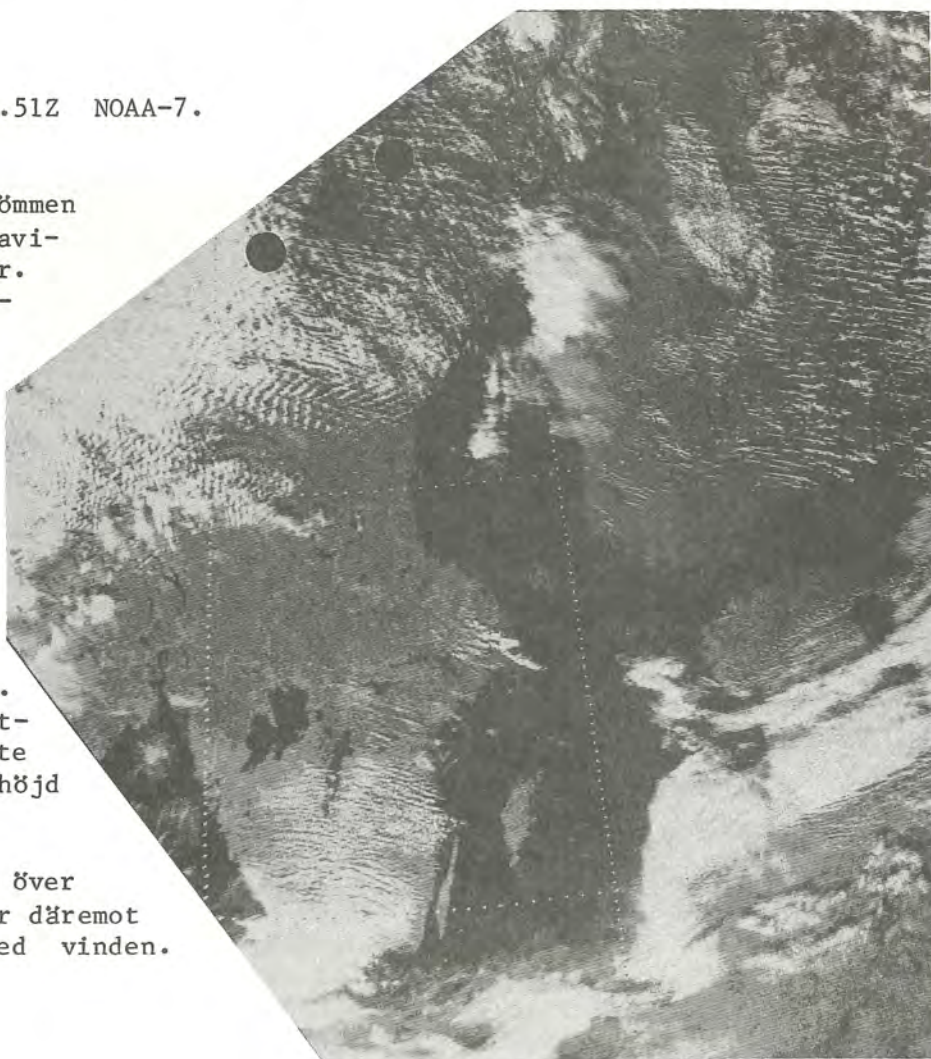
Effekten av orografien i Alperna illustreras bra i denna middags-passage. Moln täcker helt och hållet de norra sluttningarna medan Po-dalen är molnfri p.g.a. föhöjningen. Liknande effekt syns över Appenninerna med moln på lovart-sidan och transversella lävågor nedströms. Svarta pilar indikerar vindriktningen.

Fig. 4.30 82-09-16 11.51Z NOAA-7.

I den västliga luftströmmen som råder över Skandinavien bildas lävågor. Dessa är nästan vinkelrätta mot vindriktningen.

Tittar man efter lite noggrannare så är inte lävågorna helt och hållet raka som en linjal. Istället kan man se korta vågben som bildar vinkel med varandra. Det är ett zick-zack-mönster som har uppstått p.g.a. interferens. En uppsättning av lävågor med lite längre vågben finns i höjd med Sundsvall.

Molngatorna över Götaland och Finland är däremot parallella med vinden.



3. VON KARMANN-VIRVLAR

På satellitbilderna kan man någon enstaka gång observera virvlar av von Karman-typ som utlösts av branta bergiga öar. Virvlarna manifesteras i molntäcken av Stratocumulus eller Stratus.

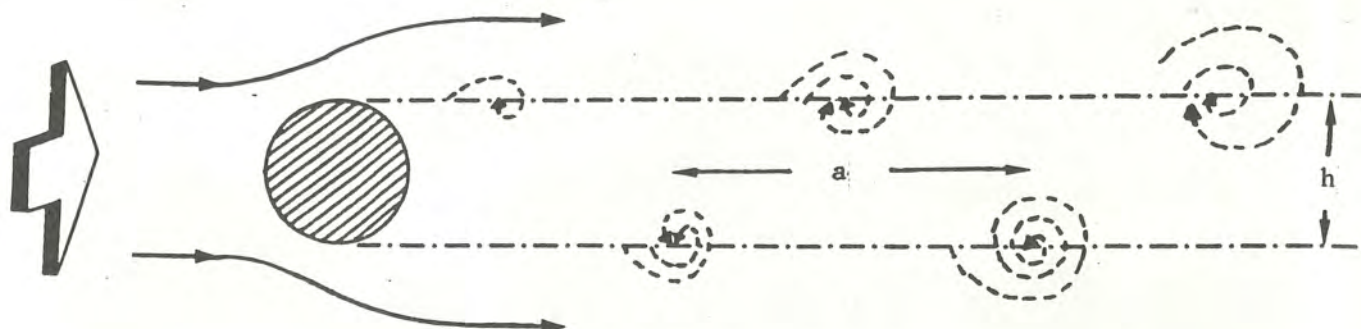


Fig. 4.31 VON KARMANN-VIRVLAR.

Vinden som strömmar mot hindret skall vara konstant både till riktning och hastighet. För hastigheten gäller: $5 < |v| < 15 \text{ m/s}$.

Ett annat villkor är en kraftig inversion som normalt ligger under 2 km. Hindret sträcker sig emellertid högt ovanför inversionen.

När vinden strömmar mot den branta, bergiga ön uppstår virvlar. Två parallella rader med virvlar bildas men med motsatt riktning på cirkulationen.

Bandvidden h dvs. avståndet mellan raderna är i stort sett lika med hindrets genomskärning (åtminstone gäller detta för cylindriska hinder). Om avståndet mellan två virvlar i samma rad betecknas a gäller $0.3 < h/a < 0.5$. Virvlarna blir allt större nedströms men styrkan avtar i gengäld.

Öar som på detta sätt kan initiera virvlarna är t.ex. Jan Mayen, Kanarieöarna, Madeira, Kap Verde Öarna.



Fig. 4.32 85-03-27 Meteor 2-J VIS.

VON KARMANN - VIRVLAR på läsidan av Jan Mayen. När dessa virvlar en gång bildats är deras livstid i vissa fall upp mot en vecka. Virvlarna på bilden kunde man se även 31/3. Jan Mayen är snötäckt och syns tydligt som en vit prick.

5. STORSKALIGA VÄDERSYSTEM

5.1 LUFTMASSOR

a) VARM LUFTMASSA

När varm luft rör sig till högre latituder över en relativt kall yta sker en avkylning i de lägsta skikten som motverkar konvektion.

- Ofta bildas en inversion. Luften är alltså stabil och om det är tillräckligt fuktigt bildas stratiforma moln (Stratus/dimma) speciellt under den kalla årstiden.
- Är luftfuktigheten däremot låg kan ingen kondensation ske och det är då molnfritt.
- Sommartid kan den kraftiga uppvärmningen under dagen labilisera de lägsta skikten och resultera i cumuliforma moln.

b) KALL LUFTMASSA

I sina källområden över polartrakterna är luften stabil, torr och fri från moln. När den kalla luften avancerar söderut på baksidan av ett lågtryck, uppvärms den underifrån och cumuliforma moln bildas (Cu/Cb). Som vi såg i föregående kapitel ordnar molnen ofta upp sig i molngator eller celler speciellt över havsområden.

5.2 FRONTER

Fronter bildas i områden med stor temperaturgradient mellan luftmassor (mycket större än gradienten inom en luftmassa). Den baroklina zonen ger upphov till uppvindar och därmed bildas väldefinierade molnband.

1. KALLFRONT

a) SVAG KALLFRONT

Svaga fronter uppträder som smala, fragmentariska och diskontinuerliga band. Molnen är v i t a i VIS-kanalen men på IR-bilderna är de g r å p.g.a. att de har en begränsad vertikal utsträckning. Om konvektiv aktivitet finns i någon del av fronten framträder den som ett vitt mycket begränsat område. Ibland är fronten emellertid så svag att frontala moln saknas. Man får då ta hjälp av molnen i de olika luftmassorna för att kunna hitta kallfronten.

b) AKTIV KALLFRONT

En aktiv kallfront utgörs av ett kontinuerligt, väldefinierat molnband som normalt utgör förlängning av en spiral och har därför en c y k l o n a l krökning.

Molnbandet är 200-300 km brett och över 1000 km långt och smalnar efterhand av. Både på VIS- och IR-bilderna är kallfronten klart v i t.

Den aktiva kallfronten består av stratiforma och cumuliforma moln ibland med en cirrus-skärm överst. Eftersom det är kraftiga vertikala rörelser är de dominerande molnslagen Nimbostratus och Cumulonimbus. Fronter som huvudsakligen består av Ns är i regel bredare än om molnbandet består mest av Cb.

För att fastlägga markfrontens läge kan man använda följande tumregel. Kallfronten skall placeras:

- i främre delen av molnbandet när det huvudsakligen är stratiforma moln,
- i bakre delen av molnbandet när cumuliforma moln dominerar.

2. VARMFRONT

Identifiering av varmfroter är inte lika lätt. Mest markant är den i början av cyklonutvecklingen. En typisk varmfront är 300-500 km bred och några hundra kilometer lång. Särskilt långa varmfroter är sällsynta.

Allteftersom ocklusionsprocessen fortskrider krymper molnmassorna och till slut återstår bara en liten stump närmast ocklusionspunkten. Framkanten är konvex.

En aktiv varmfront består av Nimbostratus - sommartid med inbakade Cb. Både på VIS- och IR- bilderna är molnen v i t a. Fördelen med IR-bilden är att man kan se bakkanten på de frontala molnen. Markfronten analyseras i bakre kanten av varmfronts-molnen. De stratiforma varmluftsmolnen är nämligen lägre och kan därför separeras från de frontala molnen. Däremot kan man inte fastlägga markfrontens läge när varmfronten är svag.

3. OKKLUSIONSFRONT

Ocklusionsfronten består av ett spiralformigt molnband, några hundra kilometer brett - bredast närmast ocklusionspunkten och avtar in mot lågtryckscentrum. - Bakkanten är skarp och följs av ett molnfritt område.

- Framkanten är däremot något mer diffus och ojämn och ibland söndertrasad.

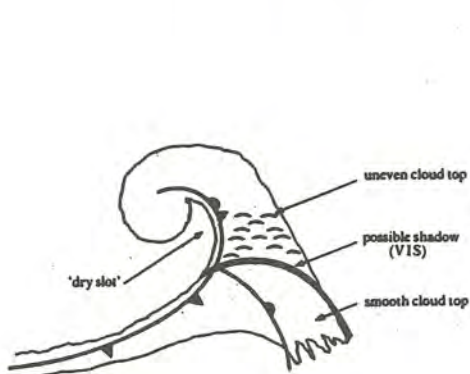


Fig. 5.1a Fronternas olika struktur.

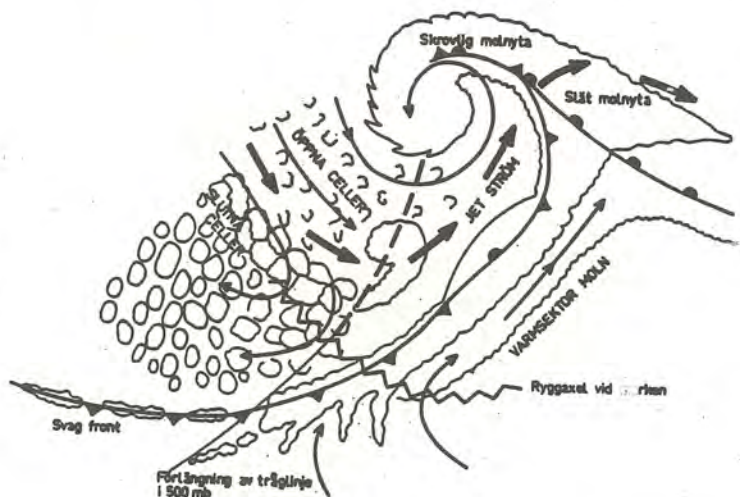
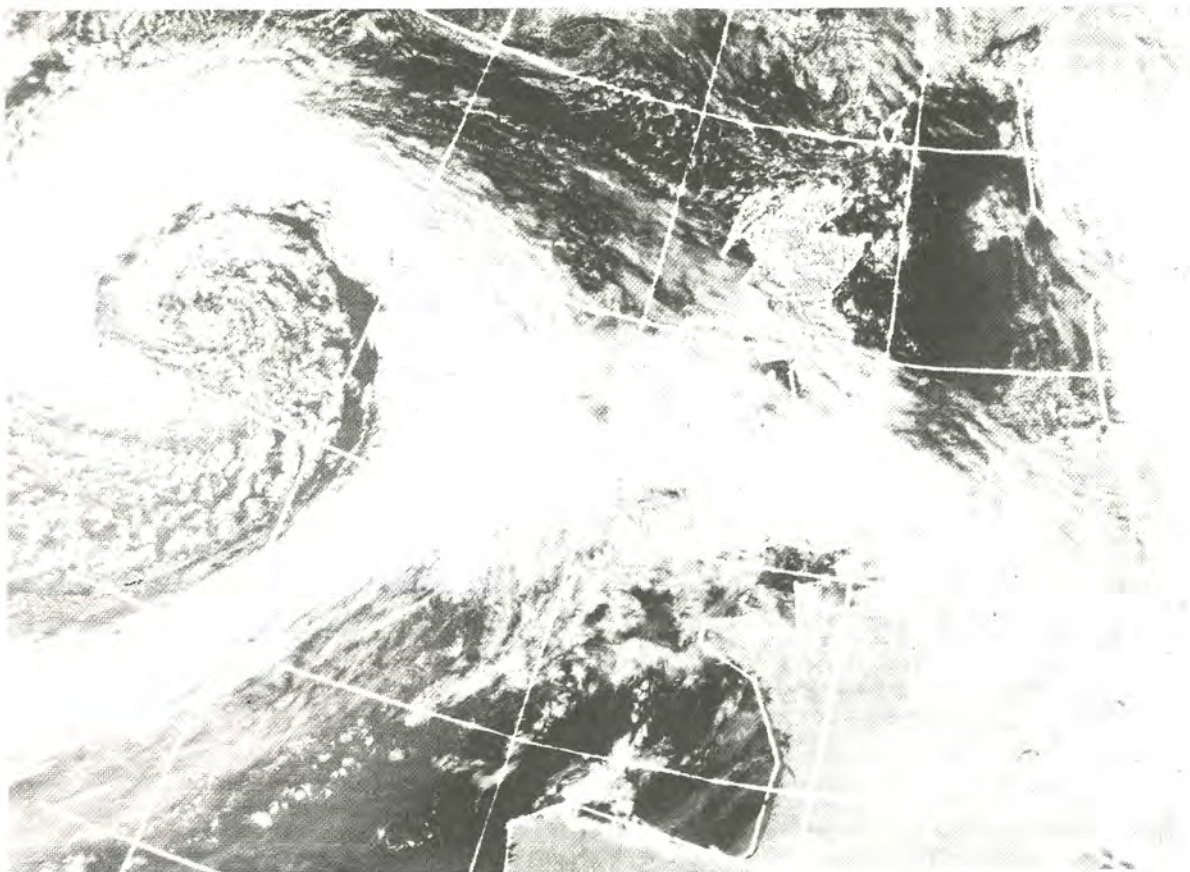


Fig. 5.1b Schematisk bild av en ockluderad frontstörning.

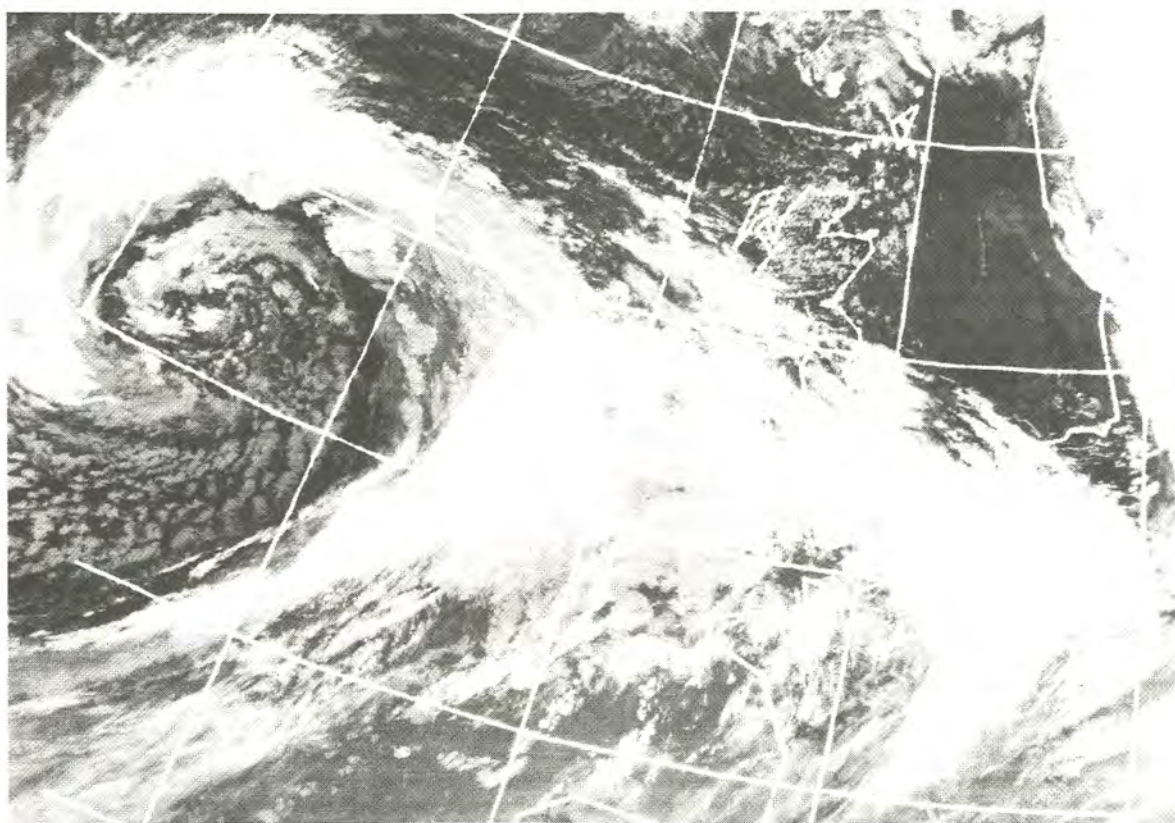
Ocklusionsfronten utgör oftast en förlängning av en kallfront. För att veta var den ena börjar och den andra slutar måste man bestämma ocklusionspunkten.

- Ocklusionspunkten hittar man med hjälp av den lilla varmfrontsstump som breddar molnsystemet just där.
- Lättare identifierar man den genom att utnyttja att jetströmmen passerar rakt över ocklusionspunkten.

Söder om jet-axeln finns jet-cirrus som har en jämn översida. Jet-axeln är anti-cyklonalt krökt. På pölsidan om denna jet-axel är molnen markant lägre. I det synliga ljuset kastar Cirrus-skärmen en skugga på ocklusions-molnen som har en ojämn översida. Utseendet på IR-bilderna beror på hur aktiv fronten är. Fronten vid marken ligger inom den ljusaste delen av molnspiralen.



a. 80-09-17 15.32Z TIROS-N VIS.



b. 80-09-17 15.32Z TIROS-N IR.

Fig. 5.2 En Cirrus-skärm med slät ovansida korsar fronten väster om Irland och indikerar ocklusionspunktens läge. Norr om ocklusionspunkten sker en ändring i texturen (VIS) och en reduktion till medelhöga moln (IR). Följer man ocklusionsfronten sker en återgång till Cirrus-nivå. Längs kallfronten reduceras molntopparnas höjd vilket syns bra på IR-bilden.

5.3 OCKLUSIONSPROCESSER

a. NORMAL (KLASSISK) OCKLUSION

Vid en frontogenes sker en skärpning av den horisontella temperaturgradienten. Skärpningen sker p.g.a. horisontell konvergens. Normalt äger ocklusionsprocessen rum på följande sätt:

1) Stationär front (fig.5.3a överst).

Ett smalt molnband som ligger stilla.

2) Vågbildning (fig.5.3a underst,b).

Om ett höjdråg närmar sig den stationära fronten breddas molnbandet och resulterar i en k o n v e x utbuktning. Molnen blir tätare och något ljusare och en våg bildas. Vågspetsen är i den bakre delen av det ljusaste området. I data-fattiga områden över hav är satellitbilder särskilt värdefulla för att upptäcka vågbildningar på ett tidigt stadium.

3) Början av ockluderingen (fig.5.3c,d).

Amplituden ökar hos vågen. Torrare luft sugas in bakom vågen ('dry slot') och man börjar se tendenser till en virvel och begynnande cirkulation. Varmfronten får en mer anticyklonal krökning medan kallfronten antar mer konkav krökning. I 500 mb finns nu ett markant tråg eller en begynnande cirkulation.

4) Ockluderingen (fig.5.3e).

Den klara och kalla luften bakom kallfronten rör sig i spiral in mot cirkulationscentrum. Det slutna lågtrycket sträcker sig från marken ända upp till 500 mb.

Under ockluderingen försvinner varmfronten mer och mer.

5) Fullt ockluderade stadiet (fig.5.3f).

Fördjupningen av systemet sker ända tills den torra luften nått centrum av molnvirveln. Marklågtrycket är placerat något öster om virvelns centrum. Bakom fronten finns nu band av cumuliforma moln. I detta stadium kan nya molnvirvlar bildas i anslutning till sekundära virvelmaxima bakom den ursprungliga cirkulationen.

6) Utdöende stadiet (fig.5.3 g).

De frontala molnen avtar i ljusstyrka och separeras allt längre från virveln som nu utgörs av cumuliforma moln ordnade i spiralform. Lågtrycket rör sig endast långsamt och utfylls så småningom.

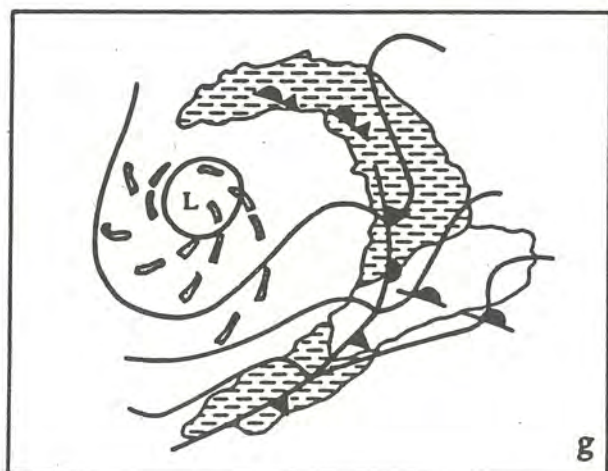
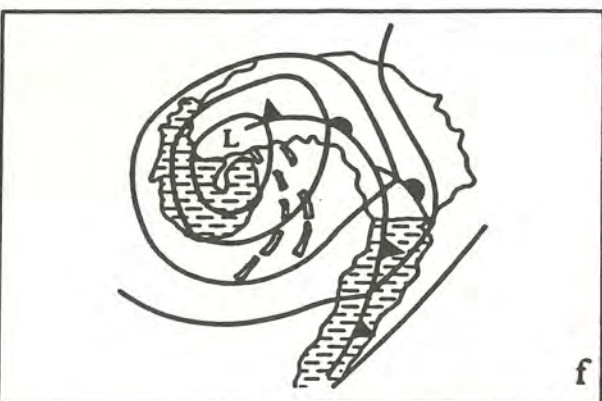
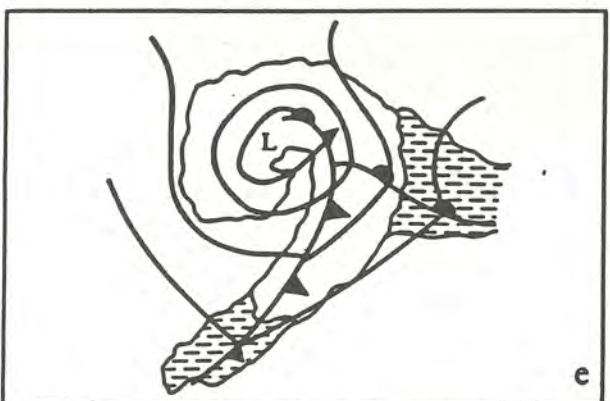
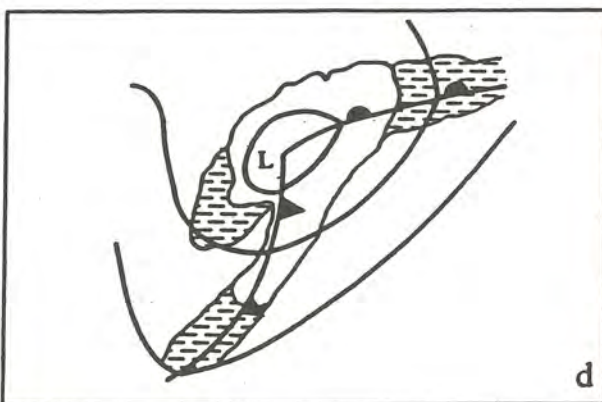
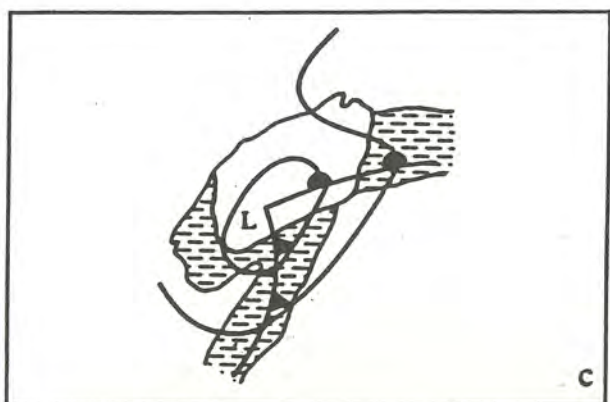
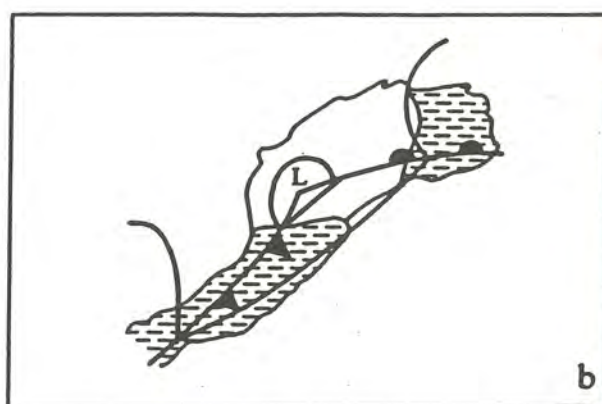
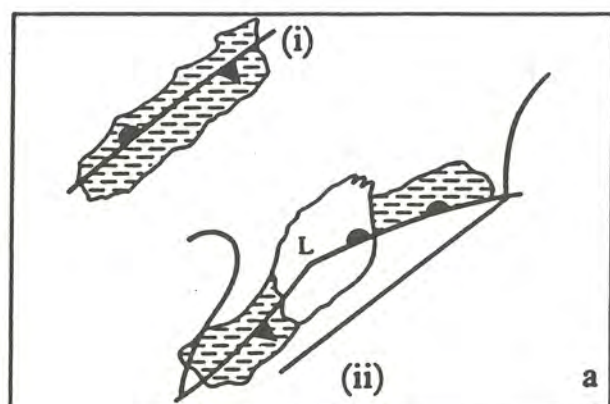


Fig. 5.3
KLASSISK OCKLUSION.
(Ljusaste molnen i VIS-
kanalen är markerade vita).

b. INSTANT OCCLUSION

En ocklusionsprocess som man inte så ofta talar om är den ockluderade frontogenesen även kallad 'INSTANT OCCLUSION'.

Utgångspunkten är en stationär front och ett kommamoln.

Kommamolnet finns i den kalla luften och utgör en indikation på att det är ett maximum av positiv virveladvektion (PVA) i högre nivåer. När PVA-området närmar sig kallfronten bildas en våg (om det inte redan finns en). För det mesta förblir PVA-molnen och kallfronten separerade men ibland smälter de in i varandra och en snabb utveckling sätter igång som leder till en s.k. 'instant occlusion' där man kan introducera en ocklusionsfront i bakkanten på kommamolnets svans. Kommamolnet har alltså närmat sig vågen på ett sådant sätt att det frontala systemet ändras direkt från vågen till en fullt utbildad ocklusion utan att passera mellanstegen beskrivna i föregående avsnitt.

Resultatet är dock detsamma som den normala ocklusionen men genom att kontinuerligt följa satellitbilderna framkommer tydligt att det i n t e är en klassisk ocklusionsprocess.

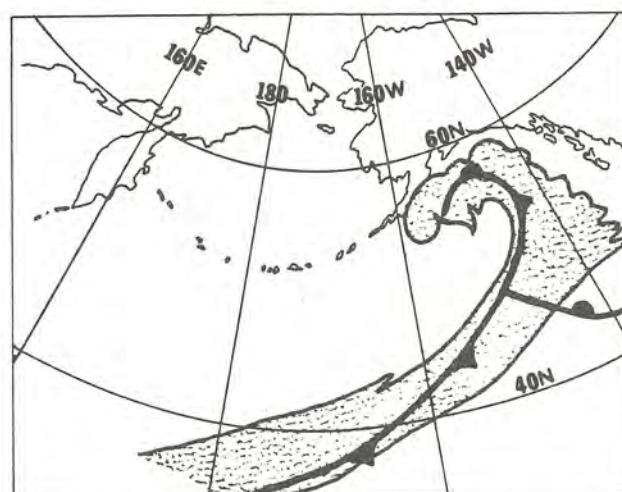
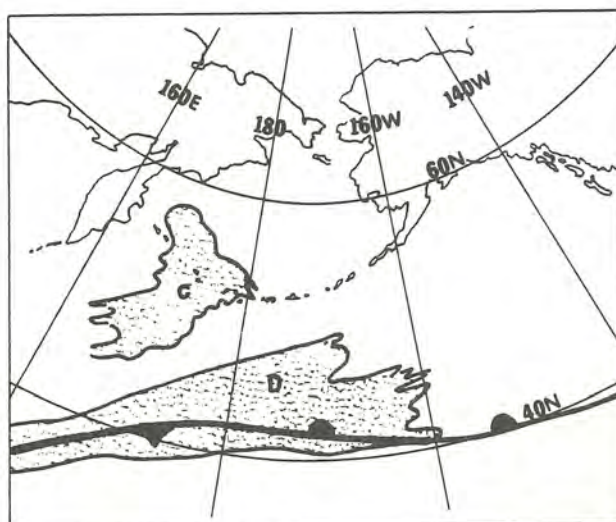


Fig. 5.4 INSTANT OCCLUSION.

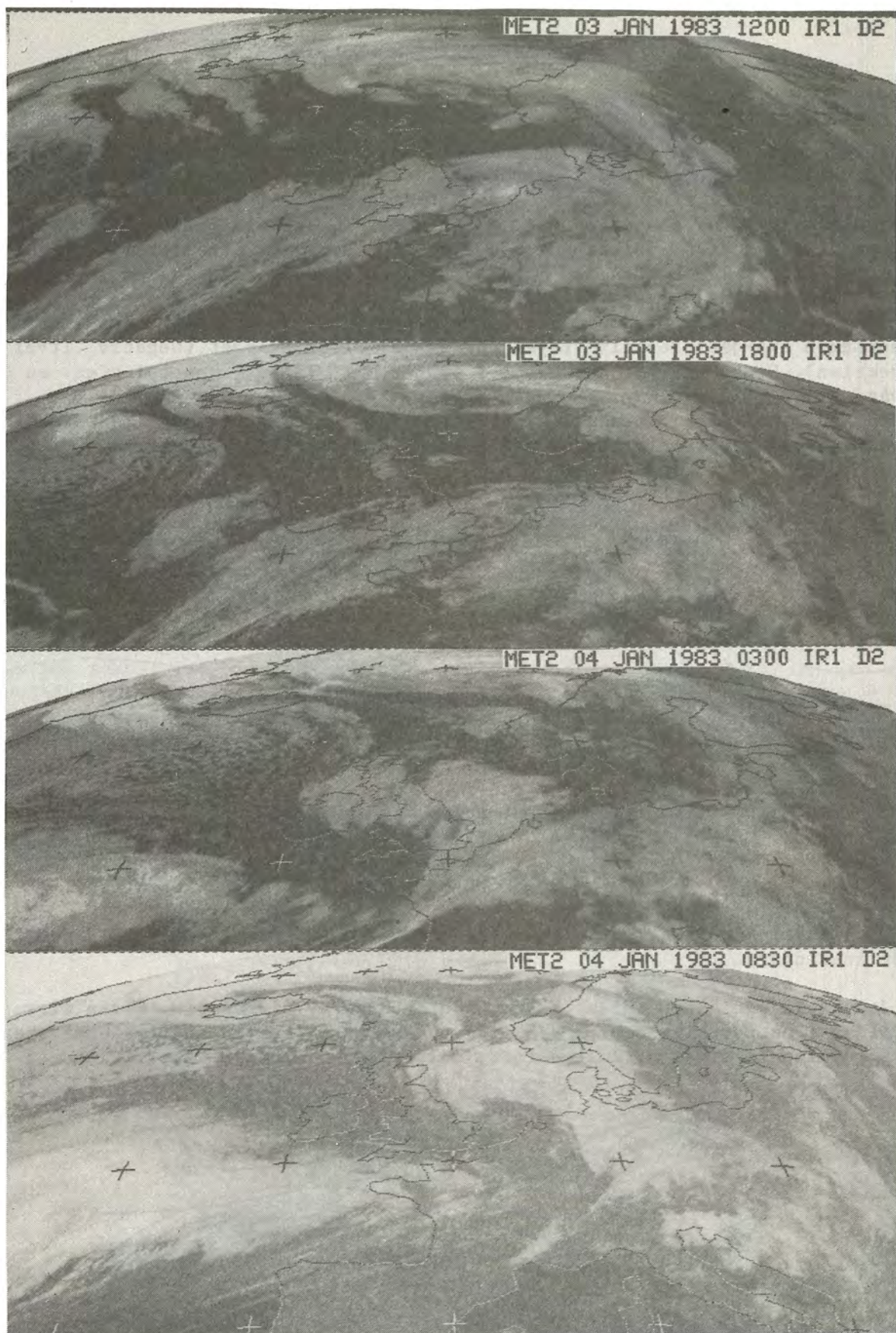


Fig. 5.5 Sekvens av 'INSTANT OCCLUSION'.
 Ett virvelmax närmar sig
 en våg på en kallfront.
 Dessa smälter plötsligt
 samman med varandra. Molnmassorna
 växer till i nord-sydlig riktning
 och STORM rapporteras på södra
 Nordsjön 09z och 12z den 4/1 -83.

1. BESTÄMNING AV JET-AXLAR

Jet-strömmar kan man tänka sig som ett kontinuerligt bälte av kraftiga vindar på hög höjd. Ändringen av dess vindhastighets-max med tiden är lika viktiga som deras rörelse. Det finns två typer av jet-strömmar:

- Kanaliserad jet (channeled jet) där vindmax löper parallellt med isohypserna. Denna typ av jet är förknippad med system av stor amplitud (tråg & ryggar). Ett slutet lågtryck i höjden har ofta en struktur med en kanaliserad jet. De kraftigaste vindarna är kanaliserade.
- Advektions-jet där vindmax skär isohypserna under stor vinkel. Det kan vara antingen PVA-jet (Positiv Virvel Advektion) eller NVA-jet (Negativ Virvel Advektion). Denna jet hör mer hemma i system med liten amplitud t.ex. en öppen våg.

Man kan på så sätt betrakta en jet-ström som en serie vindhastighets-maxima av kanaliserad jet-typ förbundna med segment av advektions-jets-typ.

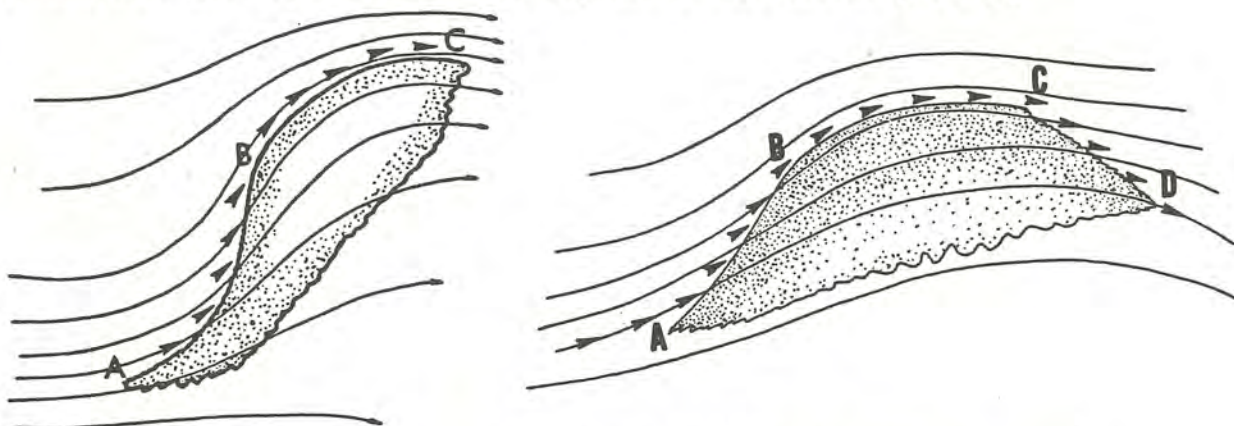


Fig. 5.6 Olika typer av jet-axlar i förhållande till cirrusmoln.
 Mellan A och B : PVA-jet (Positiv Virvel Advektion).
 " B " C : Kanaliserad jet.
 " C " D : NVA-jet (Negativ Virvel Advektion).

Lokaliseringen av jet-axlar kan ske med hjälp av molnmönster. Följande regler är användbara.

1. Jet-axeln går längs en skarp kant i ett täcke av cirrusmoln. Dessa cirrusmoln bildas i en baroklin zon på den sida av axeln som har en anticyklonal shear. På den cyklonala sidan är luften torr, molnfri och relativt varm.

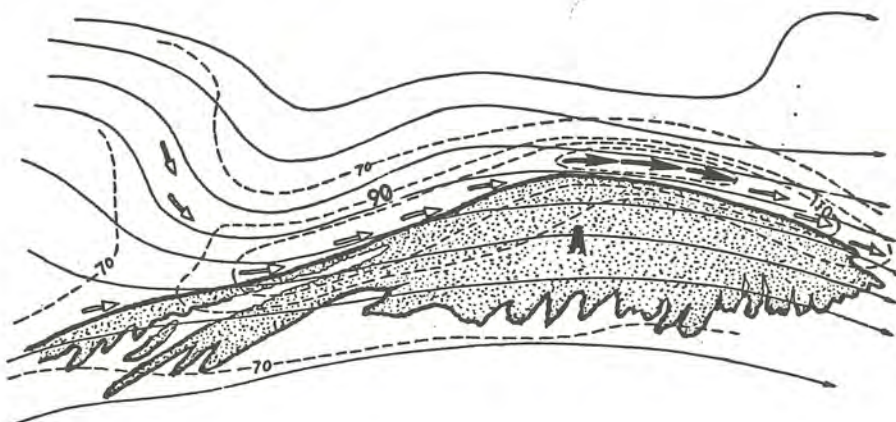


Fig. 5.7 Vanligaste typen - en höjdrygg med liten amplitud. Kanaliserad eller nästan kanaliserad jet längs hela cirrus-kanten som är konvex. (De heldragna linjerna är strömlinjer i 300 mb. Pilarna anger vindmax.)

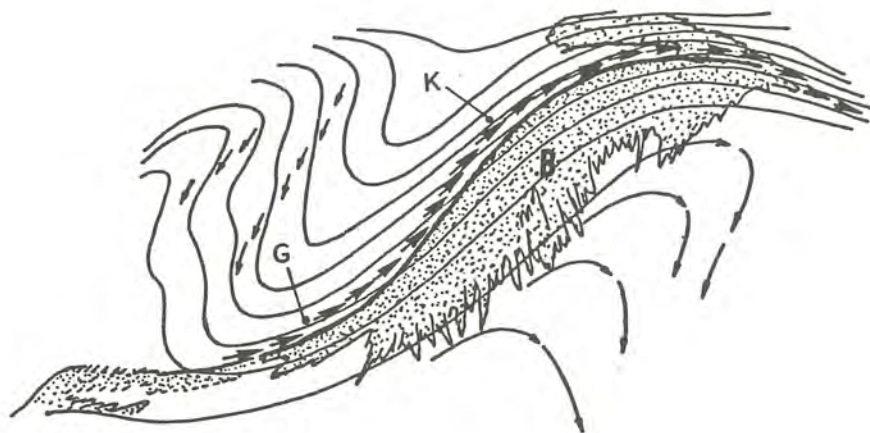


Fig. 5.8 Näst vanligaste typen - en front och jet på östra sidan av ett tråg med stor amplitud. Cirrusmolnen har en svag S-form. Mellan G och K - advektions jet (PVA-typ). Nedströms K över ryggen - kanaliserad jet.

2. Om man saknar Ci- eller Cs-skärmen som bildas i den baroklina zonen kan man använda andra höga eller medelhöga moln. Dessa molnband eller molngränser har avancerat längst där jet-axeln skjuter fram.

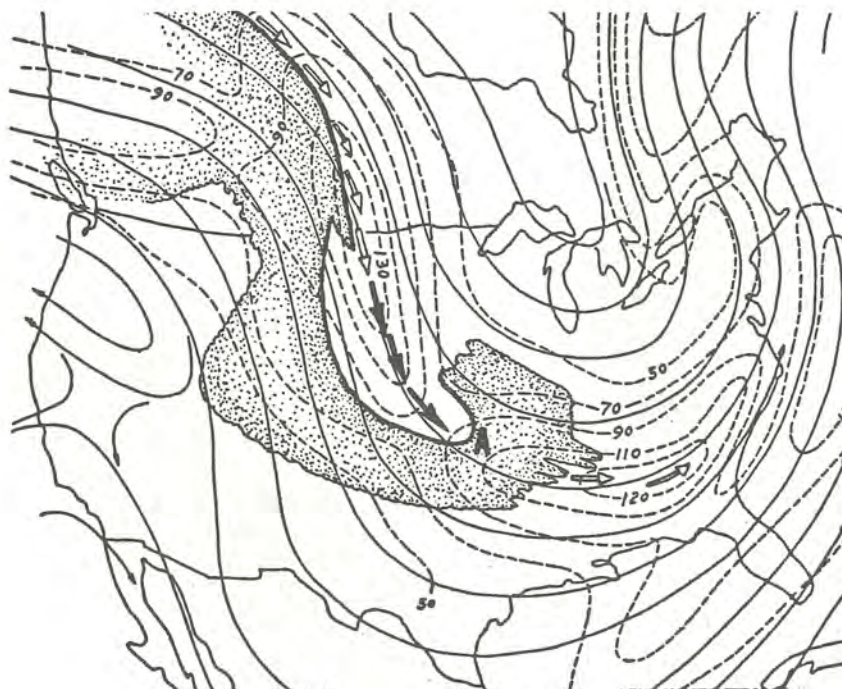


Fig. 5.9 Strömning och isotacker i 300 mb. Vid A antyder molnen med U- eller V-form att det är en kraftig vind som skjuter fram.

3. Om inga höga moln finns i jetströmsnivån kan jet-axeln avslöjas i gränssonen mellan olika typer av låga moln (jfr. fig. 4.9).

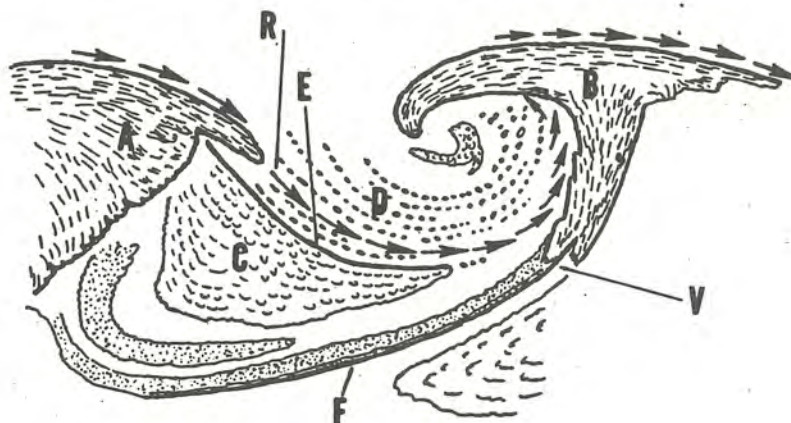


Fig. 5.10 A och B är höga molnsystem.
 C slutna celler - svag konvektion.
 D öppna celler - kraftig konvektion.
 E övergångszonen mellan öppna och slutna celler är parallell med och 1-3 latitudgrader söder om jet-axeln. Övergångs-zonen stämmer bäst överens med max-vinden i 700 mb.

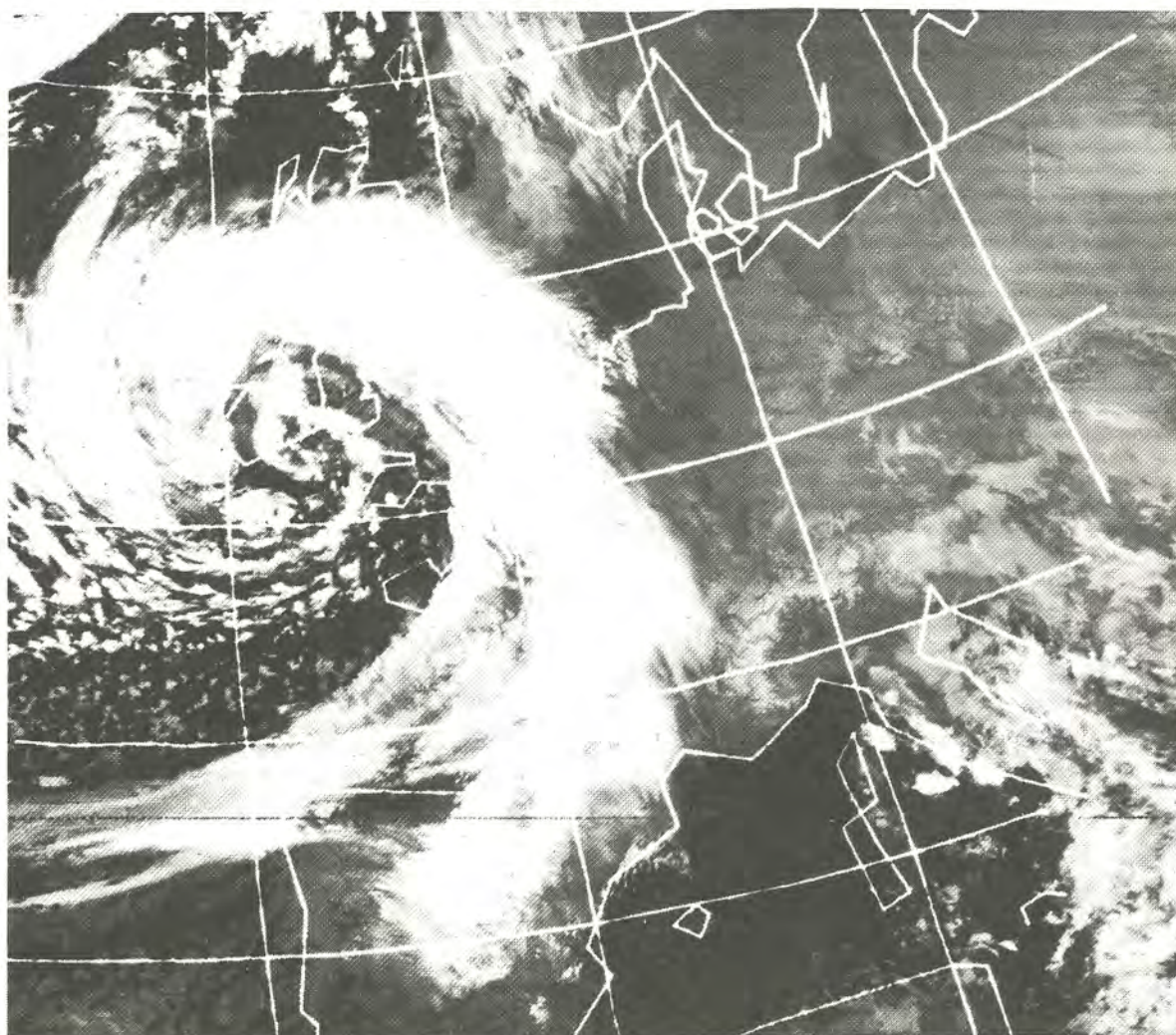


Fig. 5.11 80-01-21 8.01Z NOAA-6 IR.
 Molnhöjden ändras på konvektiva moln där jet-axeln drar fram. Norr om jeten är topparna ganska höga men söder därom är de betydligt lägre.

4. Har man tillgång till VATTENÅNGE-KANALEN ökar ytterligare möjligheten att fastlägga jet-axelns läge.



Fig. 5.12a 79-02-20 14.55Z Meteosat VIS.

Har man bara tillgång till VIS - bild är det svårt att hitta jet-axelns läge. IR-bilden visar ännu bättre jetens läge. WV-kanalen - som vi rutinmässigt inte tar emot - ger ibland en mycket bättre bild av jet-strömmens utseende.



Fig. 5.12b 79-02-20 14.55Z Meteosat IR.

Reglerna 1, 2 och 3 svarar för 25% var när det gäller att fastlägga jet-axelns läge. Genom en kombination av dessa tre regler når man ytterligare 10% av fallen.

Har man dessutom tillgång till WV-bild ger regel 4 ett bidrag så att man kommer upp en bra bit över 90%:s säkerhet för fastläggande av jet-axelns position.

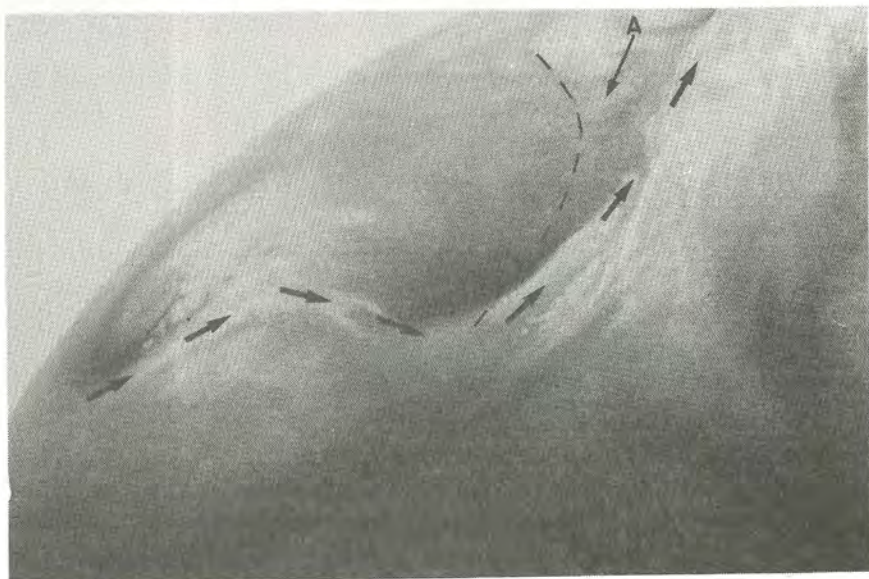


Fig. 5.12c 79-02-20 14.55Z Meteosat WV.

Det är inte alltid som cirrus-molnen och jet-strömmen är lika jämn och okomplicerad som i Fig. 5.7 och 5.8. I områden där molnkanten är böjd eller sönderbruten är det relativt sett lägre vindar.

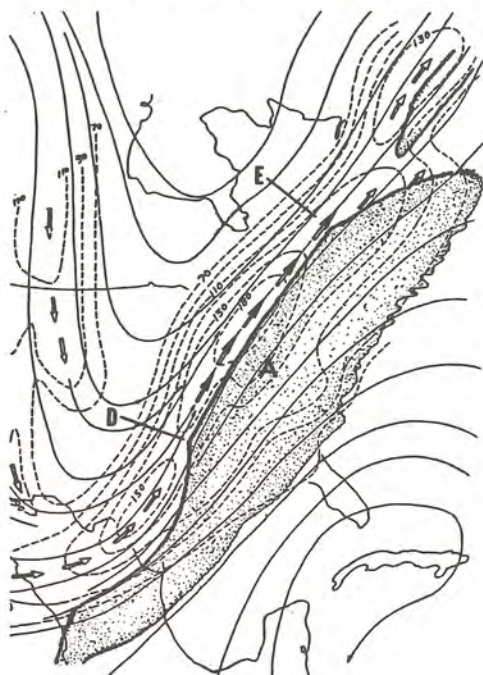


Fig. 5.13 Böjd molnkant.
Vindmax (kanaliserad jet)
längs den raka molnkanten
mellan D och E.

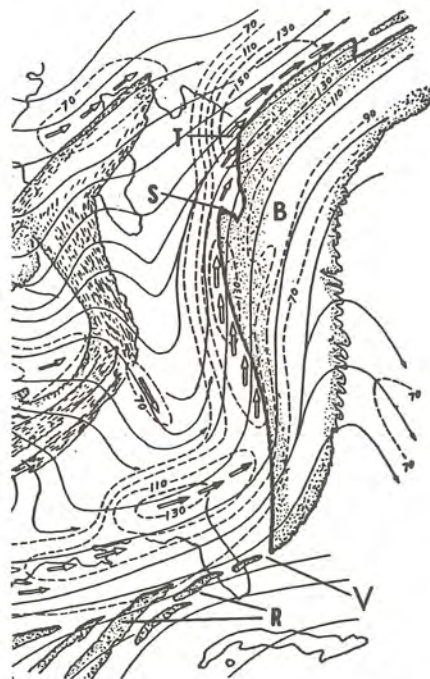
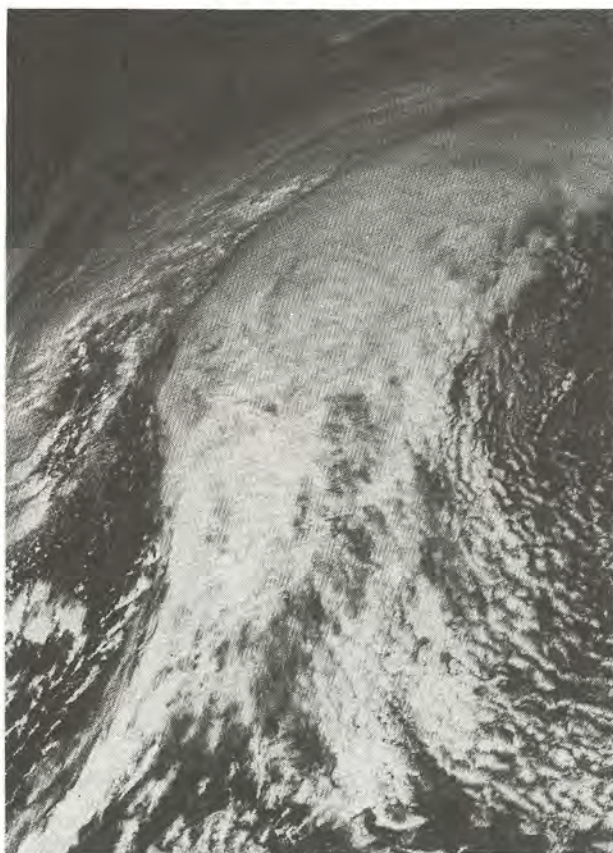


Fig. 5.14 Avbrott i molnkanten mellan
S & T där det relativt sett
är lägre vindhastighet mel-
lan de två vind-maxen.



a. 79-02-22 11.55Z Meteosat VIS.



b. 79-02-22 11.55Z Meteosat WV.

Fig. 5.15 En stor cirrus-skärm har bildats på östra sidan av ett tråg. Jet-strömmen bildar en distinkt anticyklonalt krökt kant i norr medan krökningen är cyklonal i den södra delen. Längst upp på bilden finns ytterligare en markerad molnkant som indikerar ett sekundärt vind-max i något lägre nivåer.

Ibland kan man hitta jetströmmar som inte syns särskilt bra i 300 mb-analysen.

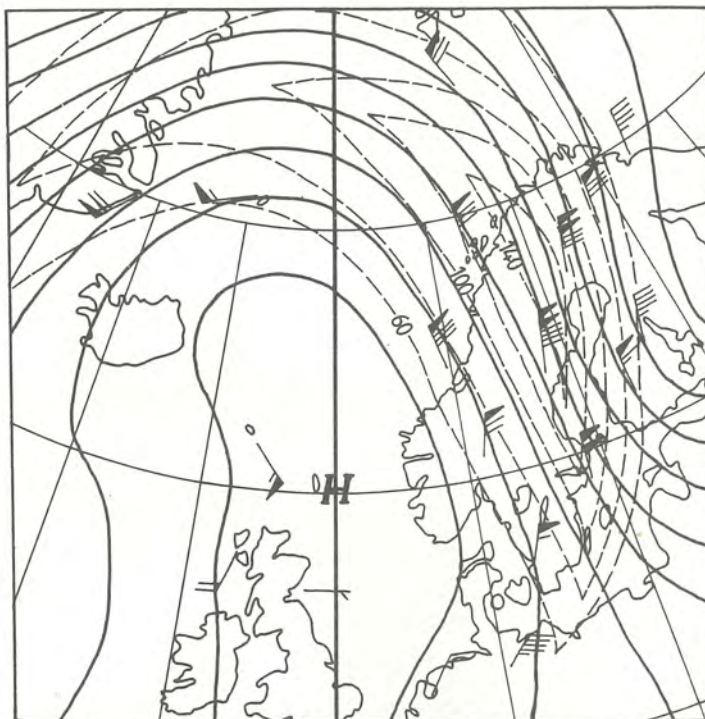


Fig. 5.16a 300 mb-kartan visar tydligt en storskalig nordligt belägen jet. En inre småskalig jet är inte analyserad. Enda indikationen är observationen på 55 knop vid Färöarna (84-04-26 00Z).



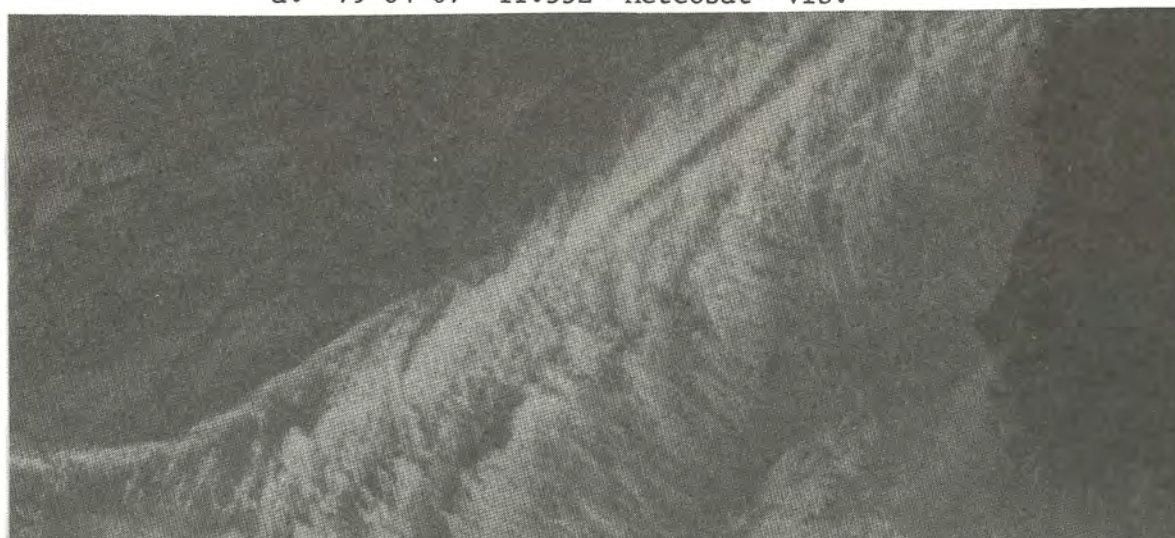
Fig. 5.16b 84-04-26 8.47Z NOAA-8 VIS.

Fig. 5.16c 84-04-26 9.00Z Meteosat IR.

Satellit-bilderna avslöjar däremot den inre jetstrålen genom det halvcirkelformade molnet norr om Brittiska Öarna. Vid en första anblick tror man att det är fråga om en cyklonal virvel. Höjdkartan dementerar detta. Att det är fråga om höga Cirrus-moln visas tydligt av IR-bilden. De underliggande molnen är utbredda Stratus eller dim-områden som helt försvinner i den termiska bilden.



a. 79-04-07 11.55Z Meteosat VIS.



b. 79-04-07 11.55Z Meteosat IR.

Fig. 5.17 TRANSVERSELLA molnband i JETSTRÖMS-CIRRUS.

Den subtropiska jetströmmen indikeras av Cirrus-molnen. Vinden avtar söder om jetkärnan och p.g.a. divergens ordnar molnen upp sig i band som är nästan vinkelräta mot vindriktningen.

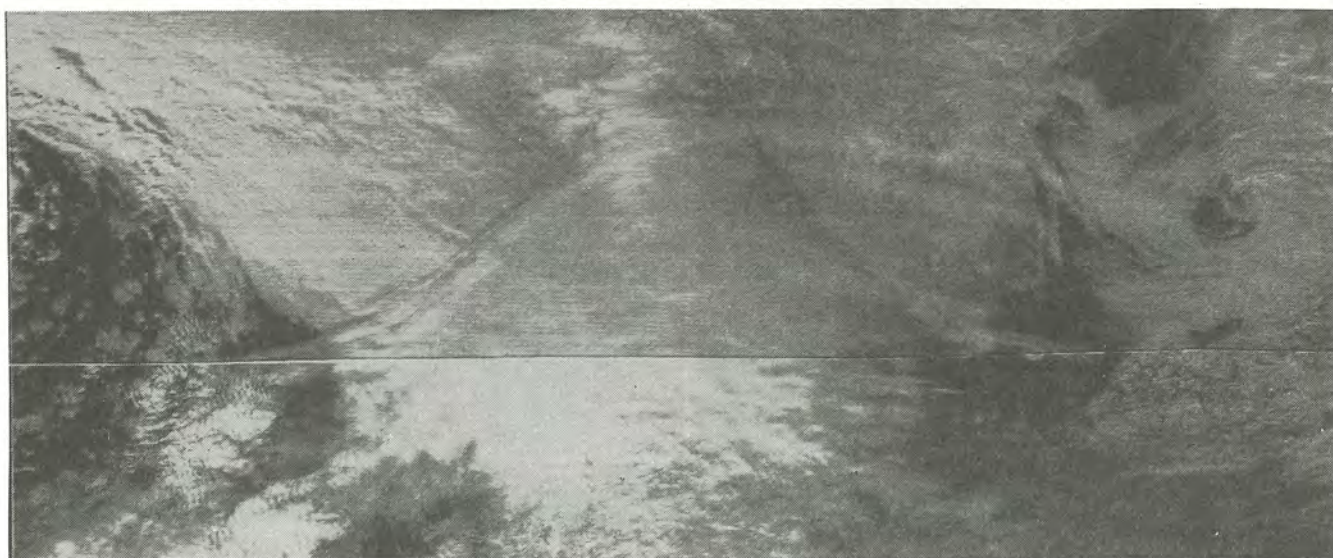


Fig. 5.18 81-03-02 13.47Z Meteor 2-E VIS.

Jet-strålen avslöjas genom den skugga som Cirrus-molnen kastar på de underliggande molnen. Den västliga jetströmmen är parallell med skugglinjen. I låga nivåer är det östlig vind och lågvågsmoln bildas över Brittiska Öarna.

2. DEFORMATIONS-ZONER

Ett begrepp som man använder när man studerar satellit-bilder är DEFORMATIONS-ZONER. Fig 5.19a visar två hyperboliska områden eller sadelpunkter omgivna av hög- och lågtryck. De heldragna linjerna representerar strömlinjer, de korta strecken är vindvektorer. De avlånga boxarna är deformations-zoner med kontraktion av luftpartiklar (moln) i ena riktningen och vinkelrätt mot denna sker en uuuutdragning.

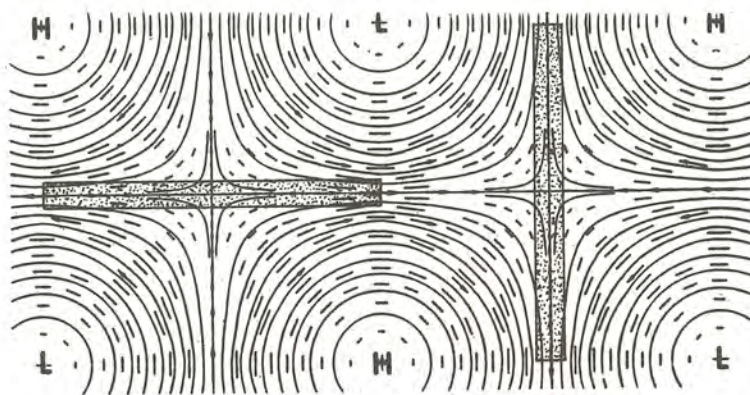


Fig. 5.19a

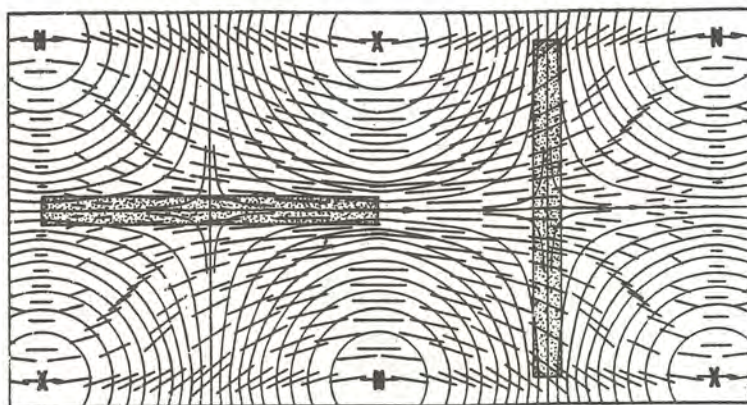


Fig. 5.19b

Om hela strömningsmönstret utsetts för en translation i östlig riktning erhålls vindvektorer enligt fig.5.19b (Vindvektorerna anger vinden i förhållande till marken). Pilarna anger luftrörelserna i förhållande till varandra. De heldragna linjerna markerar inte strömningslinjer i detta fält utan utgör de strömlinjer man erhåller om den östliga translationen subtraheras. Deformationszonerna formar ett T. Ett band är ortogonalt mot maxvinden, det andra är parallellt och bakom maxvinden. Cirkulationscentrum i denna bild är inte låg- & högtryckscentra utan virvelmax- och -min.

Fig. 5.19c innehåller samma strömningsmönster som förra bilden men har utökats norrut.

Deformations-zonerna är indikerade D1, D2, D3 & D4.

A & B markerar de kanalisera-de vindhastighets-maxen. Dessa förenas av max-vinds-axlar markerade med svarta pilhuvuden.

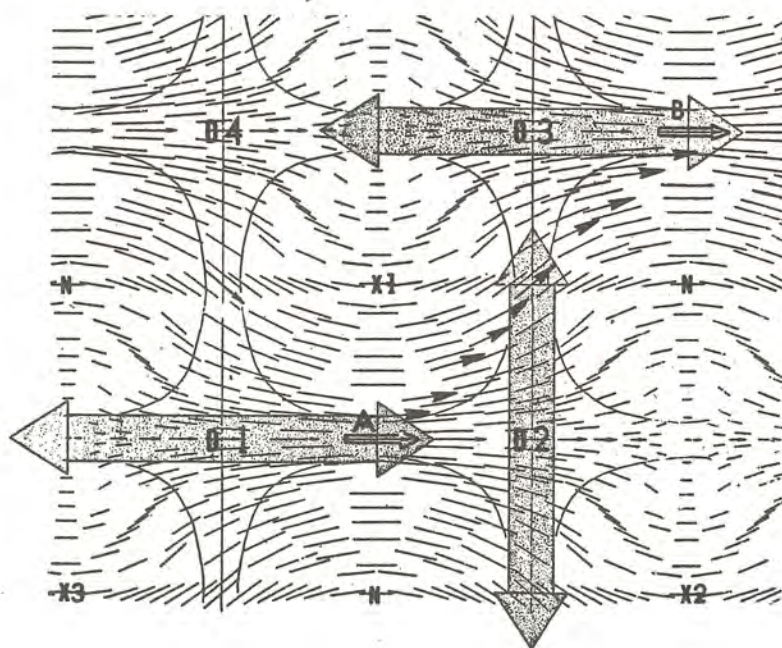


Fig. 5.19c

3. MOLN-MÖNSTER i förhållande till VIND-FÄLTET

Fastän rörelse-mönstret på föregående sida är idealiserat så förekommer konfigurationen enligt fig.5.19c rätt ofta.

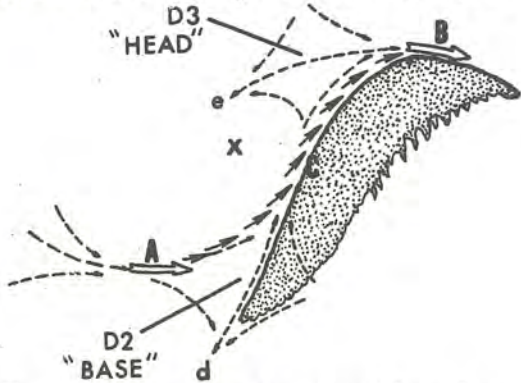
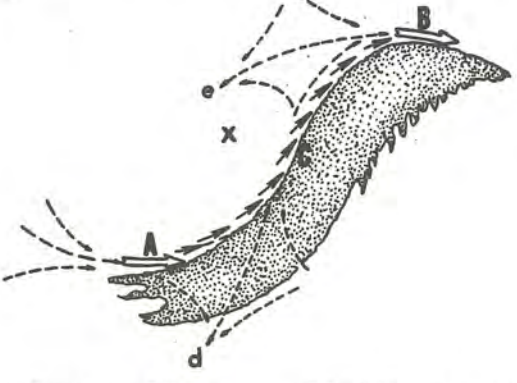
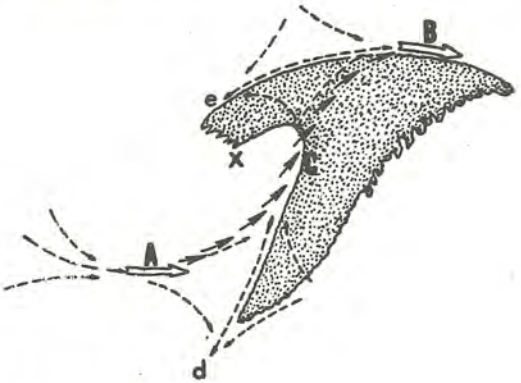
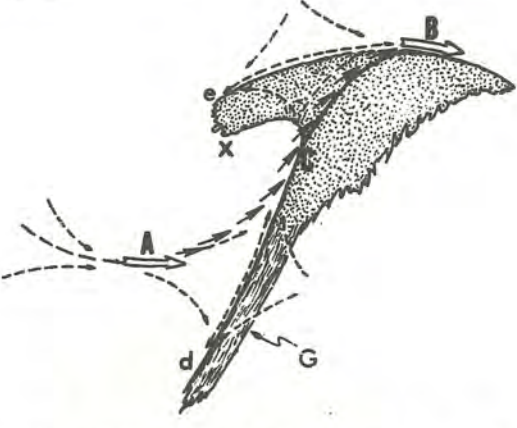
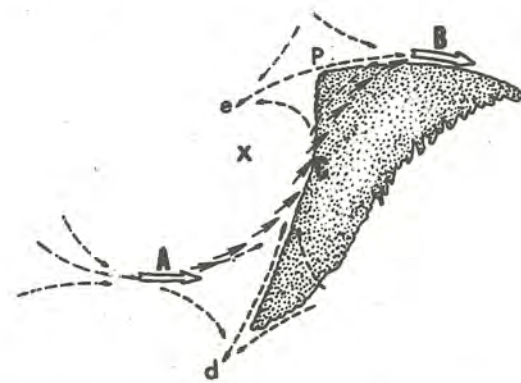
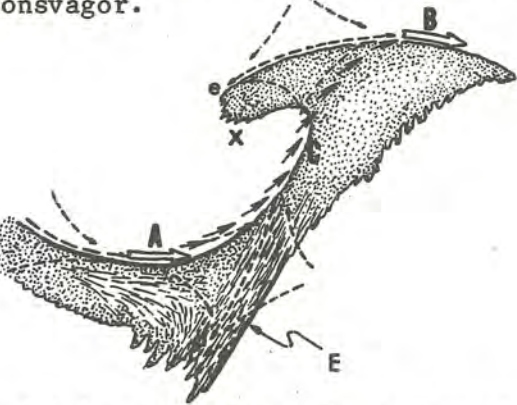
- 
- 
- a) Vanligast kombinationen. Molngränsen löper parallellt med max-vinden mellan B och C och parallellt med utsträckningsaxeln d i deformations-zon D2.
- 
- 
- b) KOMMA-MOLN. Kommamolnets huvud är till vänster om max-vinden mellan C & B, som ibland inte är väldefinierad.
- 
- 
- c) Bara 1/4 av huvudet är fyllt av moln. Cirrus-skärmen bildar en rät vinkel. Molnkanten går inte längs jet-axeln någonstans. Bildas när a) snabbt fördjupas.
- d) Molnkanten löper parallellt med jeten ända från A till B. I D2 är det tillräckligt fuktigt för att moln skall bildas.
- e) 'CROSS-OVER STORM COMMA' med en väldefinierad CIRRUS-kant längs vindmax från C till B. Molnbandet i D2 går längs sträcknings-axeln d och inte längs jetaxeln. Molnen har jämna kanter och är strimmade p.g.a. gravitationsvågor.
- f) Huvudet har kommaform. Basen har ett DELTA-mönster och har två väldefinierade sidor. I allmänhet ingen nederbörd i detta bas-område.

Fig. 5.20 MOLN-MÖNSTER i förhållande till VIND-FÄLT och DEFORMATIONS-ZONER.

 relativa strömlinjer. D2 BAS-deformations-zon.
 kanaliserad jet. D3 HUVUD-deformations-zon.
 advektions-jet.

5.5 VIRVLAR OCH TRÅG

1. KOMMAMOLN-SYSTEM

Med kommamoln menas ett molnsystem i mesoskala eller synoptiska skalan med typisk kommaform.

Så snart som en ny baroklin zon bildats (synoptiska skalan) startar också vertikallrörelserna. Den resulterande effekten blir en återkoppling till vindfältet. Detta leder till förstärkning och försvagning av barokliniteten på olika nivåer och i olika delar av den baroklina zonen.

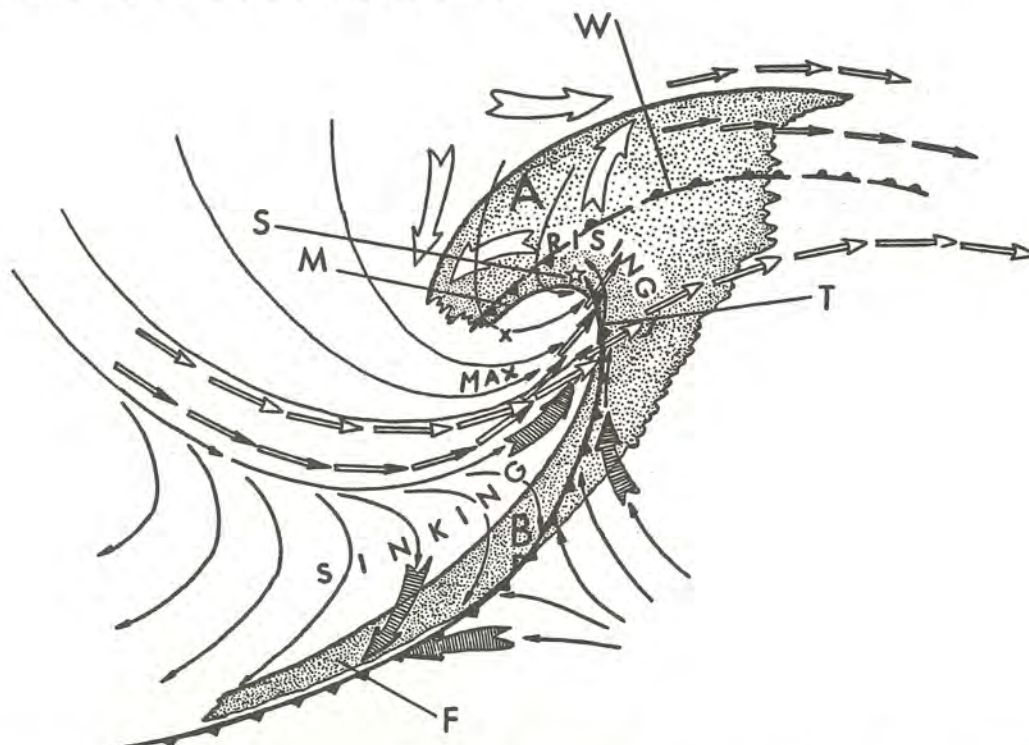


Fig. 5.21 En del av vindfältet i ett typiskt kommamoln som står i samband med en nyligen intensifierad baroklin utveckling. Systemet rör sig åt ENE. Cirkulationen är endast sluten under 850-mb nivån.

- A Kommamolnets huvud. Moln i mellersta och övre troposfären.
Packing av isotermer i 500mb-nivån.
- Relativa rörelsen i 'huvud'-deformations-zonen.
- B Deformations-zon i lägre nivåer.
- Relativa rörelsen i 'bas'-deformations-zonen.
- MAX Maximala vindar i jetströmmen.
Jet-vinden avtar påtagligt i molnområdet.
- X Virvelcentrum i 500mb.
- S Marklågtryckets centrum.
- Max-vindar i 300mb.
- Max-vindar i 500mb.
- Strömningslinjer i marknivå.

FORMEN hos ett kommamoln kan relateras till:

- a) den relativa åldern eller utvecklingsstadium,
- b) läget och rörelsen hos 500mb-nivåns virvelcentrum,
- c) riktning och läge hos jetvinds-maximum.

INTENSITETEN hos systemet relateras till: utvecklingshastigheten.

Intensiteten uppfattas i : distinktheten i molnmönster och molngränser, skalan, briljansen i både VIS & IR.

I allmänhet är ett yngre system inte så stort, men ju äldre det blir desto större dimensioner får molninformationerna.

Följande figurer visar två utvecklingsstadier hos en intensiv utveckling av en frontvåg.

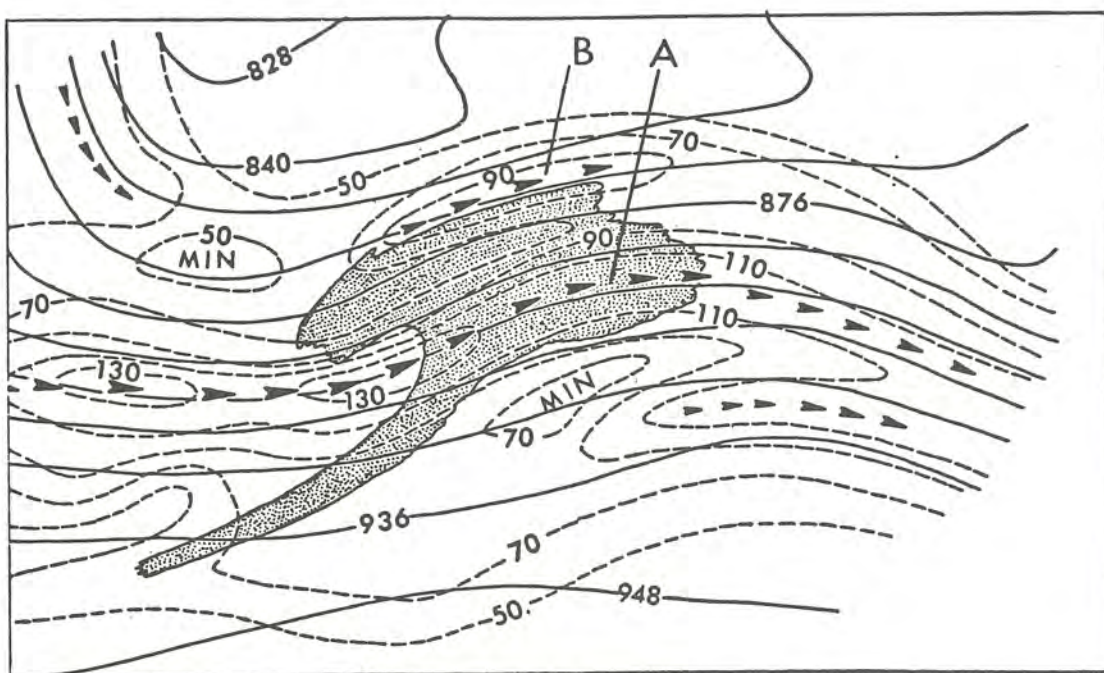


Fig. 5.22a 300 mb-strömningen och isotacker.

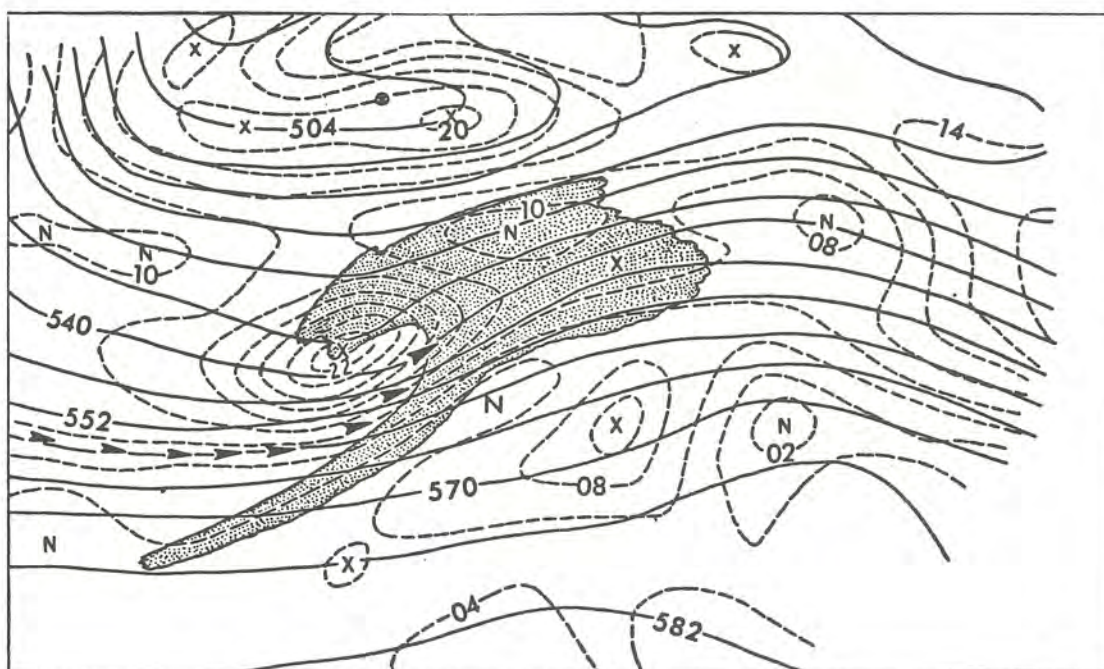


Fig. 5.22b 500 mb-strömningen och virvel-isopleter.

Kommamolnet visar den tidiga fasen av en utveckling som rör sig åt ENE med 50 knop. Man finner 2 maxvind-zoner: den äldre vid A är kraftigare än den nya vid B. Fastän man har ett kraftigt virvelmaximum är ändå amplituden på störningen i höjdfältet ovan 850 mb mycket liten.

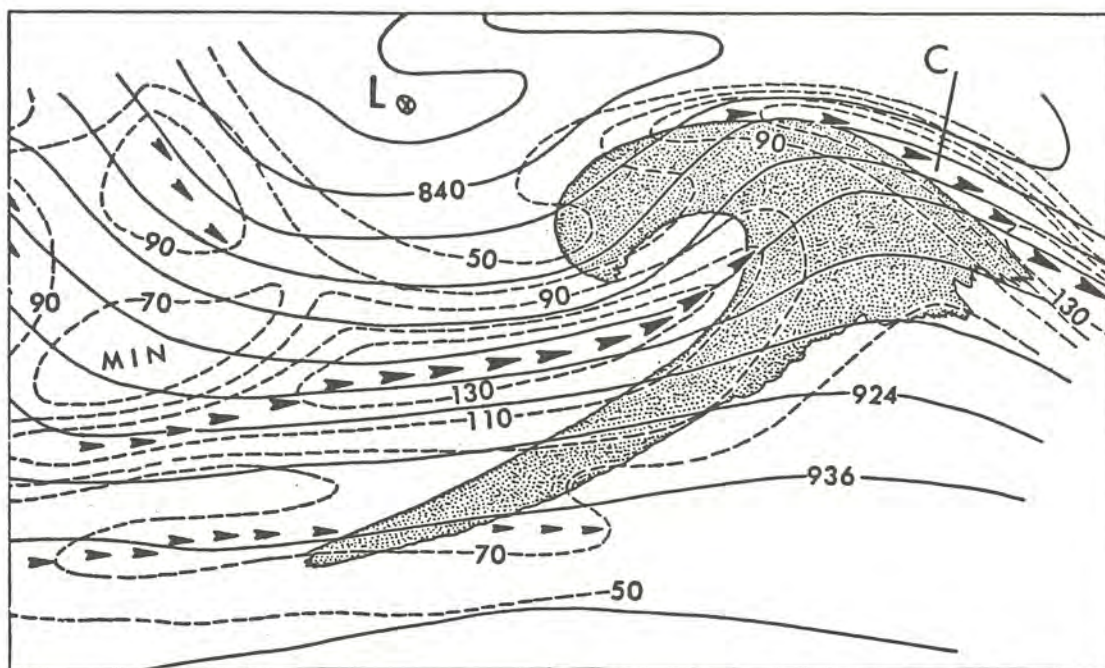


Fig. 5.23a 300 mb-strömningen och isotacker.

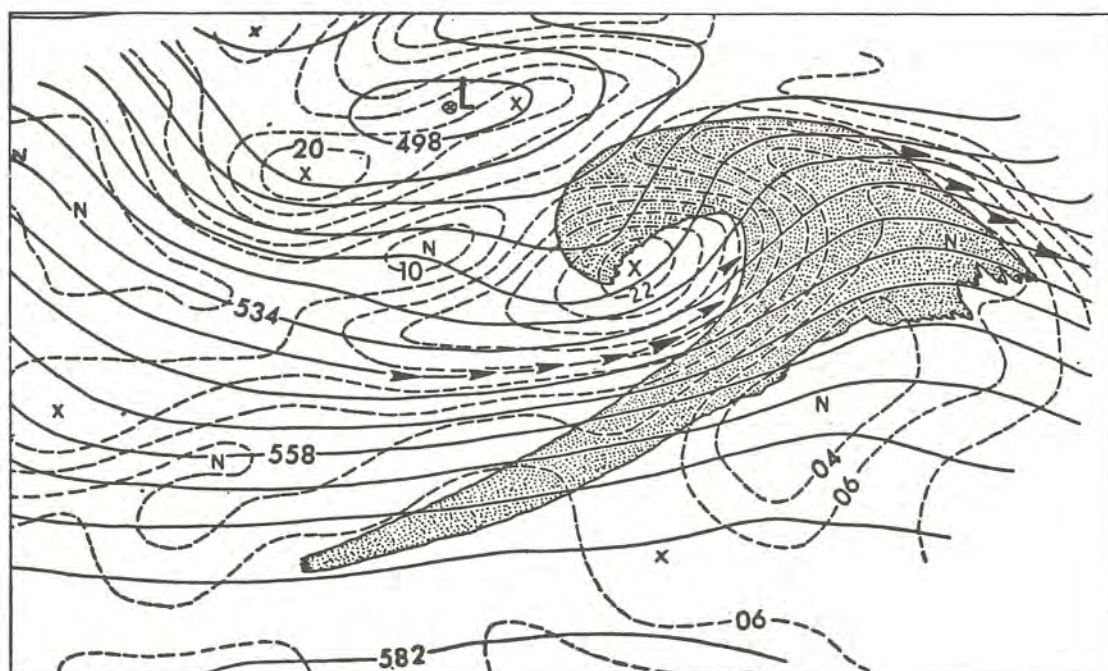


Fig. 5.23b 500 mb-strömningen och virvel-isopleter.

Samma molnsystem som i fig.5.22 men 9-12 timmar senare (alla fyra teckningarna täcker samma geografiska område). Molnsystemet har vuxit, rört sig åt ENE och lågtrycket har fördjupats 10-15 mb. Amplituden är nu större i 300 & 500 mb. Krökningen i den norra molnkanten har ökat.

Uppströms molnsystemet är jet-vinden fortfarande kanaliserad och kraftig. Nedströms har det södra vindmaximat helt försvunnit och i stället har det nya vid C förstärkts. I 300 mb är vindhastigheten i den östligaste delen av Cirrus-skärmen nästan lika kraftig som vinden uppströms. Den norra Cirrus-kanten sträcker sig också längre fram nedströms än de övriga delarna av molnet.

2. STORMAR

Fortfarande är det möjligt att i fall med snabba och intensiva cyklonutvecklingar göra manuella förbättringar i de prognoskartor som till stor del bygger på de numeriska prognoserna.

Häftiga cyklogenesiser är vanligast på västra Nord-Atlanten mellan 25°W och 55°W. Dessa cyklogenesiser fångas i allmänhet bra i bl.a. Centrets prognoser. När lågtrycken når Skandinavien har de mer eller mindre förlorat sin intensitet.

Varje vinter händer det någon eller några gånger att det inträffar cyklogenesiser nära Skandinavien som numeriska modeller har svårt att fånga.

En typisk utveckling av en storm visas i fig. 5.24. Skalan kan ibland vara bara hälften så stor med häftiga utvecklingar som bara obetydligt amplifierar grundströmmen.

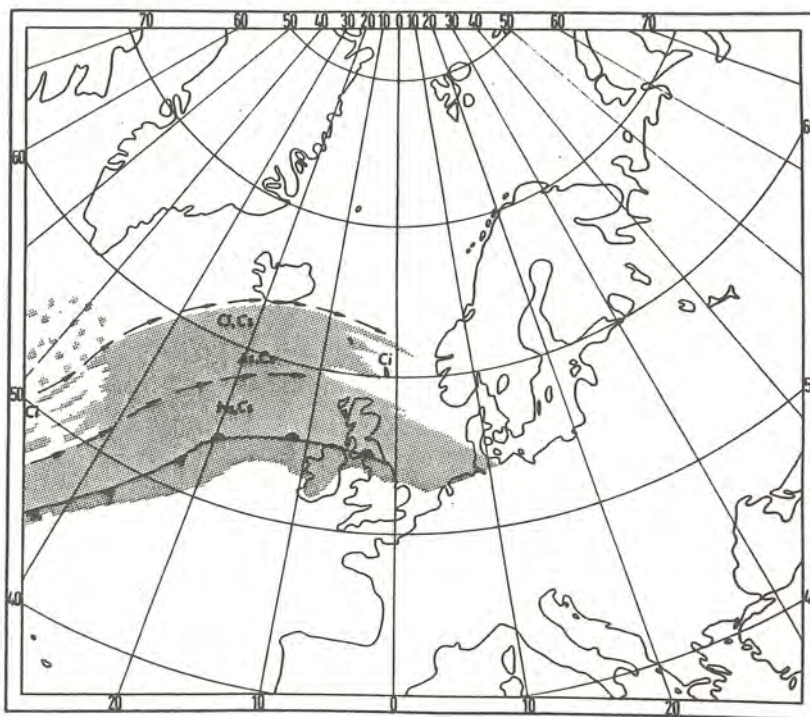


Fig. 5.24a

a) Massiv stratiform molnmassa. (vit i VIS och IR) med ovanligt stor nord-sydlig utsträckning. Den stora utsträckningen utgörs av cirrostratus-moln med anti-cyklonal krökning på toppen av det normala molnbandet. Norr om Cs-molnen finner man en skarp jet-axel-kant i molnskärmen. I den västra kanten är det ofta parallella Cirrus-band som är mycket kompakta. Ännu längre västerut är havet fyllt av öppna konvektiva celler vilket tyder på mycket kall luft över relativt varmt hav. Den stora stratiforma molnmassan tyder på ett strömningsmönster som skapar en mycket omfattande hävning av den varma luftmassan.

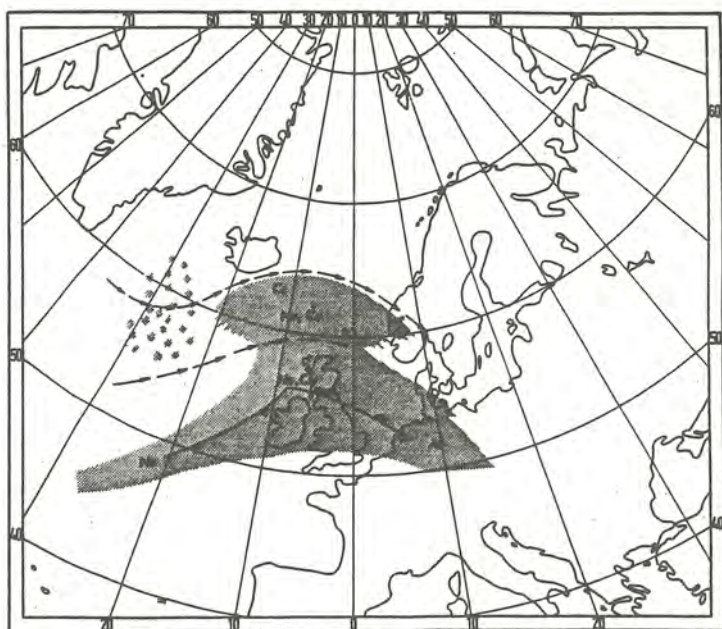


Fig. 5.24b

b) Molnmassan har fått ännu större nord-sydlig utbredning men mindre väst-östlig. Stratiforma moln saknas bakom störningen. Konvektiva celler börjar synas väster om molnmassan som har ett mer eller mindre markerat HUVUD eller HÄTTA. Cyklonen börjar fördjupas vid markytan. Ett lågtryck har bildats även i 850 mb. I 500 mb:s nivå finns bara ett svagt tråg bakom lågtrycket.

c) Moln-systemet har fått den typiska kommaformen och har nått sin kraftigaste intensitet när det gäller djup i marklågtryck och vindar som med STORMstyrka drar fram söder & sydväst om lågtrycket. Konvektiva celler tränger också in söder om marklågtrycket som har börjat ockludera. Den norra jet-vinden försvagas medan den södra börjar 'tränga över' molnmassan. Detta hänger naturligtvis samman med ockluderingen och förskjutningen söderut av den baroklina zonen. I 500 mb finns ett markant tråg nära marklågtrycket.

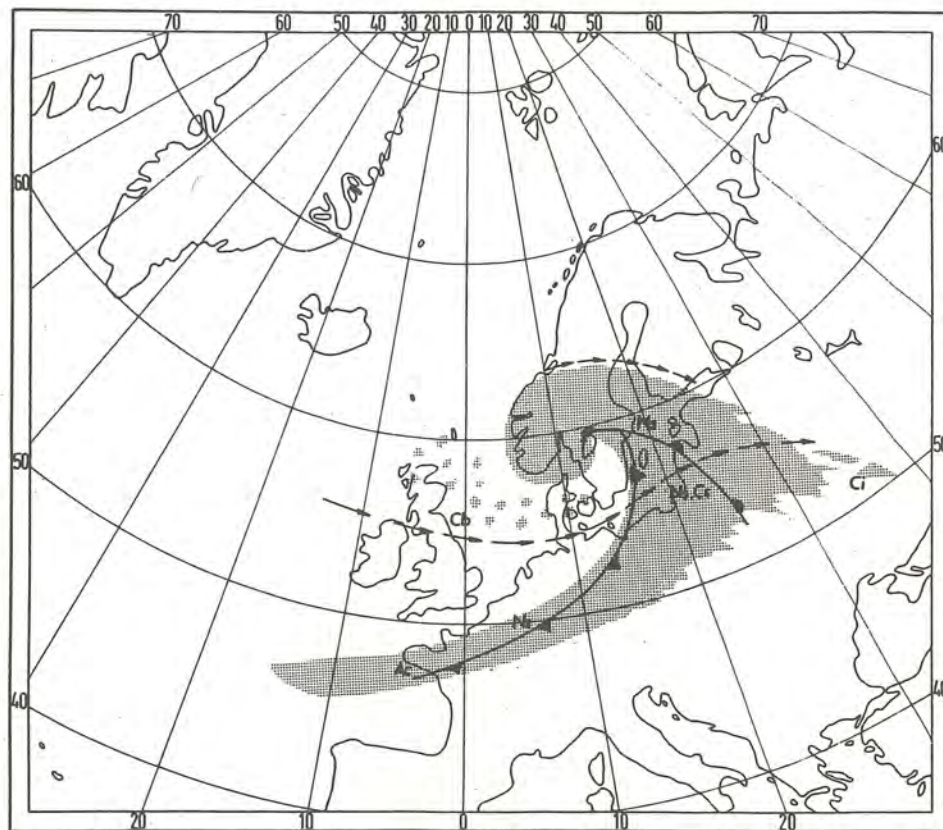
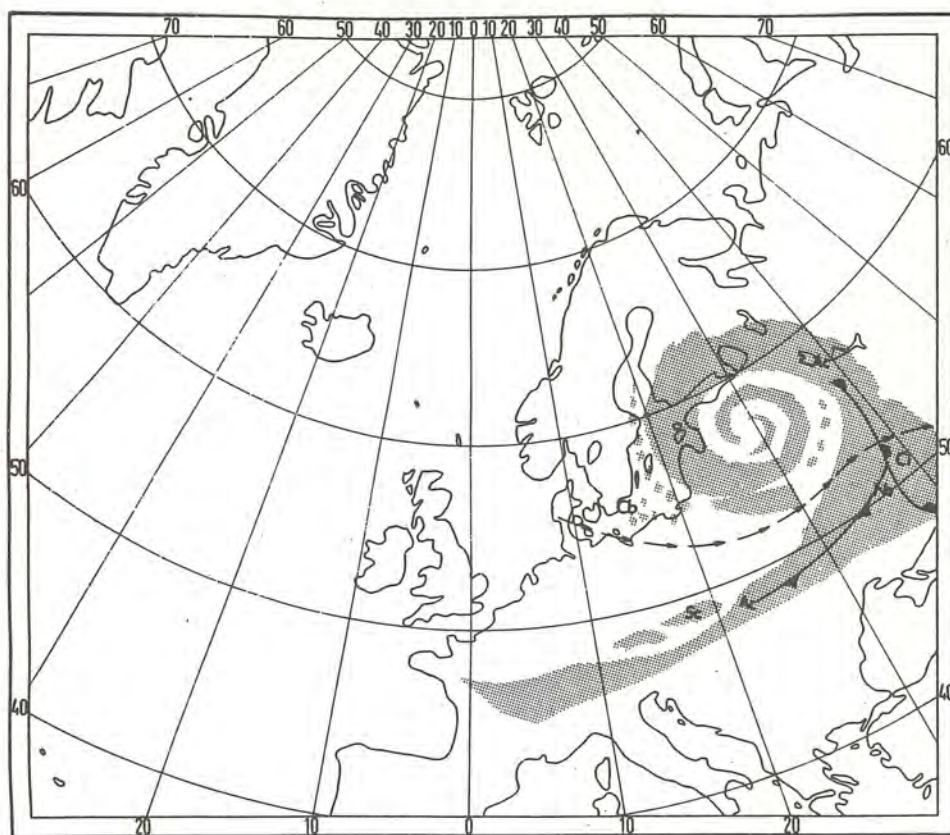


Fig. 5.24c



d) Cyklonen har ockluderat och försvagas i marknivån. En höjdcyklon har bildats med vertikal axel. Molnspiralen består av Ac blandat med Cb, ofta även St. Jetvinden skär igenom molnmassan och man ser en tydlig gräns i IR-bilden, med höga kalla moln söder om jetaxeln och i VIS ser man på dagen en tydlig SKUGGA falla från de högre molnen på de lägre.

För att i god tid kunna varna för snabba stormutvecklingar är det viktigt att ge akt på förstärkningar av de vita stratiforma molnmassorna.

Fig. 5.24d

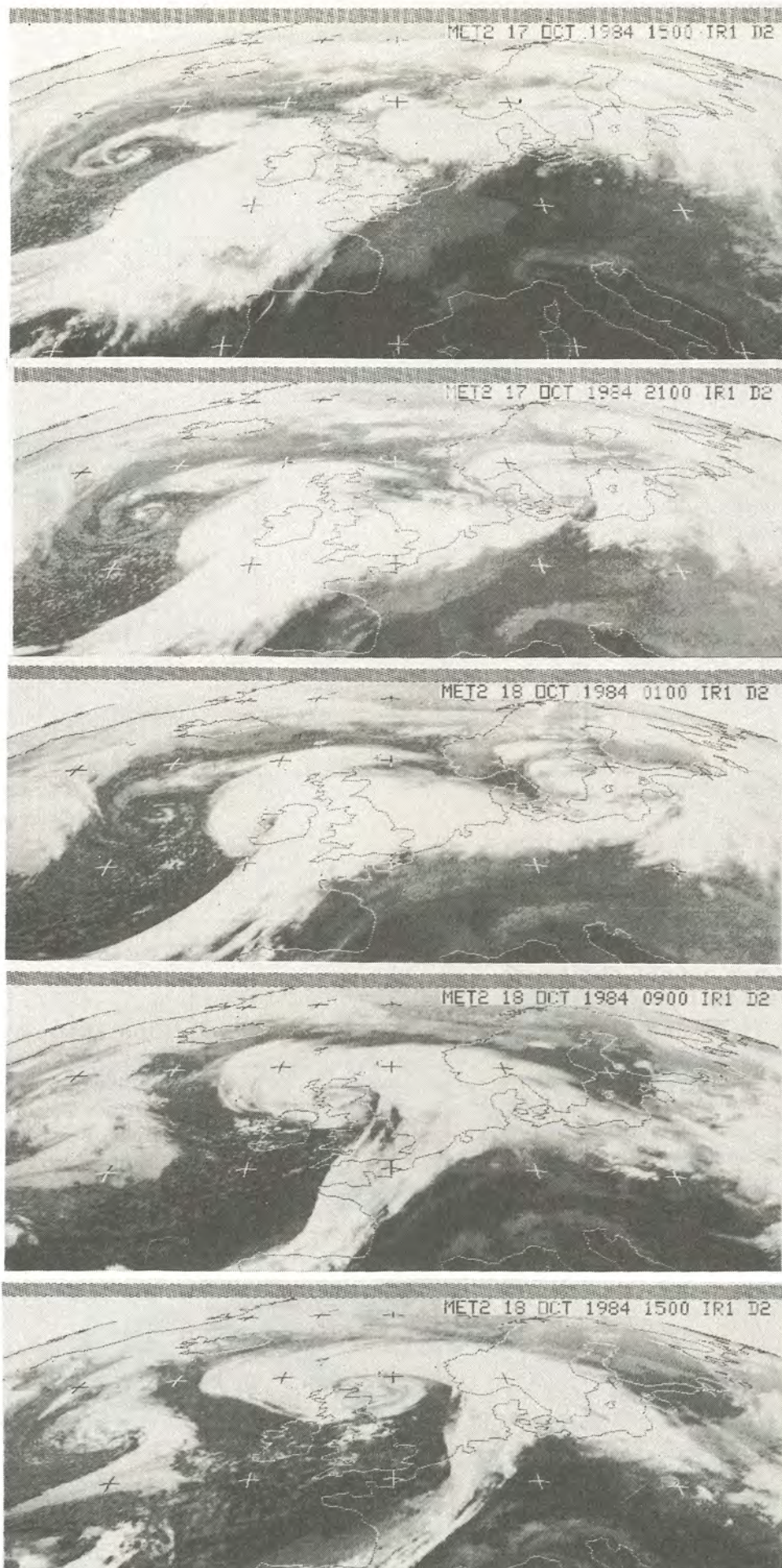


Fig. 5.25a Meteosat IR.

Bildsekvens av en stormutveckling. STORM rapporterades 03Z, 06Z & 09Z den 18/10 -84 på Irland och norra England. Lägg märke till de BREDA VITA MOLNMASSORNA i nord-sydlig riktning som föregår stormutvecklingen.

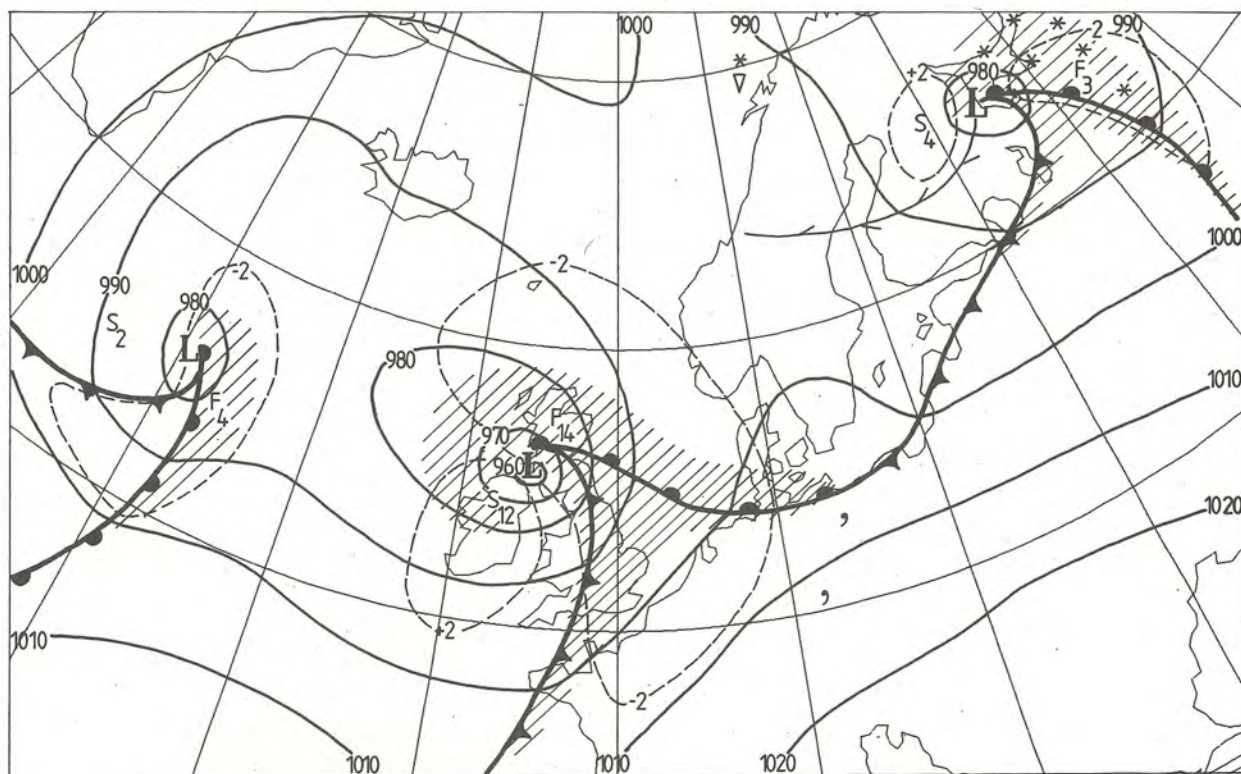


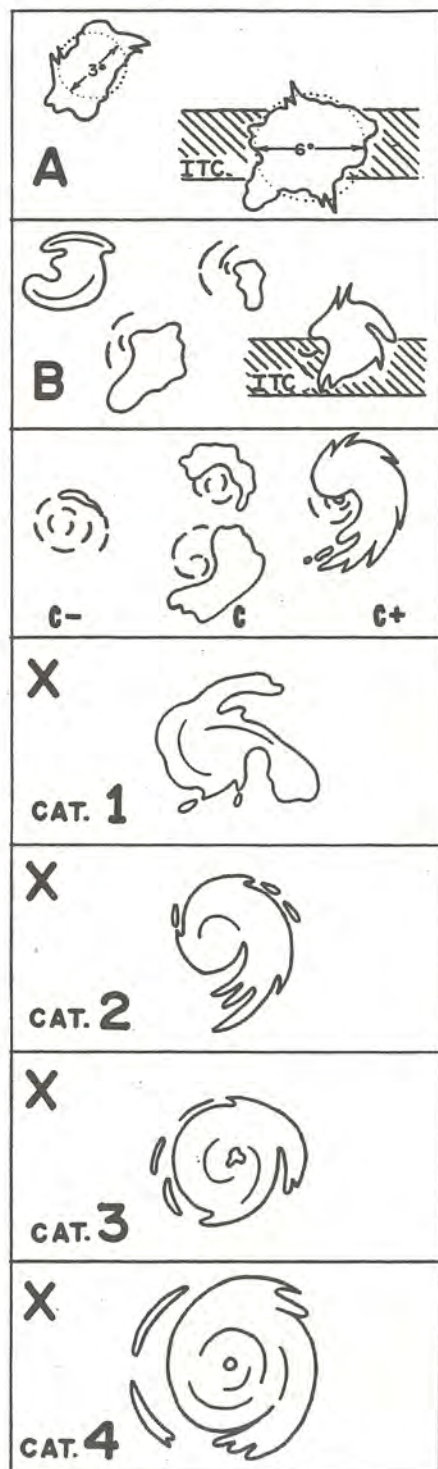
Fig. 5.25b 84-10-18 SYNOPKARTA 06Z.
Lågtryckscentrat är koncentrerat till ett litet område
och tendensfältet uppvisar stora fall- och stig-max.



Fig. 5.25c 84-10-18 4.16Z NOAA-7 IR.
STORMCYKLON med 'HÄTTA' (s.k. STORM-HATT) som syntes mycket tydligt hela natten.

3. TROPISKA CYKLONER

Molninformationer i samband med tropiska cykloner antar många olika former i början av en utveckling. Så småningom blir utseendet mer likartat i det fullt utvecklade stadiet. Molntäcket varierar i storlek från 300 till 1200 km i diameter. För att kunna uppskatta maximalvinden nära centrum klassificerar man tropiska cykloner i fyra grupper eller utvecklingsstadier A, B, C och X. Detta system grundar sig på: a) storleken och geografiska läget av molnområdet, b) graden av cirkularitet hos spiralbandstrukturen samt c) läget av spiralens centrum i förhållande till molnmassan i övrigt (antingen innanför eller utanför huvudmolnmassan). Utmärkande för grupp X är att centret ligger inom molnmassan. Genom att mäta diametern av den största cirkel som kan inskrivas i molnmassan är det möjligt att uppskatta den maximala vinden med en noggrannhet av 20 knop.



- A. Inga krökta linjer eller band utan en amorf molnmassa av cumuliforma, cirriforma eller skiktade moln i vilken kombination som helst. Moln-diametern måste ha en medel-diameter på minst 3 latitudgrader (i tropiska konvergens-zonen ITC minst 6 latitudgrader).
- B. Tendens till krökta linjer och band. Dåligt definierat centrum. En tät molnmassa med angränsande böjda band av Cu och/eller krökta band av medelhöga moln som antingen är fristående eller bildar en del av det heltäckta området. De krökta molnbanden är inte särskilt välorganiserade.
- C. Välorganiserade, krökta linjer och band. Väldefinierat centrum ut a n f ö r molnmassan (eller högst 1/2 latitudgrad inuti molnmassan). Banden består av Cumulus och / eller medelhöga och höga moln.
 - C - har ingen associerande tät molnmassa.
 - C + är mycket välorganiserad och har stort utflöde av krökta Cirrus.
- X1. Dåligt organiserade spiralband som under stor vinkel skär in mot den centrala molnmassan som har ett cirriformt utseende. Cirrusarmarna är ofta begränsade till en kvadrant. Centrala delen är cirkulär och dess centrum är dåligt organiserat. Något öga går inte att upptäcka.
- X2. Åtminstone ett långt välorganiserat band går i spiral under stor vinkel in mot centrum. Fortfarande inget synligt öga.
- X3. Molnmassan tenderar att vara cirkulär. Spiralbanden är måttligt koncentrisk. Ett oregelbundet format öga har bildats långt inne i molntäcket och utgör stormcentrum.
- X4. Molnsystemet är cirkulärt och symmetriskt. Ytterkanten är skarp och jämn åtminstone i två kvadranter. Inne i molnmassan är fiberstrukturen koncentrisk. Ett väldefinierat mörkt, cirkulärt öga är beläget nära centrum av molnmassan och definierar stormens centrum.

Fig. 5.26 Klassindelning av TROPISKA CYKLONER från satellitdata.

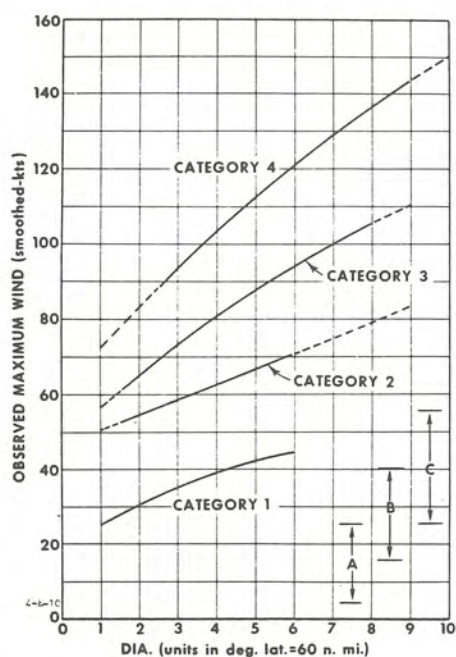
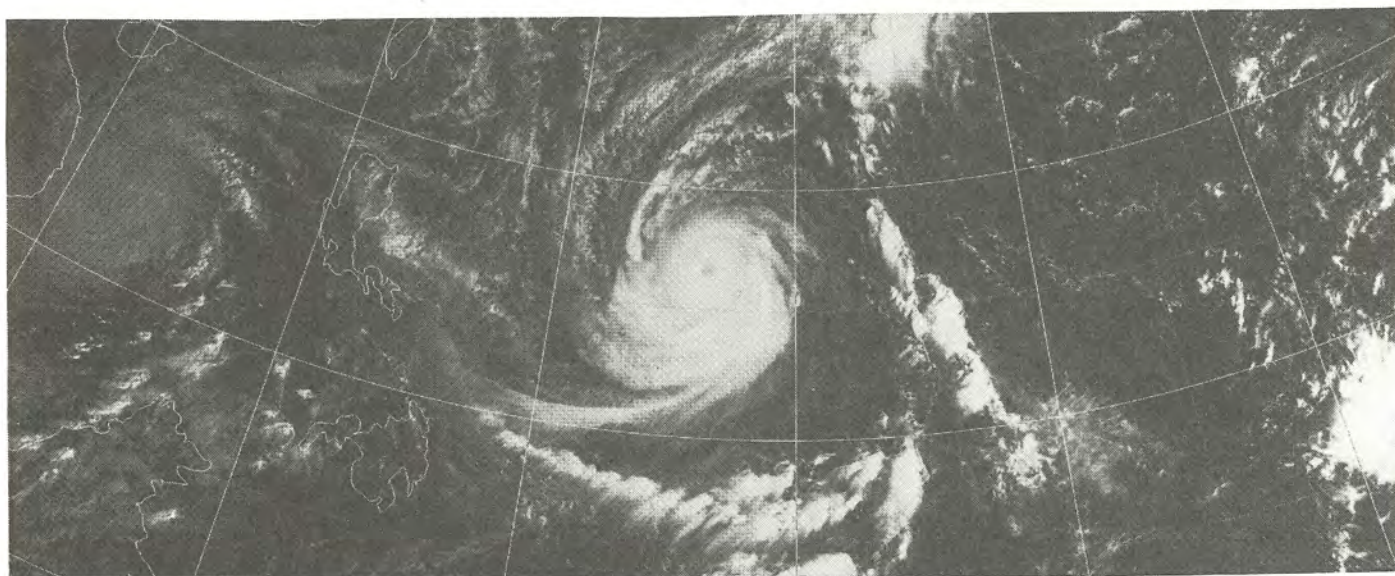
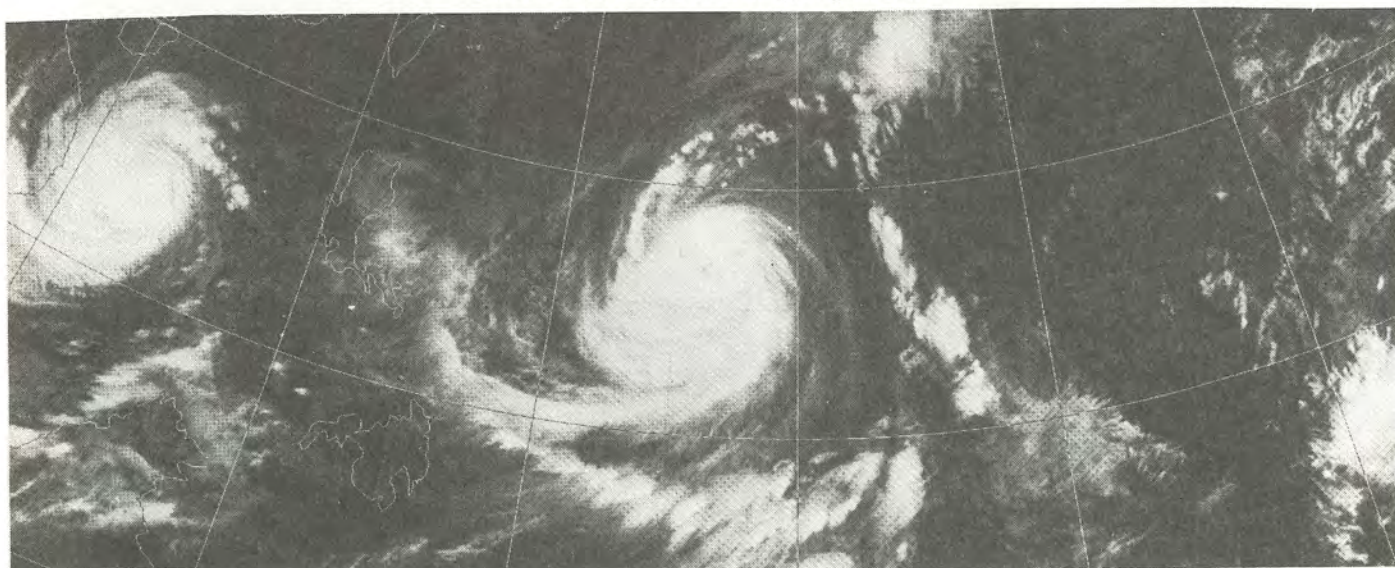


Fig. 5.27
Diagram för att kunna uppskatta vindhastigheten i en tropisk cyklon när man vet diametern hos den största cirkeln som kan inskrivas i molnmassan.



a. VIS - Polarstereografisk projektion.



b. IR - Polarstereografisk projektion.

Fig. 5.28 79-10-13 00Z GMS (Japansk Geostationär Satellit).
Två tropiska cykloner - den i mitten är 'enögd'.

4. POLAR LOWS

I början är polar lows småskaliga och svåra att upptäcka trots att de är mycket aktiva. Eftersom de är förknippade med omfattande konvektion kombinerad med täta skiktade moln framträder de mycket markant både i VIS- och IR-kanalerna. Satellitbilderna utgör därför ett utmärkt hjälpmedel när det gäller att i tidigt stadium upptäcka och lokalisera polar lows.

På markkartorna är de till en början svåra att upptäcka eftersom de bara syns som ett inte alltför imponerande tråg. Trots att polar lows på markkartorna förefaller att vara grunda till sin natur består de av en välutvecklad molnvirvel av större dimensioner än man skulle vänta sig. De liknar i många avseenden en mindre tropisk cyklon med sin utpräglade spiralformade molnstruktur.

De bildas ofta på Norska havet utanför Norska kusten. Deras rörelse är inte alltid så lätt att förutsäga. En del gånger håller de sig kvar över vatten-ytorna medan de vid andra tillfällen tar sig in över fjällkedjan till Sverige. Normalt brukar de utfyllas när de får landkänning. De kan emellertid ge kraftigt snöfall om de tar sig igenom Jämtlandspasset.

Polar lows har en relativt liten horisontell skala c:a 500 km och de existerar som isolerade virvlar. De betraktas som ett icke-frontalt fenomen i mäktiga kallluftsmassor. De uppstår p.g.a. termisk instabilitet och har en varm kärna. De bildas långt inne i en rätt så barotrop kalluft och är ofta intensiva. Typiska vindhastigheter är 20-30 m/s men betydligt högre värden har uppmätts.

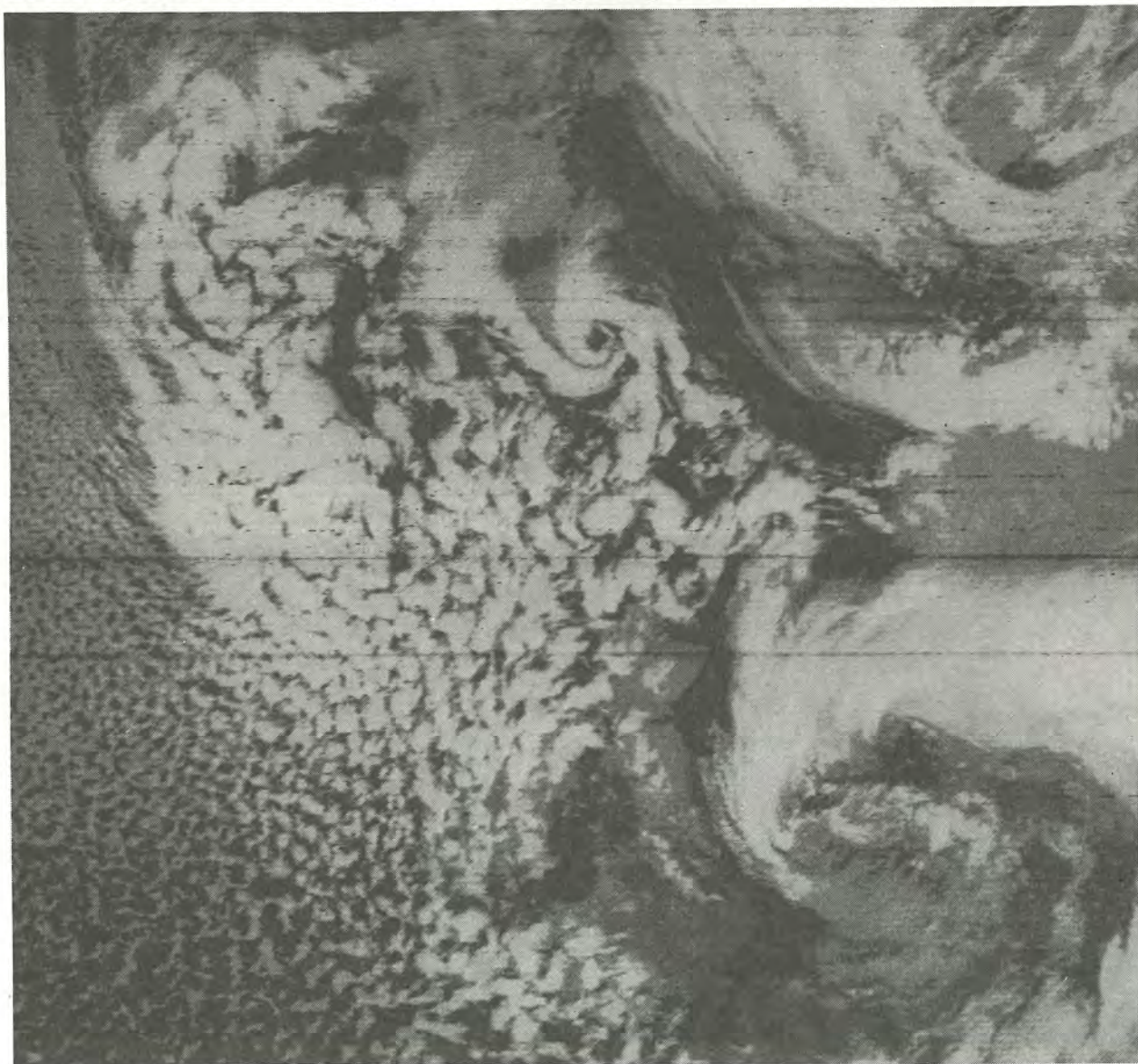


Fig. 5.29 84-01-14 19.02Z NOAA-8 IR.

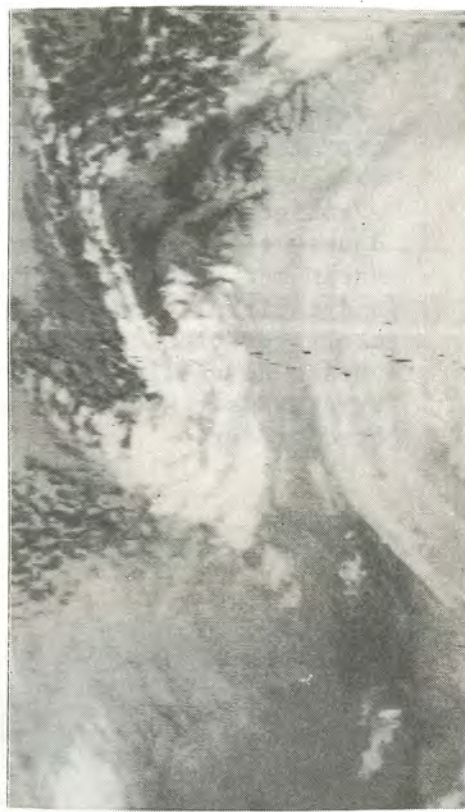
Djupt inne i polarluften syns ett välutvecklat POLAR LOW med ett ÖGA likt en tropisk cyklon.



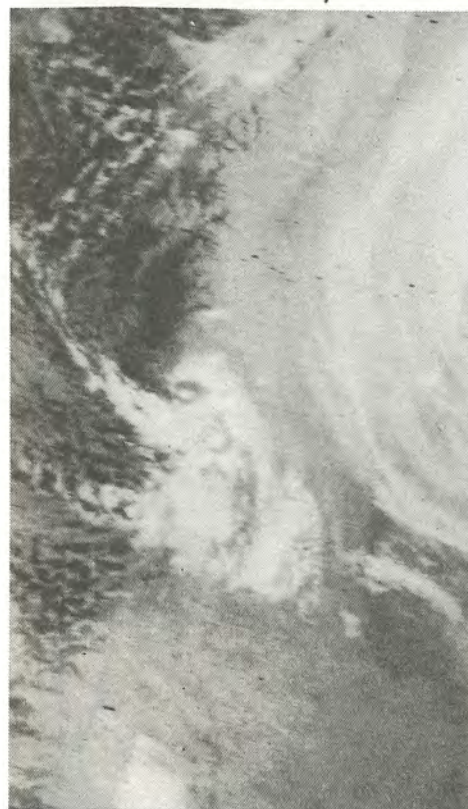
3.04Z



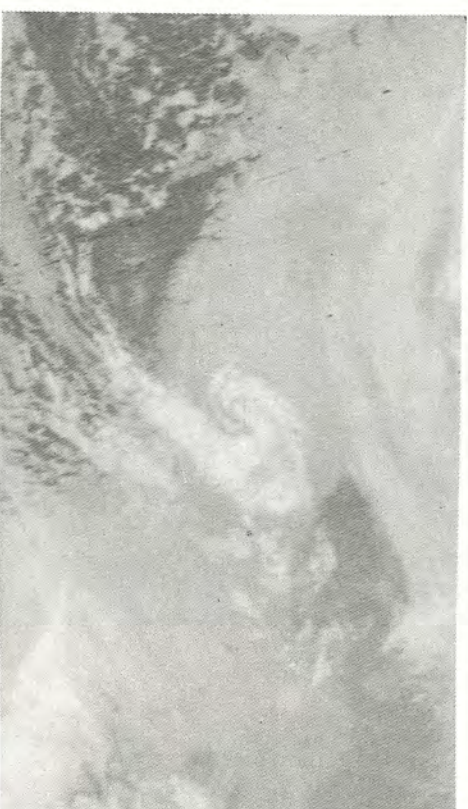
4.45Z



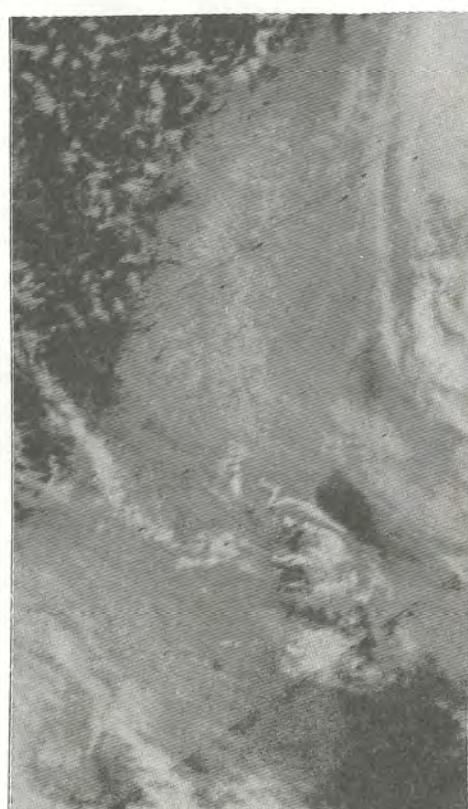
7.00Z



8.31Z



12.50Z



16.46Z

Fig. 5.30 83-01-14 NOAA-7 IR.

Ett POLAR LOW på Norska havet tar sig över fjällkedjan. När störningen lämnar vattenytorna utfylls den. Innan den dött ut har den gett upphov till snöbyar i fjällen och i inre Norrland.

5. AVSNÖRDA LÅGTRYCK (CUT-OFF LOWS)

Välutvecklade avsnörda lågtryck producerar molnmönster i spiralform som påminner om det utdöende stadiet i ocklusionsprocessen (jfr. fig. 5.3g). Lågtrycket observeras mestadels på ekvatorsidan av västvindbältet.

Vanligtvis startar processen som ett tråg i den övre västliga luftströmmen, fördjupas till en sluten cirkulation i lägre nivåer av höjdråget och växer sedan neråt mot markytan. Efterhand mister systemet sin baroklinitet och den övre och undre cirkulationen blir koncentrisk. Man väntar sig därför att spiralstrukturen skall försvinna men p.g.a. konfluens bibehålls virvel-mönstret.

Medan de vanliga lågtrycken rör sig åt nordligare latituder är de avsnörda lågtrycken stationära eller rör sig sakta till ekvatoriella breddgrader.

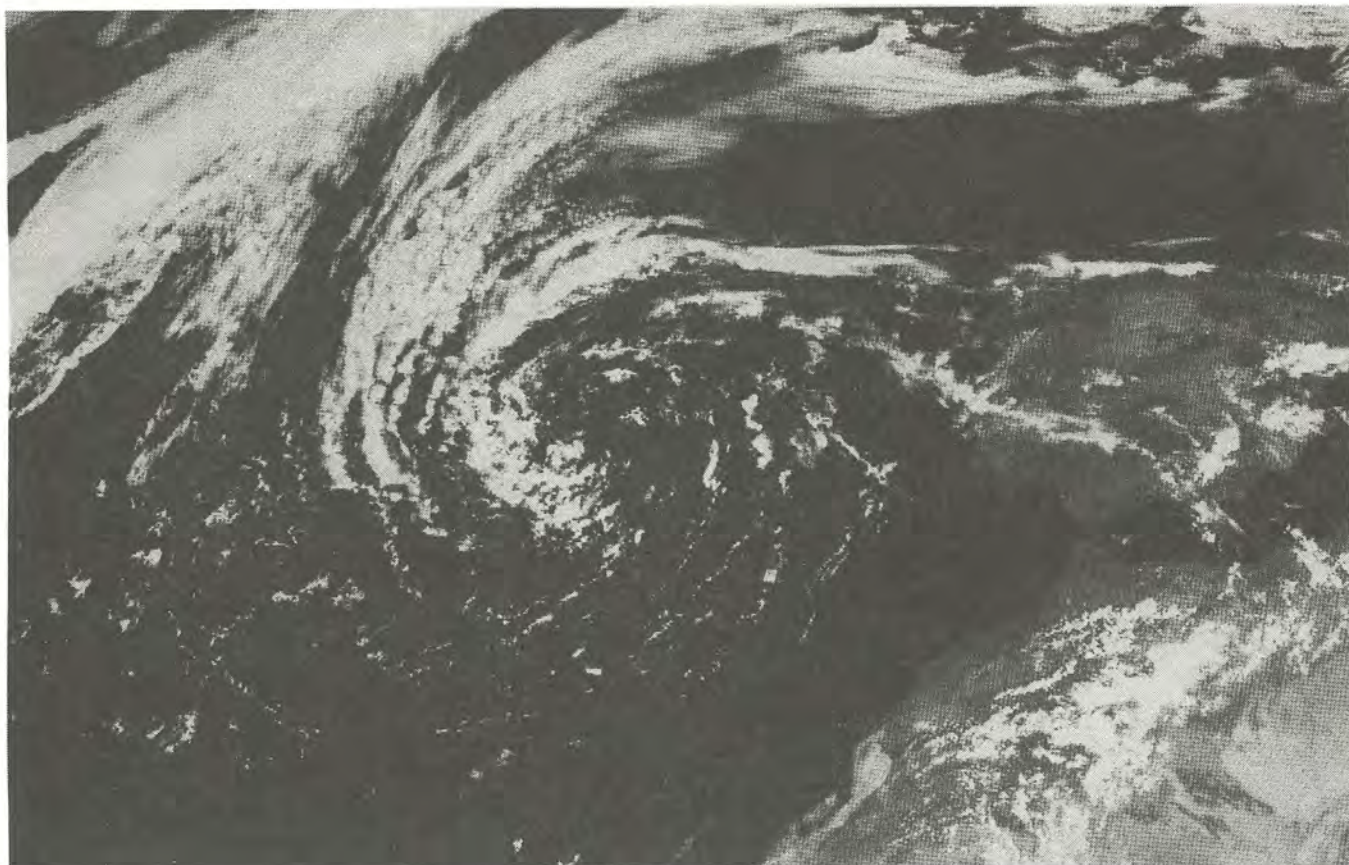


Fig. 5.31 78-08-29 12.55Z Meteosat VIS.
CUT-OFF LOW som formats på östra sidan av det Azoriska högtrycket. Flera spiralband visar den välutvecklade cirkulationen. Lågtrycket syns tydligt på markkartan men har icke-frontalt ursprung.

6. HÖJDTRÅG

a) Höjdlågtryck och tråg

I kapitel 5.3a beskrivs fördjupningen av en våg. Utvecklingen i högre nivåer sacker efter den i marknivån och höjdtråget ligger alltså bakom marktråget där fronten ligger.

Positionen på höjdcentret är i mitten av molnvirveln.

Höjdtråget skär kallfronten där:

- höjden på molntopparna sänks,
- molnbandet bryts av.

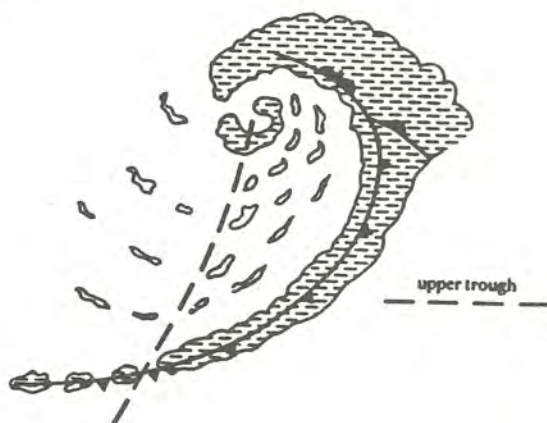


Fig. 5.32 Höjdtrågets skärning med kallfronten. (Se även fig. 5.12.)

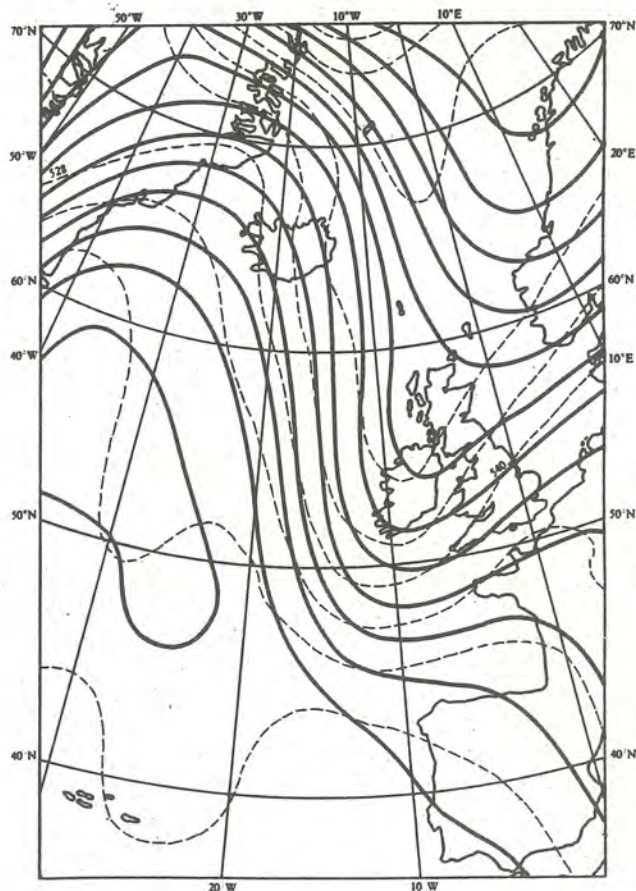


Fig. 5.33a Markant tråg i 500 mb.

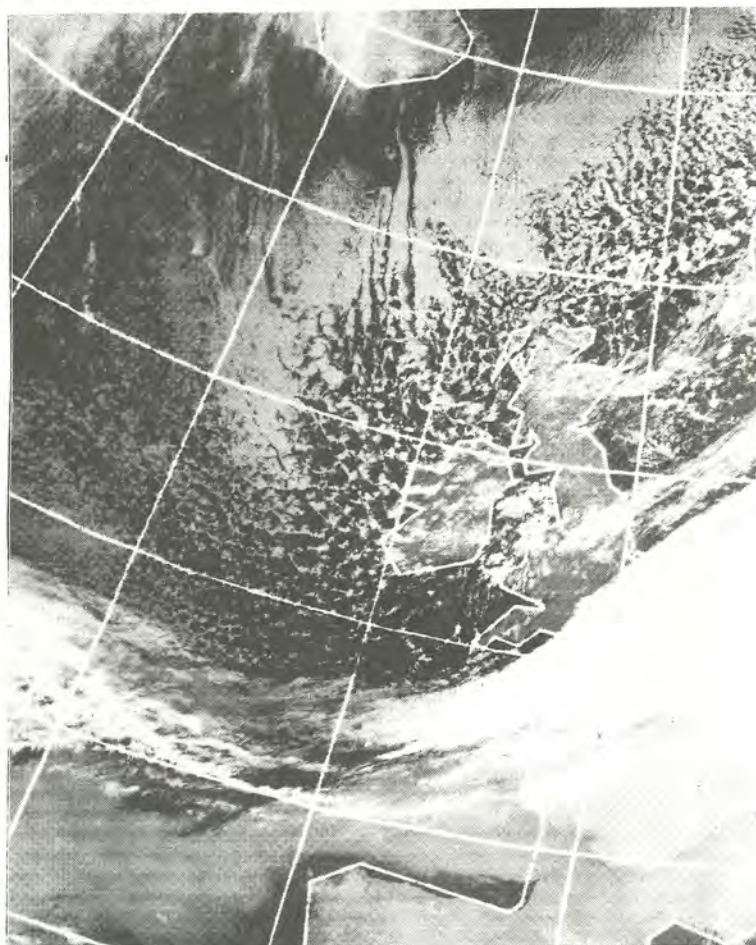


Fig. 5.33b 81-01-09 19.39Z NOAA-6 IR. Tydlig sänkning av molnhöjden där höjdtråget skär kallfronten c:a 10° W.

Tråg över hav

- b) Framför ett höjdtråg sker hävning av luften i samband med PVA (Positiv Virvel Advektion). Detta leder till att den konvektiva aktiviteten förstärks vilket framträder bra på bilderna. Framför allt syns detta i IR-kanalen där de kraftiga Cumulus-molnen skiljer sig från de övriga cumuliforma molnen.

PVA-området består av 'cluster' av större och högre cumuliforma moln vilka täcker 3-5 latitudgrader med höjdtråget i bakkanten av området. Bakom tråget sker en återgång till öppna konvektiva celler.

Denna form av PVA förekommer när gradienten av relativfältet 1000-500 mb är l i t e n.

Normalt är inte molnen organiserade i något speciellt mönster men om det är ett sekundärt virvel-centrum PVC(Positive Vorticity Center) ordnar molnen upp sig i spiralform.

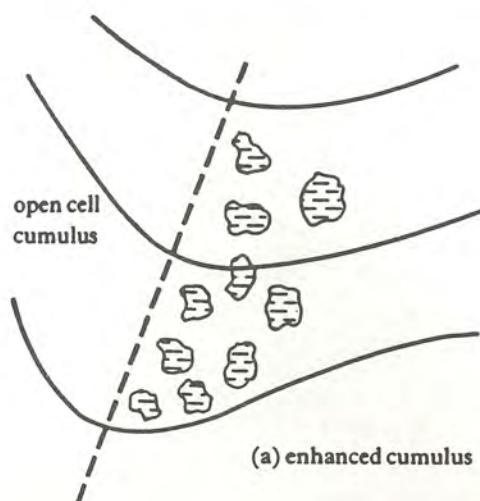


Fig. 5.34 Förstärkt Cumulus-aktivitet.

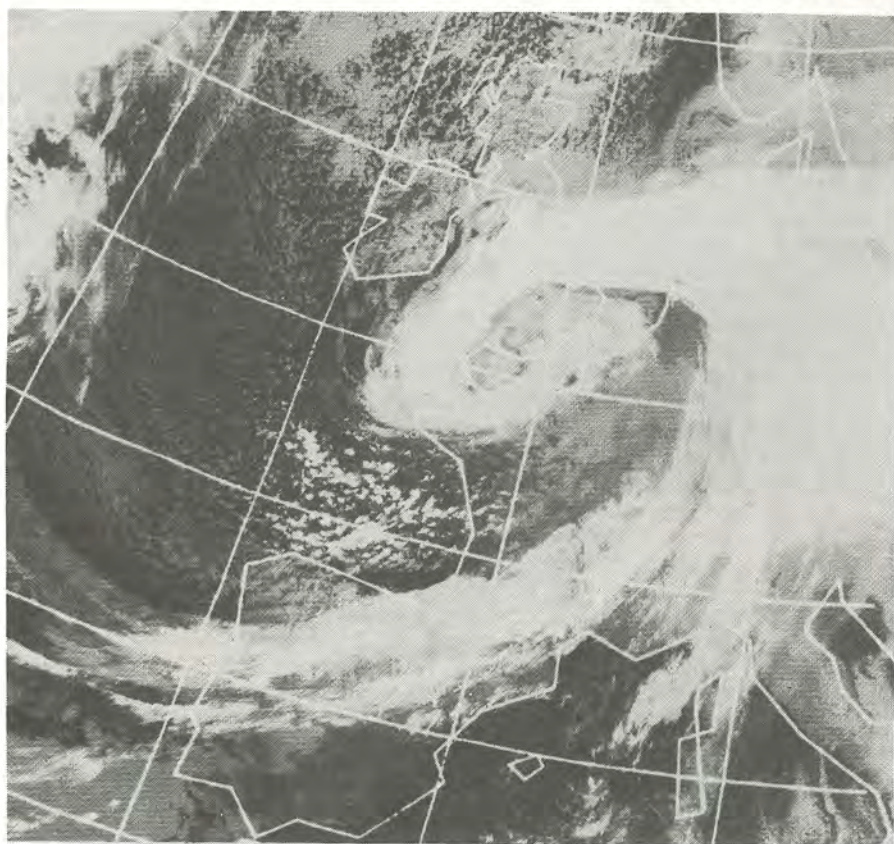


Fig. 5.35a 83-12-09 14.55Z NOAA-7 IR.
I tråget syns de kraftiga
Cumulus-molnen mycket bra.

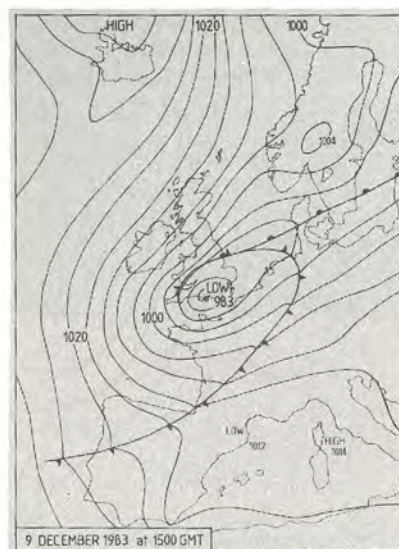


Fig. 5.35b
Markkarta 83-12-09 15Z.

- c) När däremot gradienten av relativfuktet är s t o r bildas i PVA - området tjocka högre moln med inbakade Cumulus och Cumulonimbus. Ett 'kommamoln' bildas. Framför denna molnformation är det molnfritt. När kommamolnet är välutvecklat finns ett litet marklågtyck under huvudet på molnet.

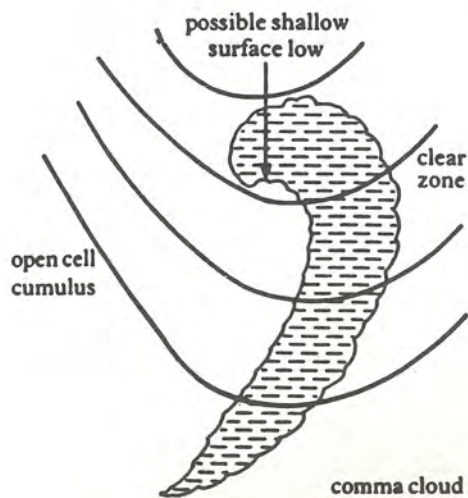


Fig. 5.36a Komma-moln.



Fig. 5.36b Principiell livscykel hos ett kommamoln.

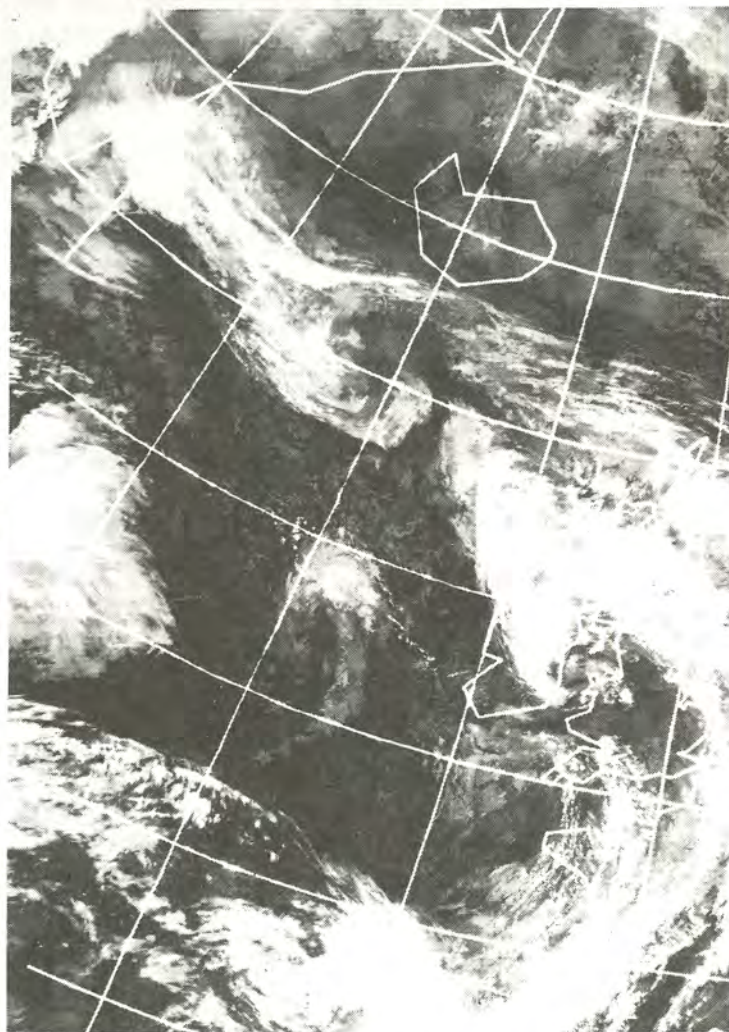
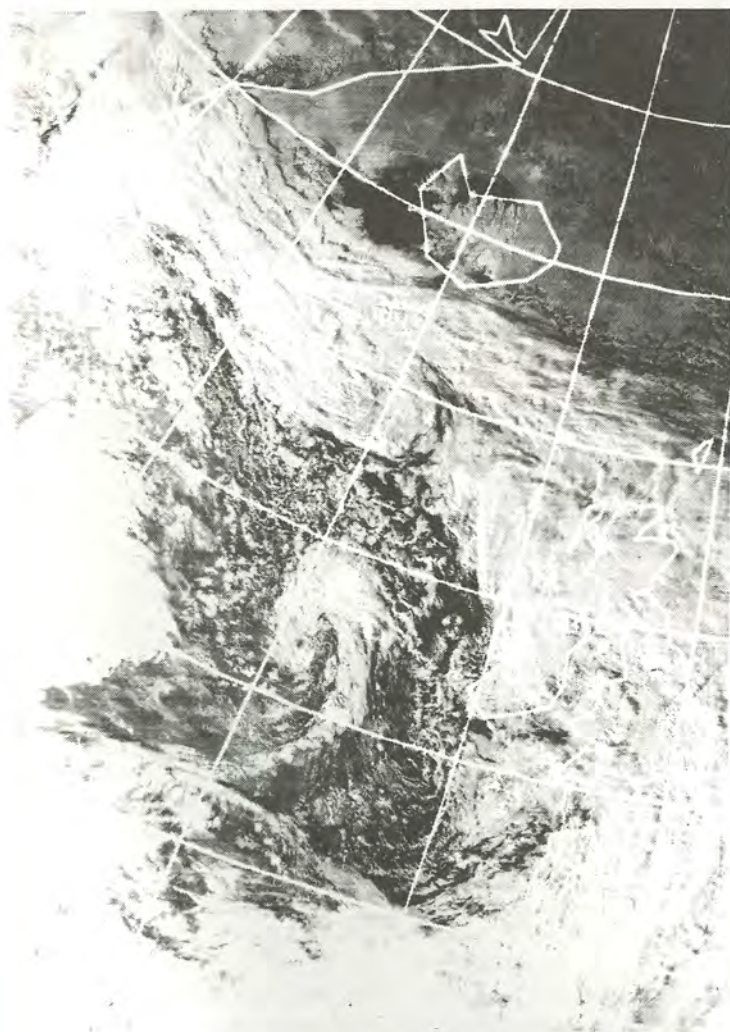


Fig.5.37a 80-10-22 15.34Z TIROS-N VIS. Fig.5.37b 80-10-22 15.34Z TIROS-N IR.

Väster om Irland finns ett kommamoln som indikerar ett höjdtråg med liten amplitud. Fastän det på VIS-bilden är vitt visar IR-bilden kommamolnets begränsade vertikala utsträckning och därför spelar det bara en liten dynamisk roll.

5.6 HÖGTRYCK & RYGGAR

Anticykloner har sina speciella molntyper och molnmönster. Utseendet beror på strukturen hos anticyklonen och underliggande ytans beskaffenhet.

1a. VARMA HÖGTRYCK

Varma högtryck har en varm troposfär och en hög tropopaus även om ett tunt markskikt kan vara kallt. Den anticyklonala strömningen sträcker sig genom hela troposfären och högtrycket rör sig endast långsamt.

Typiska varma högtryck bildas på subtropiska latituder och även på högre breddgrader i samband med blockeringar.

Om skillnaden mellan luftens och markytans temperatur är liten förekommer sparsamt med moln i centrum av högtrycket.

Om däremot markytan är kall bildas utbredda områden med låga moln eller slutna konvektiva celler. I det senare fallet är högtrycks-centrat beläget där cellstorleken är minst och har en regelbunden form.

1b. KALLA HÖGTRYCK

I motsats till de varma högtrycken har de kalla högtrycken en relativt kall baroklin atmosfär och ganska grund cirkulation. De formas ofta i den kalla luften på baksidan av lågtryck.

Vintertid utsätts luften över kontinenterna på höga breddgrader för långvarig nedkylning och semi-permanenta, kalla kontinentala högtryck bildas över Sibirien och Nord-Amerika.

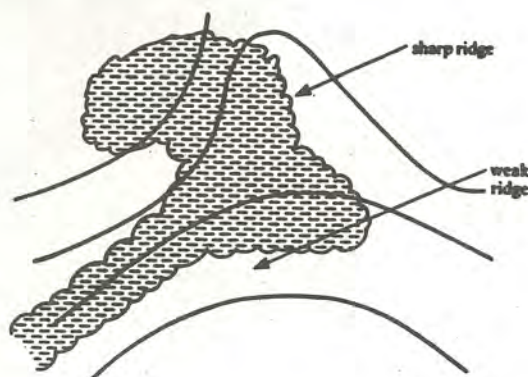
Molnigheten hänger i hög grad ihop med underlaget:

- över kalla kontinenter är de centrala delarna av högtrycket molnfria,
- över varma land- eller havsytor bildas cumuliforma moln som ibland organiserar sig utefter linjer eller i öppna celler.

2. RYGGAXELNS KRÖKNING

Bestämningen av ryggaxlarnas position baseras primärt på fördelningen av medelhöga & höga moln. Uppvindar i samband med PVA (Positiv Virvel Advektion) framför ett höjdråg producerar stora områden med moln som omfattar ett djupt skikt i atmosfären. Dessa moln börjar upplösas i ryggen nedströms p. g. a. nedvindarna.

Utseendet på molnbandet som sträcker sig mellan tråg och rygg är direkt korrelerat till våglängden mellan tråg och nedströms belägna ryggen.



a) Bred (svag) rygg

Moln som advekteras in i en flack rygg med liten amplitud upplöses inte direkt eftersom subsidensen är svag - utan väller över ryggaxeln. Ryggaxeln är alltså i detta fall en bra bit in i molnmassan.

Anticyklonalt krökta strimmor med skuggor syns ofta i molnmassan och ryggaxeln ligger i anslutning till strimmornas ryggaxel.

Fig. 5.38 Moln i förhållande till en höjdrygg.

b) Normal rygg

Framkanten på molnen slutar tvärare än i fallet med den breda ryggen. Ryggaxeln ligger i framkanten eller några grader in i molntäcket.

De moln som ligger längst fram är Cirrus (ibland saknas de höga molnen helt) och ryggaxeln ansluter sig till framkanten på de medelhöga molnen som man kan skymta under de höga molnen.

c) Skarp rygg

Om krökningen är skarp är molnbandet smalt. De höga och medelhöga molnen slutar tvärt i ryggaxeln p.g.a. kraftig subsidens. Ryggaxeln och molngränsen sammanfaller alltså vid skarpa ryggar.

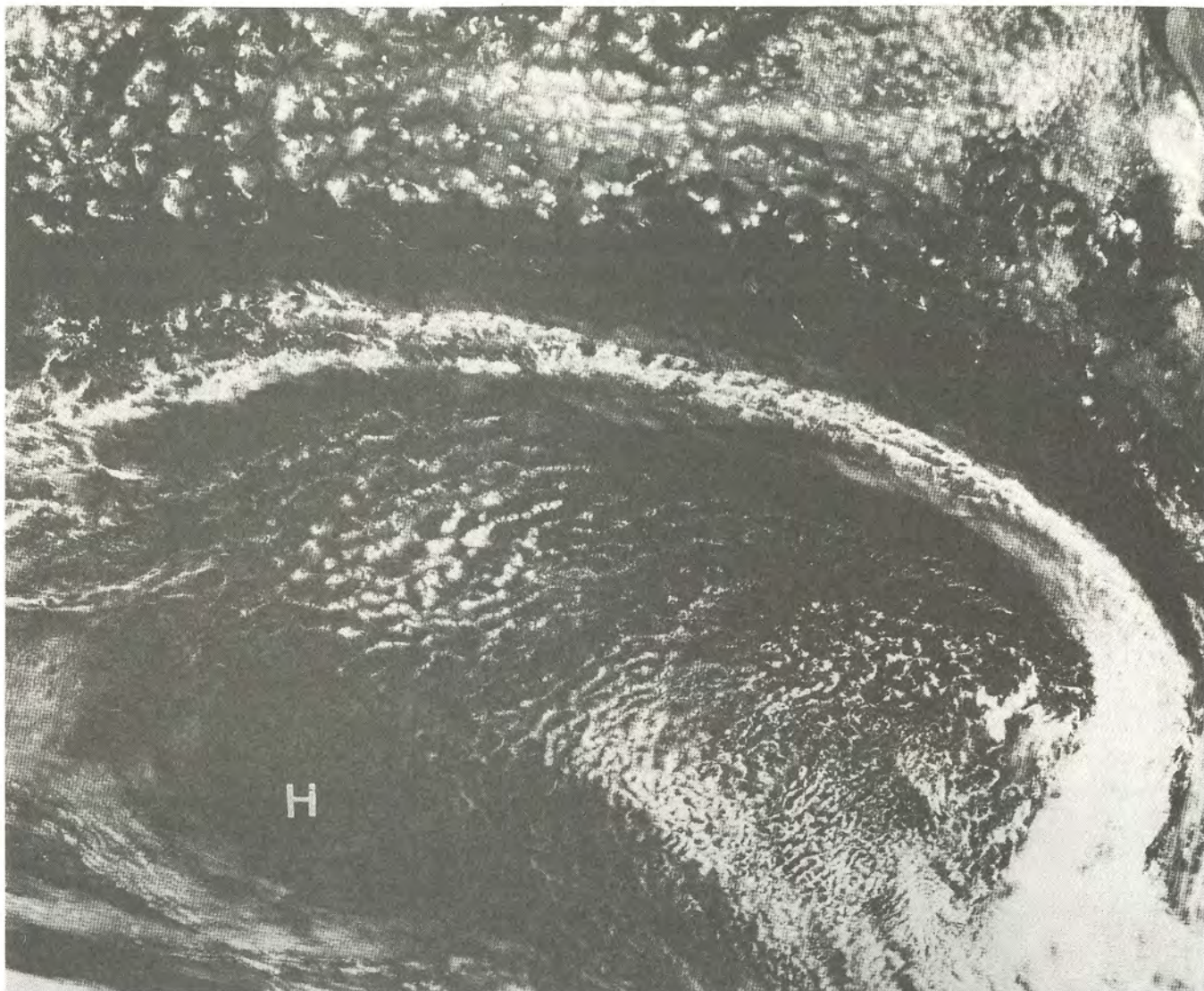


Fig. 5.39 78-12-15 12.25Z Meteosat VIS.
Ett klart område indikerar den centrala delen av ett varmt högtryck över Syd-Atlanten.

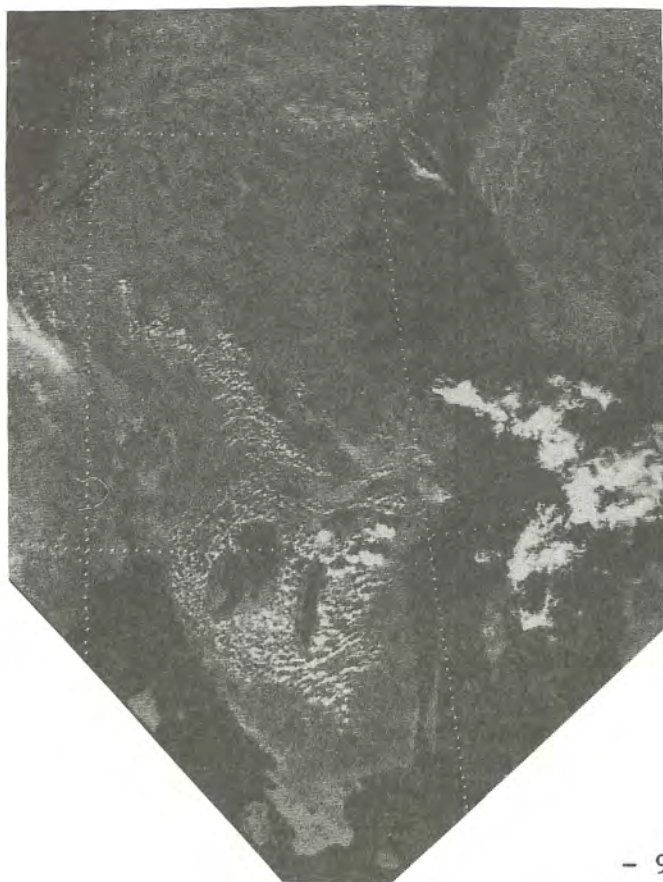


Fig. 5.40
82-08-05 11.51Z NOAA-7 VIS.
Mitt i högtryckscentrat över södra Sverige har konvektiva moln bildats.
Den anticyklonala strömningen kan man se eftersom Cumulus-moln på en del håll ordnar upp sig i band.
Sjöarna är helt molnfria eftersom vattnet fortfarande är kallt.
Sjöbrisen vidgar det klara området runt sjöarna.

3. OLIKA TYPER AV RYGGAR

a) Polär rygg

Skarpa ryggar bildas på mellanbreddgraderna när två lågtryck kommer nära varandra. Framför ryggen är det en nordlig eller nordvästlig strömning och bakom är det en västlig eller sydvästlig strömning.

Ryggen befinner sig utefter den linje där låga Cumulus bildas i kall-luften som har en nordlig komponent. Denna linje sammanfaller vanligtvis med framkanten på molnskärmen hos det västra lågtrycket.

Ibland bildas inga Cumuliforma moln där vinden har en nordlig komponent eftersom kontrasten mellan luft- och vattentemperaturen är för liten. Ryggaxeln hittar man i detta fall där de höga molnen slutar och den klara zonen börjar.

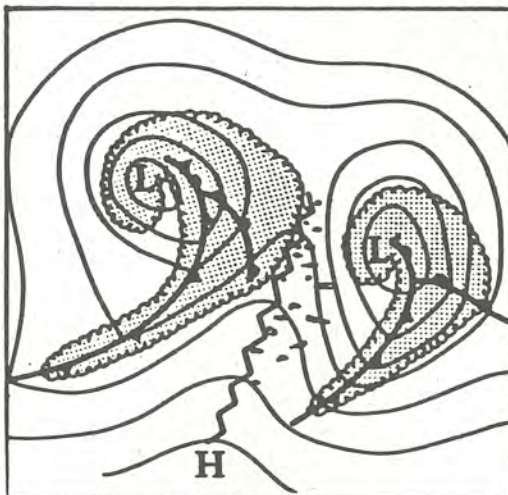


Fig. 5.41 Polär rygg.



Fig. 5.42 78-05-23 12.25Z Meteosat VIS. Ryggaxeln mellan två lågtryck. Det västra systemets molnskärm och den klara zonen markerar ryggaxeln. Öster om ryggaxeln bildas cumuliforma moln.

b) Subtropisk rygg

På västsidan av ett subtropiskt högtryck ändras molnen från cumuliformt till stratiformt utseende där strömningen i låga nivåer ändras från ost eller sydost till syd eller sydväst. Detta beror på skillnader i uppvärmning och stabilitet.

Luften är instabil när den uppvärms underifrån i den ostliga strömningen. I den sydvästliga är luften däremot mer stabil när den kyls eller uppvärms mindre.

Ryggaxeln kan lokaliseras där den största ändringen i molnkaraktären äger rum.

Man får vara observant så att man inte förväxlar denna förändring med en annan typ av transformation nämligen den som sker p.g.a. ändringen från cyklonal till anticyklonal strömning vid övergång mellan öppna och slutna celler.

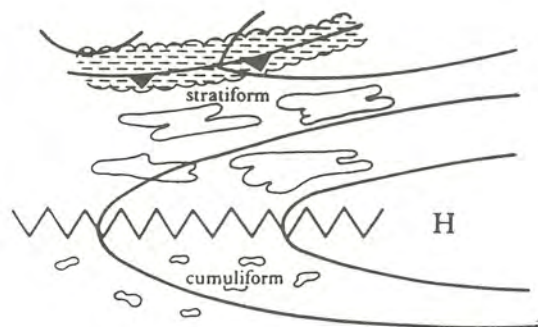


Fig. 5.43 Subtropisk rygg.



Fig. 5.44 79-11-08 11.25Z Meteosat VIS.
En subtropisk rygg över Syd-Atlanten.
Ryggaxeln (markerad med pilar) indikerar
en gräns mellan stratiforma moln och de
mer cumuliforma molnen norr därom.
(Södra halvklotet och därför spegelvänt).

c) Subtropisk rygg med 'molnfingrar'

På västsidan av subtropiska högtryck kan även en annan typ av rygg identifieras. Från en kallfront sträcker sig 'moln-fingrar' ut från det frontala molnbandet. Dessa har en mer nord-sydlig orientering än de frontala molnen.

Ryggen löper längs den sydligaste kanten av de höga molnens 'fingertoppar'.

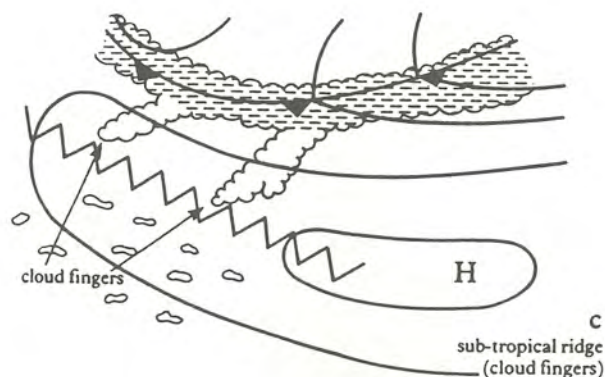


Fig. 5.45 Subtropisk rygg med 'finger-formade' moln.



Fig. 5.46a Meteosat VIS.
78-03-07 11.55Z.



Fig. 5.46b Meteosat IR.
78-03-07 11.55Z.

'Moln-fingrarna' sträcker sig från de frontala molnen till ryggaxeln. (Ryggaxeln är markerad med pilhuvuden). Lägg märke till att ryggaxeln sammanfaller med de höga molnens sydspetsar (syns bäst på IR-bilden).

4. Mörka partier i solspegeln

I lugna vatten åtföljs solspegeln av mörka områden i samband med ryggaxlar.

- a) På geostationära bilder syns mörka partier på ömse sidor om SP (Spegel-Punkten). På sidan om SP där vattenytan är lugn finns inga vattenytor som uppfyller kravet på reflektion och därför syns inte heller någon spegelbild.

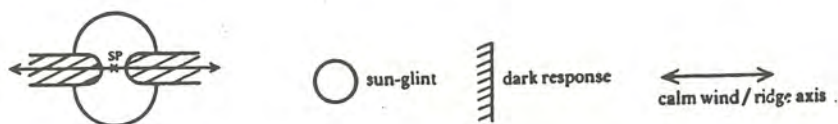


Fig. 5.47 RYGGAXEL och de MÖRKA partierna i solspegeln.

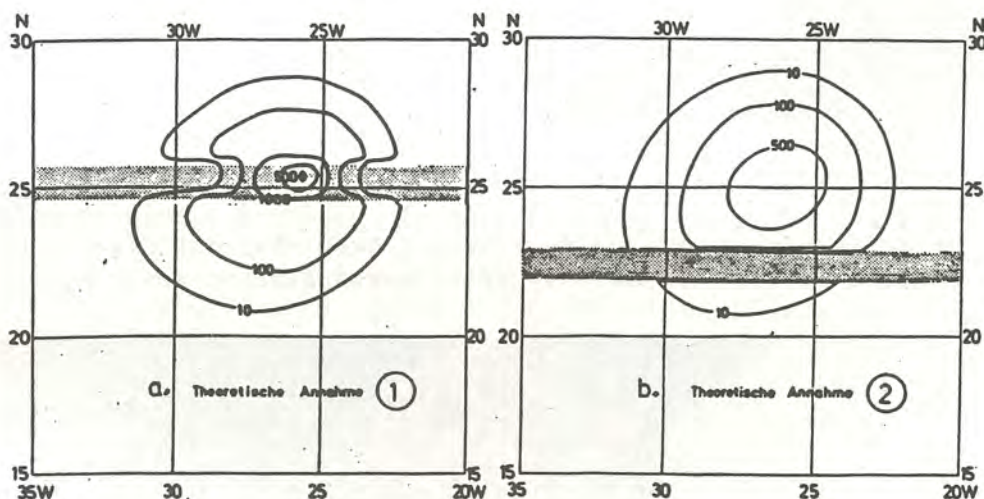


Fig. 5.48a Ryggaxel genom SP.

Fig. 5.48b Ryggaxel vid sidan om SP.

Teoretiska beräkningar av intensiteten i samband med solspeglar.

- b) På polära bilder kan mörka inbuktningar synas på båda sidor om PSP (Primära Spegel-Punkten) enligt fig. 5.49a om ryggaxeln går i närheten av PSP. Är ryggaxeln på längre avstånd än cirka 10 latitudgrader från PSP kan det mörka partiet korsa över hela solspegeln enligt fig. 5.49b. Det beror på att den lugna vattenytan inte har några komponenter som reflekterar i rätt riktning. Ytterligare längre bort där det är krusningar på vattenytan finns det på nytt flera små vattenytor som uppfyller kravet på reflektion men solspegeln har i det här området betydligt lägre intensitet än i närheten av PSP.

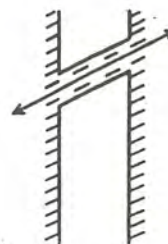
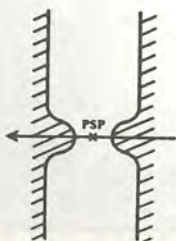


Fig. 5.49a Ryggaxel genom PSP.

Fig. 5.49b Ryggaxel på sidan om PSP.

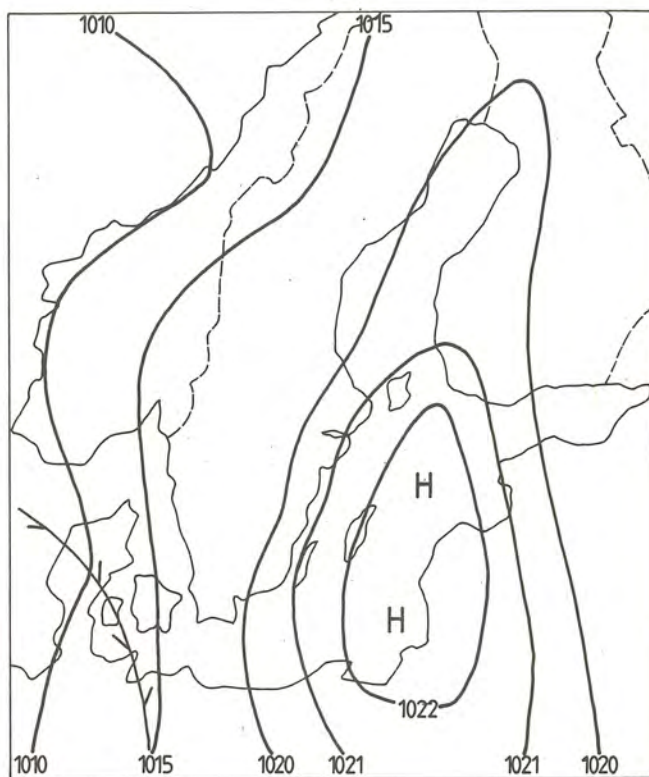


Fig. 5.50a 84-07-31 7.59Z NOAA-6 VIS. Fig. 5.50b Karta med mb-isobarer. Eftersom det är en morgonpassage är solspegeln öster om satellitbanan. En höghettrycksrygg sträcker sig i nord-sydlig riktning över västra Finland & Östersjön. Ett distinkt mörkt område sträcker sig från Skärgårdshavet söderut till i höjd med Liepaja.

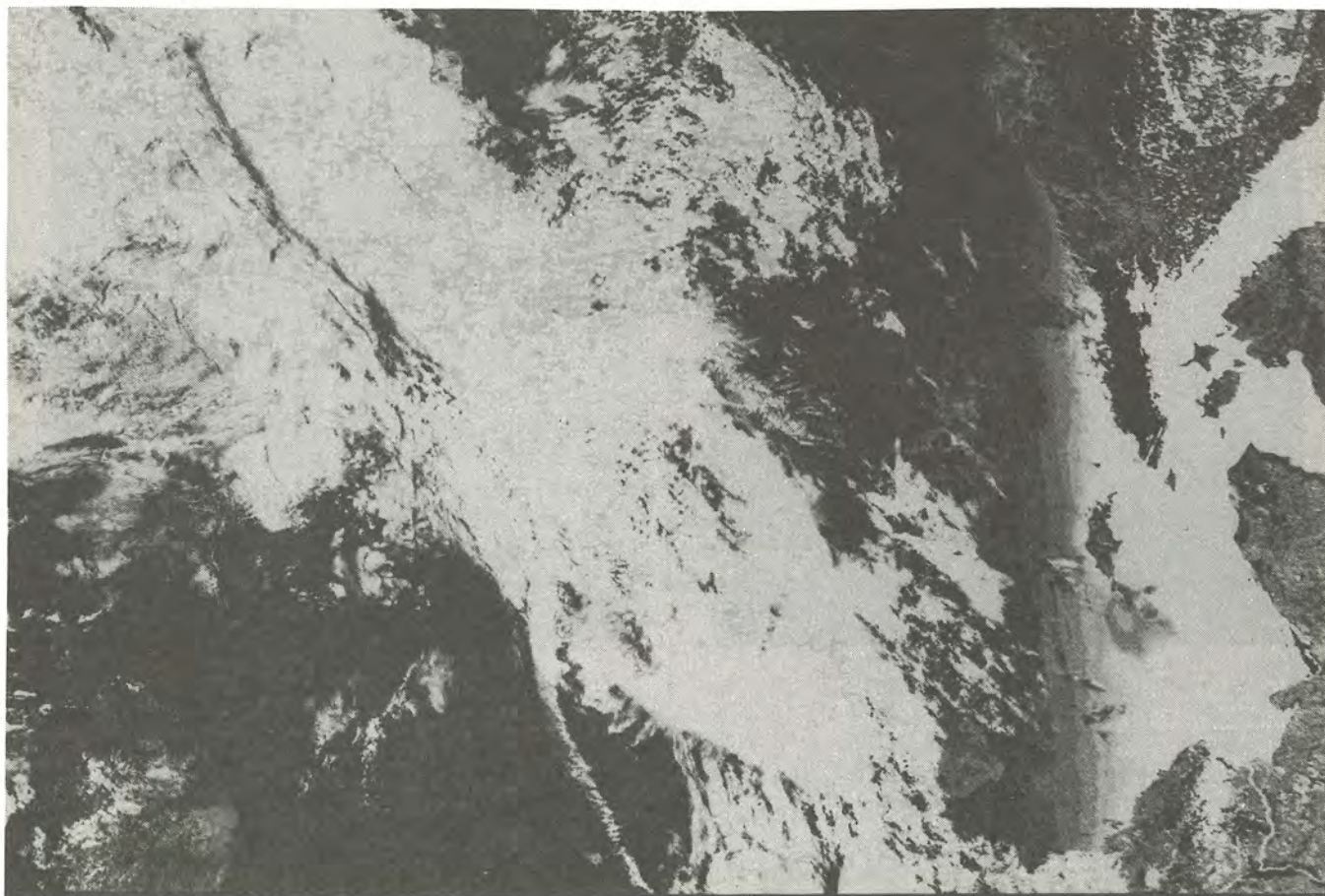


Fig. 5.51 84-08-01 7.36Z NOAA-6 VIS. (Mottagen i Tromsö). Höghettrycksryggen ligger kvar även nästa dag. Det mörka området mitt i solspegeln syns på nästan samma ställe.

6. SNÖ & IS

6.1 SNÖ

VIS: Snötäcket måste vara minst 3 cm tjockt för att kunna observeras med inte allt för stor svårighet. Reflexionsförmågan ökar med tjockleken. Gråtonen varierar från kraftigt vitt till ljusgrått. Följande faktorer har betydelse för snöns utseende:

- B e l y s n i n g e n är naturligtvis av primärt intresse.
- T e r r ä n g e n är också viktig beträffande vegetation och topografi. I flack terräng (stäpp, tundra, isfält) utan träd har snötäcket en relativt jämn färgton. Omfattande skogsområden som har snötäcke är fläckiga där de ljusare områdena indikerar trädlösa partier. Naturligtvis beror utseendet också på om snön ligger kvar på trädkronorna eller om den enbart täcker marken. I fjällen där det bara är liten eller ingen vegetation alls framträder fjälltopparna distinkt vita.
- Å l d e r n på snön har också avgörande betydelse. Albedot för nysnö är 80-90% medan gammal snö bara reflekterar 45-70%. För något längre våglängder i NIR (Nära Infra-Rött) sjunker albedot.

IR: I allmänhet är snötäckt mark kallare och därför ljusare än omgivningen. Nattetid kyla snöytorna betydligt snabbare än barmarken, dagtid värms de upp långsammare.

Ibland kan det vara svårt att skilja snötäckta ytor från moln, men molnens utseende och läge ändras ständigt. Genom att jämföra bilder från olika tidpunkter kan man avgöra om det är snö eller moln (orografiskt inducerade moln ligger dock kvar). Snötäckta områden uppvisar också en konfiguration som är sällsynt för moln t.ex. det typiska dendritiska mönstret i Norge med fjordarna och i Alperna med sina dalgångar.

6.2 IS

VIS: Vid kartläggning av isläget är satellitbilderna ett ovärderligt hjälpmedel.

- Framför allt gäller detta vid bestämning av i s g r ä n s e r.
- R å k a r n a framträder mycket bra.
- Ju tjockare isen är desto högre reflektivitet har den. Är bildupplösningen bra är det därför möjligt att avgöra vad för slags is det är fråga om.
Nyisen är grå medan den äldre, tjockare havsisen är vit.
Den landfasta isen tillväxer snabbare och skiljer sig därför från havsisen. När råkar bildas sker detta oftast längs fastiskanten.

IR: Heltäckta isfält har en jämn färgton mellan l j u s g r å t t & v i t t. Arktisk packis har skarpa gränser medan sönderbrutna isfält har något diffusa kanter.

När iskoncentrationen är mindre än 80% påverkas isen främst av den rådande vinden och strömmarna. På mindre än en timma har isdriften i allmänhet anpassat sig till den nya vinden. Detta gäller främst i den centrala delen av ett havsområde.

Följande tumregel gäller: isdriften är 2-3% av vindhastigheten och 10-30° till höger om vindriktningen (längs isobarerna).

I områden med trängre passager t.ex. Norra Kvarken och Öresund blir isens rörelse mer strömberoende. När iskoncentrationen ökar sker en minskning av ishastigheten och vallar kan bildas.

Eftersom det sällan är vindstilla ändras isgränsen hela tiden. Genom att jämföra bilder över samma område dag för dag kan man följa isens utbredning men tyvärr är det ofta moln ivägen.

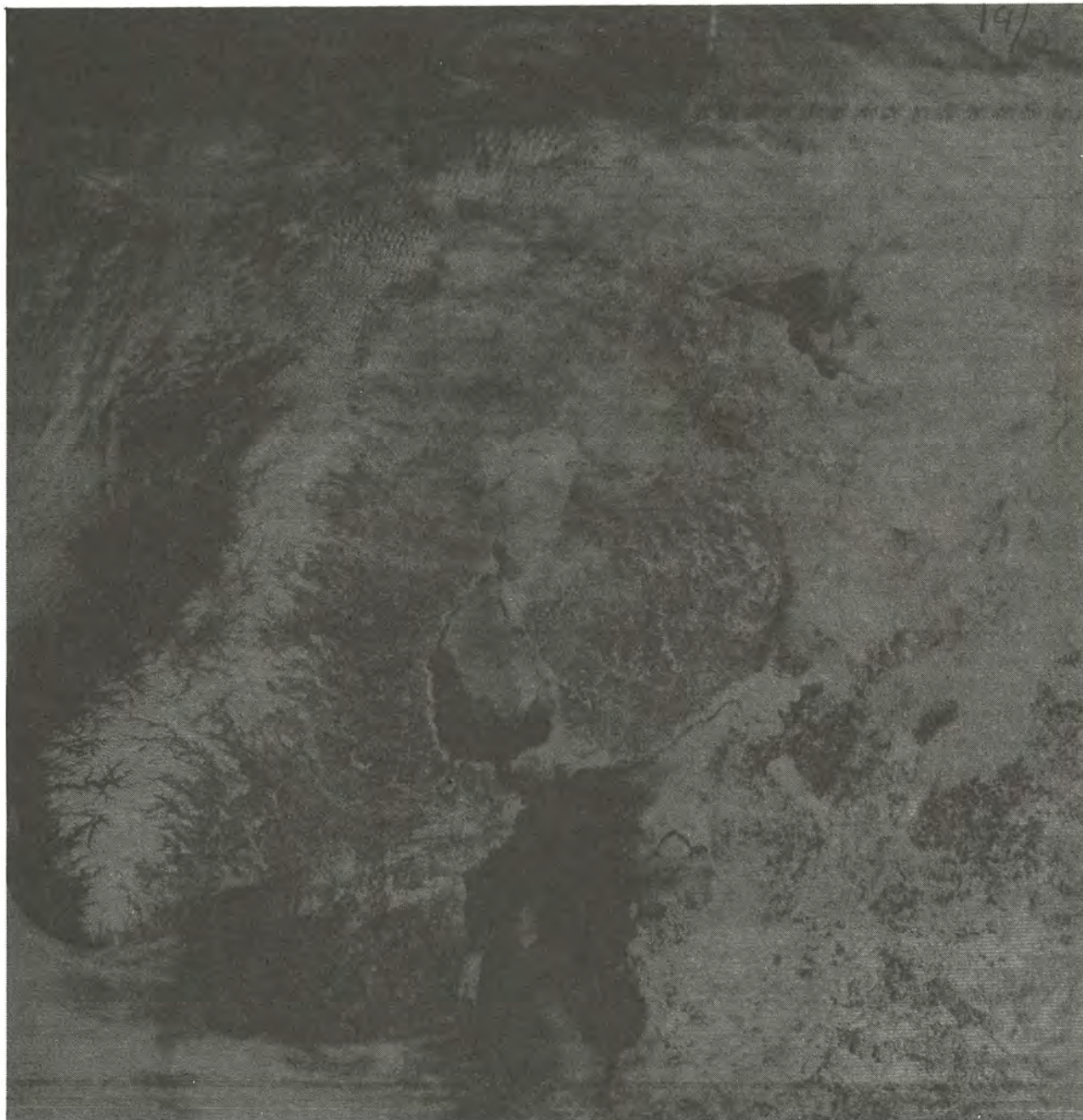


Fig. 6.1a 82-02-19 10.24Z Meteor 2 VIS.
Satellitbild som visar isläget.

Bottenviken är helt istäckt. En smal råk har bildats i den norra delen. I Norra Kvarken syns den landfasta isen innanför Holmöarna. En stor del av Bottenhavet är istäckt. Isen är här gråare och inte lika tjock som den i Bottenviken. Råkarna utanför kusterna framträder mycket bra. Längs den svenska kusten syns den landfasta isen som ett vitt band. Bråviken, Kalmar-sund och hela Vänern är istäckta liksom alla andra insjöar.

Hela Skandinavien är snötäckt. Östgötaslätten liksom Mälardalen är sammanhängande vita till skillnad från de skogsklädda områdena. I ett stråk från Bohuslän till Västergötland är snötillgången dålig.

Norska fjällan är vackert snötäckta och fjordarna tränger djupt in i landet och det karaktäristiska mönstret formas som uppenbart skiljer sig från molnstrukturer. (Lägg också märke till lävågorna i nordligaste fjällan).

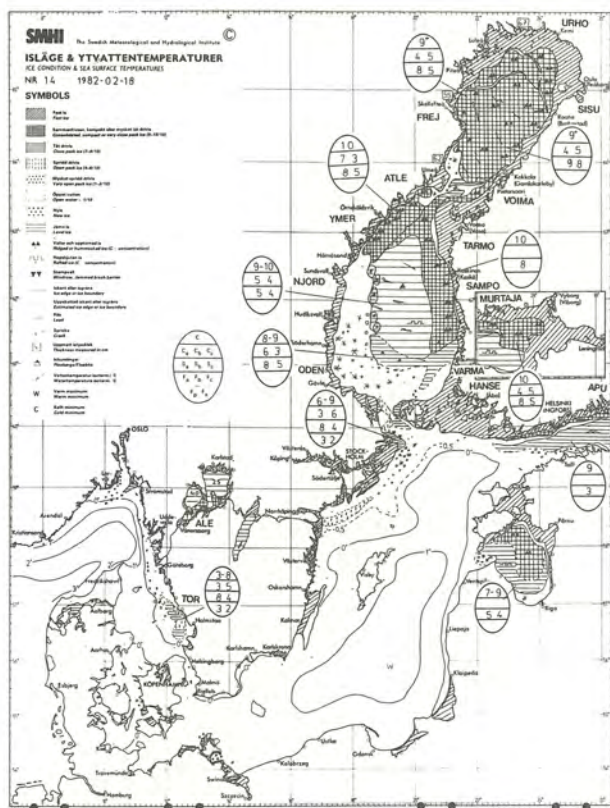


Fig. 6.1b Iskartan. (82-02-18)

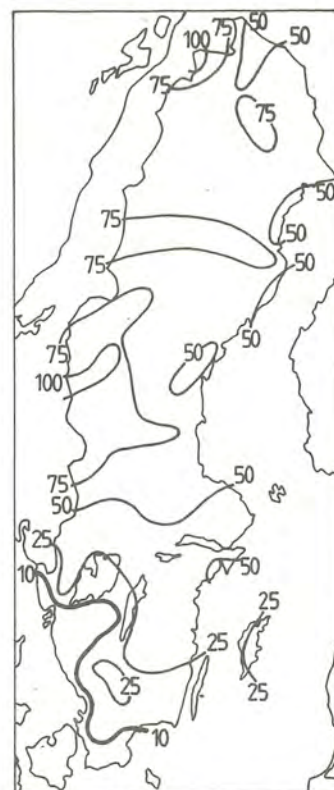


Fig. 6.1c Snödjup. (82-02-19 06Z)



Fig. 6.2. 85-04-25 10.18Z Meteor 2-J VIS

Den stränga vintern vill inte ge sig. April-vädret är nyckfullt och ett område med snöfall drog ner över västra Svealand och norra Götaland. Som synes är det barmark i Östra Svealand och på Västkusten. Fortfarande är hela Bottenhavet och Bottenviken istäckta men en bred råk har bildats i norra Bottenhavet. Söder om råken är isfältet mycket sönderbrutet. I Vänern har en råk bildats i norra Värmlandssjön. Vättern är helt isfri.



Fig. 6.3a 84-10-16 11.32Z Meteor 2-I VIS. Vintersåsongen börjar tidigt i Alperna. Den höglänta terrängen blir snabbt snötäckt och är lätt att separera från de omgivande molnen.



Fig. 6.3b 84-04-22 11.17Z Meteor 2-I VIS. Alp-området är mycket lätt att identifiera även långt fram på vårkanten eftersom det är barmark i omgivningen.

7. MULTISPEKTRAL KLASSNING AV MOLN

Erik Liljas har på Rymdbolagets interaktiva bildbearbetningssystem utfört en klassificering av moln och jordyta. Systemet som AVHRR-informationen bearbetas på kallas Image Analysis System (IAS). I undersökningen har digitala TIROS-N data använts som är inspelade vid Tromsø satellittelemetrastasjon i Nord-Norge.

KLASSIFICERINGSTEKNIK

Grundläggande för den klassificeringsteknik som presenteras i detta kapitel är att olika molnslag, land- & vattenytor har olika strålningsegenskaper i olika delar av det elektromagnetiska spektrat.

AVHRR-instrumentet förser oss med information från 4 intressanta atmosfäriska fönster. Kanalernas egenskaper är tidigare beskrivna på sid 20-22.

Kanal 1	0.58	-	0.69	μm
2	0.725	-	1.10	μm
3	3.55	-	3.93	μm
4	10.5	-	11.5	μm

7.1 SIGNATURER

För att klassificeringen skall bli så bra som möjligt gäller det att få så väldefinierade moln som möjligt. Med hjälp av markkartor, quick-look-bilder kan man välja olika vädersituationer, solhöjder & molntyper. På IAS:s färgskärm kan man sedan gå in och separera de pixlar (bildelement) som tillhör ett speciellt molnslag.

De intressanta passagerna genomgår först en geometrisk korrektion till polarstereografisk projektion. De 1024 (2^{10}) digitalnivåerna divideras sedan med 4 och reduceras till 256 (2^8) nivåer, vilket är en tillräcklig upplösning. Varje pixel har alltså ett intensitetsvärde mellan 0 och 255.

Inom ett väldefinierat molnslag har inte alla pixlar samma värde utan det är en viss spridning av intensitetsnivåerna. Med hjälp av IAS kan man ta ut statistik, tabeller & grafer på en printer eller plotter. Man får på så sätt ut signaturer för varje molnslag. Dessa resultat gäller det sedan att utvärdera.

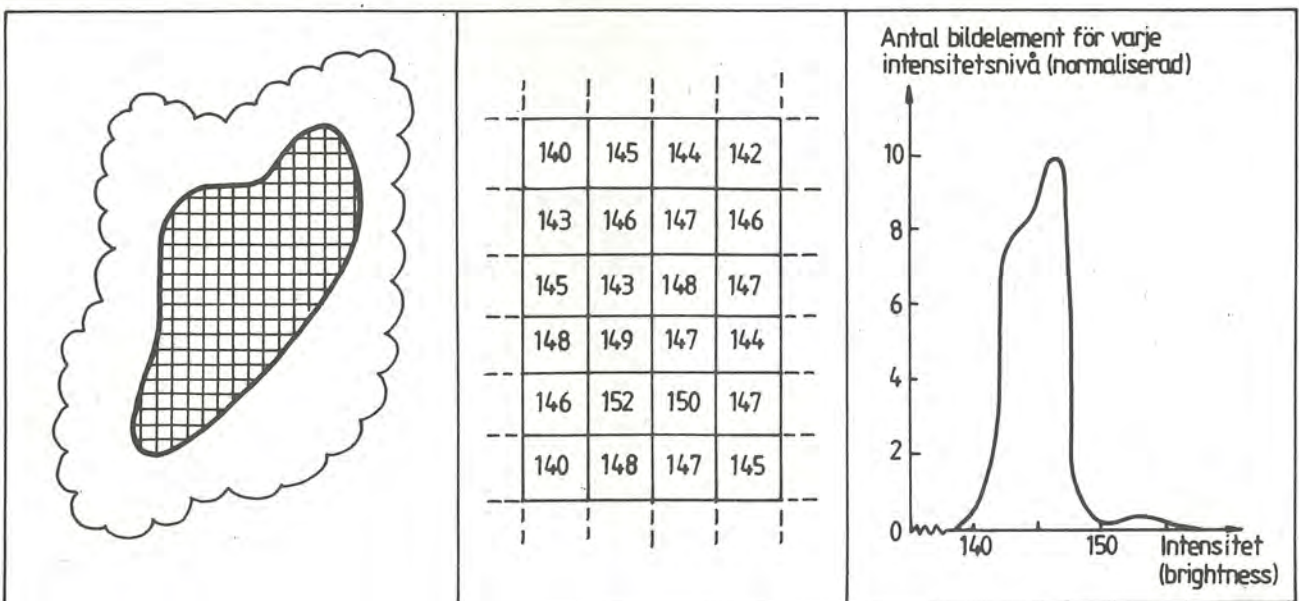


Fig. 7.1a
Ur ett väldefinierat moln väljer man ut de signifikanta pixlarna.

Fig. 7.1b
Varje pixel har en intensitetsnivå mellan 0 och 255 (2^8).

Fig. 7.1c
Signatur i kanal 1 hos ett moln. (Molnets s.k. 'fingeravtryck').

7.2 SPEKTRALA EGENSKAPER HOS MOLN & JORDYTA

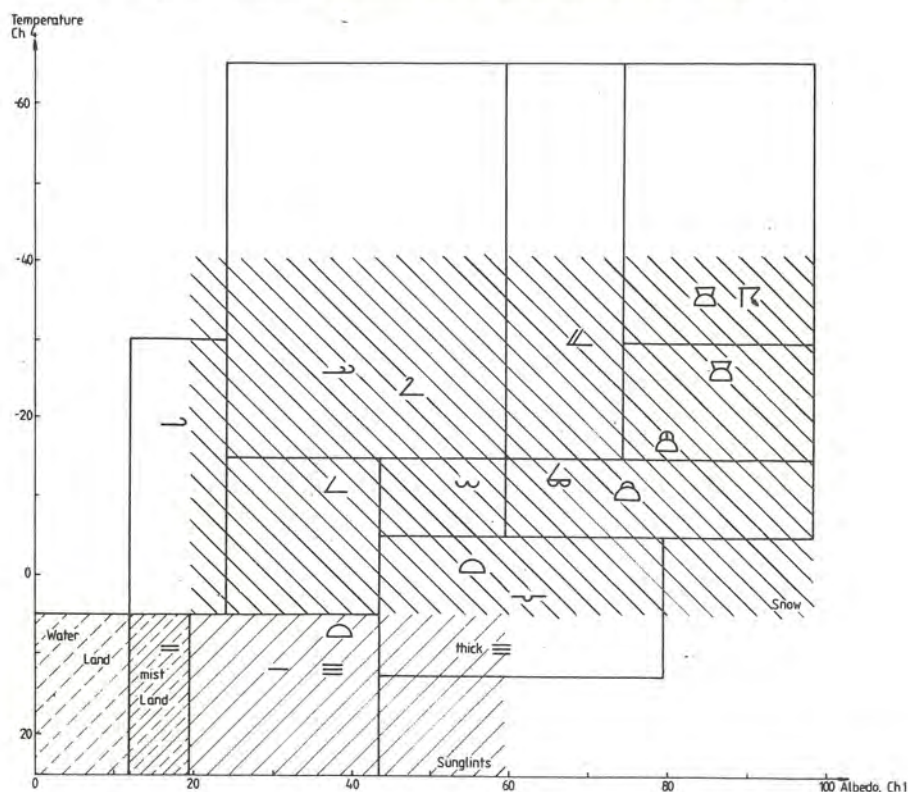


Fig. 7.2 Separation av olika moln- och jordtyper i ett två-dimensionellt intensitetsrum där axlarna definieras av albedot i kanal 1 och av temperaturen i kanal 4. Huvudmolnslagen är i regel väldefinierade men snö, solglitter och dis har samma karaktäristik som moln. Små Cumulus och Stratocumulus har ofta samma strålningsegenskaper som dimma eller Stratus.

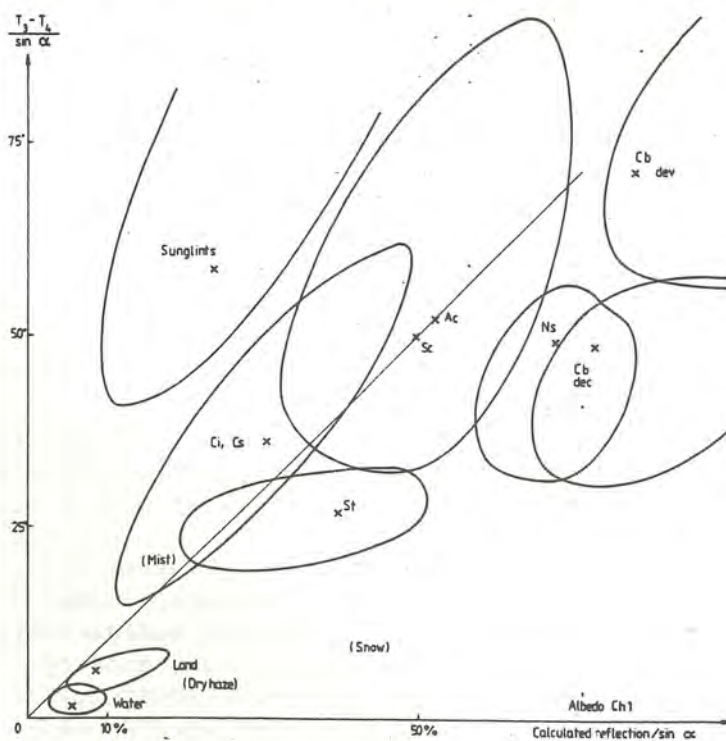


Fig. 7.3 Ett försök att förbättra separationen visas i denna figur. Den beräknade temperaturen i kanal 3 (T_3) minskad med temperaturen i kanal 4 (T_4) är ett mått på reflektiviteten av solstrålningen i kanal 3. Den beräknade reflektiviteten divideras med sinus för solhöjden både i kanal 1 & 3 för att få ett normaliserat värde. Informationen från kanal 3 bidrar till att öka separationen.

DIMMA/STRATUS har en jämn vävnad ofta med skarpa kanter. Albedot är nästan lika i kanal 1 & 2. Värdet varierar mellan 20 och 52 %. (På vintern kan tjocka stratus överstiga 65 %). I kanal 3 är molnen relativt varma. Man kan separera dimma / stratus från torrdis i kanal 3. Genom att manuellt studera vävnaden kan man skilja Sc & Cu från St/dimma. Från temperaturdifferenserna mellan kanal 3 & 4 går denna separation utmärkt att utföra automatiskt.

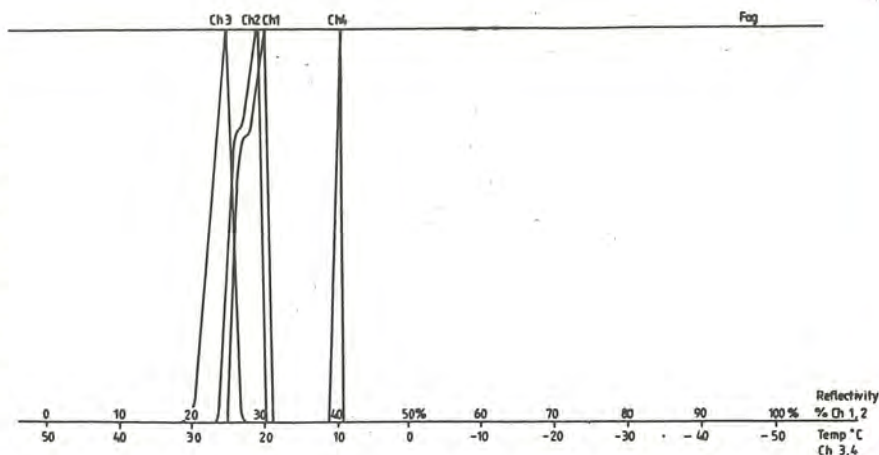


Fig. 7.4 Typisk intensitetsfördelning för dimma i kanalerna 1 - 4. Molntopparnas temperatur varierar inte mer än 12 grader på sommaren och den jämna toppen har en skarp intensitetstopp.

FUKTDIS. Pga. vattnets låga albedo kan man identifiera fuktdis över vattenytor. Över land varierar vegetationen från plats till plats och mellan årstiderna vilket gör det svårt att få en automatisk separation.

Man kan skilja torrdis från fuktdis eftersom de har olika signaturer i kanal 3.

VATTENYTOR har ett mycket lågt albedo både i kanal 1 & 2.

I kanal 3 är reflektiviteten försumbar. I kanal 4 är emissiviteten lika med 1.

SOLGLITTER. Ett problem man har både vid manuell och automatisk molnklassificering är närvaron av solglitter, vilket är solstrålar som reflekteras av vattenytor. Solglittret syns tidigt på förmiddagen i östra kanten av bilden och sent på eftermiddagen i den västra bildkanten. Solglitter med låg eller hög intensitet är mycket svårt att separera från landytor resp. låga moln såvida man inte använder kanal 3. I fig. 7.3 kan man se att reflektiviteten är betydligt större än för andra ytor. 'Brightness'-temperaturen ligger i allmänhet mellan 30 och 50 grader.

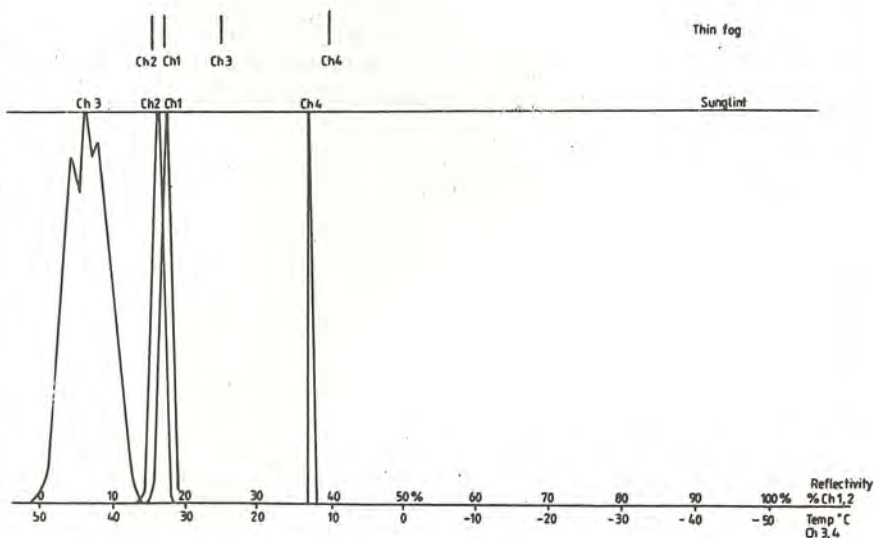


Fig. 7.5. Typisk intensitetsfördelning för solglitter i kanalerna 1 - 4. Dima kan ha liknande utseende utom i kanal 3.

STRATOCUMULUS känns ibland igen på sin svaga cellstruktur i VIS. I IR är de däremot mer homogena. Typiskt albedo är 50 %. Signaturen i kanal 3 är bredare än i kanal 1. Eftersom molnet består av vattendroppar är reflektiviteten hög i kanal 3. Man skulle vänta sig att Sc har olika utseende beroende på i vilken luftmassa de befinner sig i. Det visar sig istället att deras molntoppstemperatur återfinns i ett mycket snävt temperaturintervall och alltså är oberoende av luftmassa. I kallare luft ligger Sc för det mesta i låga nivåer. Klassificeringen av Sc är således konservativ och detta gäller i stort sett även Cu och Ac.

ALTOCUMULUS translucidus har samma albedo som tunna Sc runt 50 % men molntopparna ligger mellan -5 och -15 grader. Altocumulus opacus har albedo runt 65 %. Eftersom Ac består av små vattendroppar reflekterar de relativt bra i kanal 3.

CUMULUS. Det är svårt att erhålla entydiga spektrala signaturer för Cumulus. Deras signaturer kan man inte särskilja från Stratus (Cumulus humilis), Stratocumulus (Cumulus mediocris) eller Altocumulus (Cumulus congestus). Cumulus känns igen på den typiska cellstrukturen eller längs band i områden gynnsamma för konvektion. På högupplösliga bilder hittar man lätt Cu genom att titta på texturen.

CUMULONIMBUS är mycket ljusa i VIS (albedo över 75 %) och molntopparna är kalla. Ett välutvecklat Cb når normalt upp till tropopausen och har i allmänhet en jämn översida med en väldefinierad temperatur. Genom en noggrann studie av Cb-molnens översidor i kanal 3 finner man att det finns två typer nämligen:

- Cb under utveckling med en 'varmare' kärna.
- Cb under avveckling.

Den 'verkliga' temperaturen i kanal 4 och reflektiviteten i kanal 1 visar inte detta. Den stora reflektiviteten av kärnan i kanal 3 kan bero på:

- vattendroppar nära toppen,
- hög koncentration av relativt små iskristaller förorsakad av kraftig uppvind,
- en del av molntoppen är mer transparent för strålning vid $3.7 \mu\text{m}$.

Den andra förklaringen är mest realistisk. Signaturen för Cb under utveckling visas i fig. 7.7. Information från kanal 3 kan alltså förse oss med ytterligare upplysning vilket är särskilt intressant när Cb är inbäddade i cluster, squallines eller i fronter.

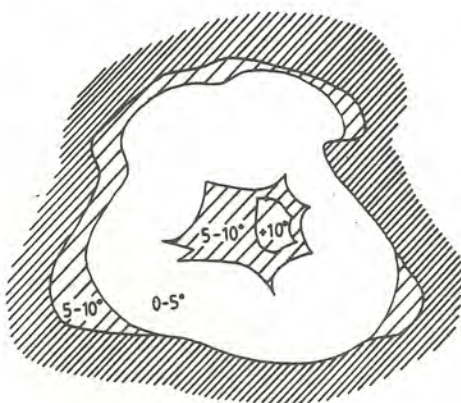


Fig. 7.6 'Brightness'-temperaturen i kanal 3 hos ett Cb som är under utveckling.

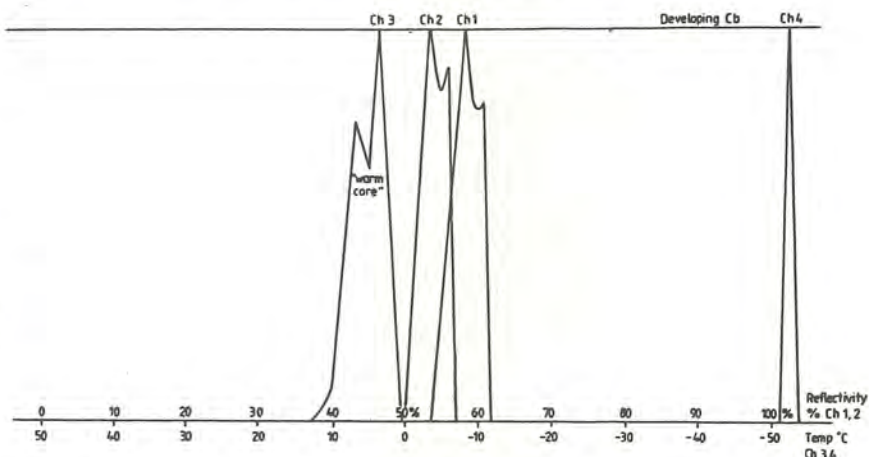


Fig. 7.7 Intensitetsfördelningen av ett Cb i närheten av det fullt utvecklade stadiet.

CIRRUS & CIRROSTRATUS är mer eller mindre transparenta och har ett lågt albedo. Reflektiviteten i kanal 1 är mindre än emittensen i kanal 4. Det är ett välkänt faktum att Ci knappt skönjbara i kanal 1 & 2 avslöjas i kanal 4. Det varma utseendet i kanal 3 beror på högre transmissivitet i kanal 3 än i 4. Denna egenskap kanske man kan utnyttja för klassificering nattetid.

NIMBOSTRATUS har nästan samma signatur som gamla Cb-moln men albedot är mellan 60 & 75%. Molntopparna är kallare än -15 grader och består mest av iskristaller.

LANDYTOR. Den gröna vegetationen i Skandinavien har ett lågt albedo. Jordbruksbygder har en något högre reflektionsförmåga. Det är svårt att separera land och vatten i kanal 1. Betydligt lättare är det i 2:an. Reflektiviteten är försumbar i 3:an.

SNÖ. Reflektiviteten är mindre för snö än för moln i kanal 3 vilket gör det möjligt att separera snön.

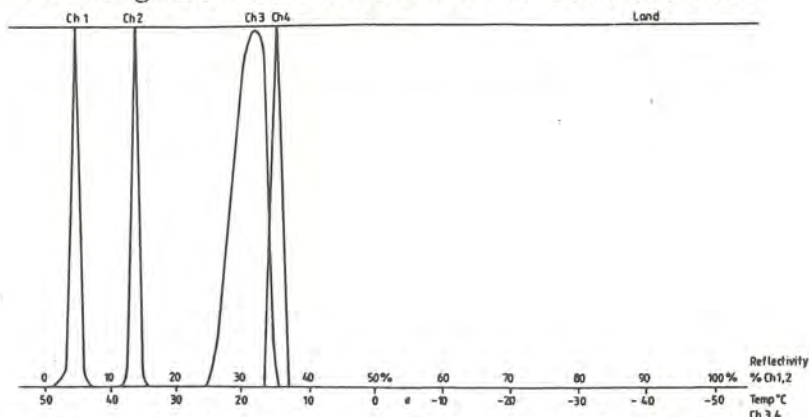


Fig. 7.8 Intensitetsfördelning av landytor.

7.3 BOXKLASSNING

Den reflekterade radianzen i VIS & NIR varierar med solhöjden. Vi behöver därför en mer konservativ egenskap för att utföra klassningen. Ett sätt vore att normalisera reflekterade värden till zenit genom att dividera med sinus för solhöjden men för ett givet moln är reflektiviteten i sig själv en funktion av solelevationen. Denna koppling beror på skillnader i den optiska väglängden genom främst tunna moln.

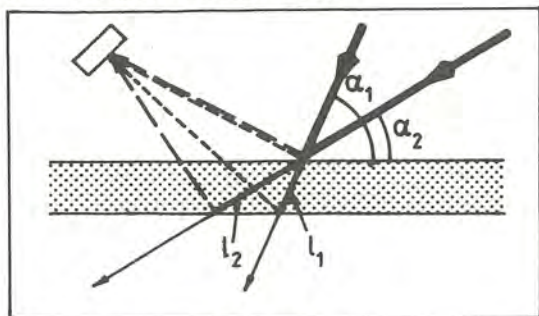


Fig. 7.9

När solhöjden minskar så ökar den optiska väglängden ($l_2 > l_1$) och radiometern registrerar en ökad reflektivitet.

När solstrålarna får gå en längre väg genom molnet sprids ljuset från en större del och medför p.s.s. en ökning av det reflekterade ljuset.

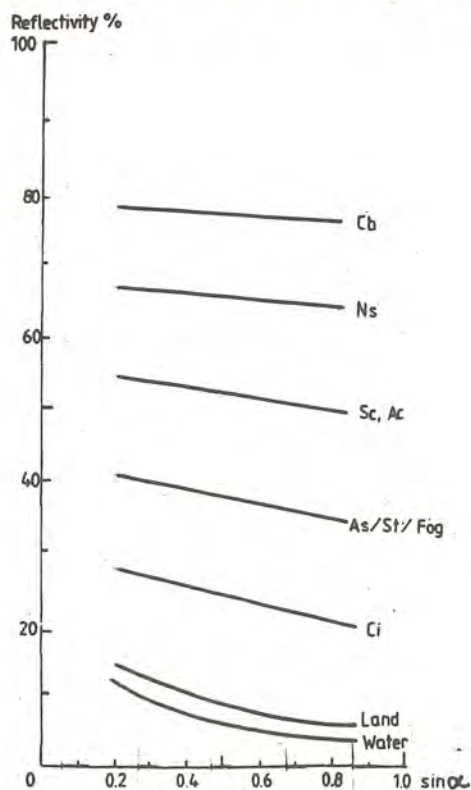


Fig. 7.10

Daglig variation av reflektiviteten förorsakad av varierande solhöjd. Den optiska väglängden ökar mest hos tunna moln när solhöjden minskar.

Studierna av signaturer har lett fram till en separation av moln- och landtyper i 3- eller 4- dimensionella intensitetsrum. Man sätter upp tröskelvärden för att åtskilja ytorna. I den här studien är det 16 olika klasser som är inneslutna i de olika boxarna.

Här är inte Cumulus humilis, mediocris & congestus separerade från St, Sc resp. Ac. Bortsett från dessa moln-typer överlappar boxarna inte varandra men i praktiken existerar det hybrider mellan molnslag.

En molnkombination som ger felaktig klassning är ett transparent Cirrus-moln som är över låga moln. Denna kombination klassas som As/Ac eller Ns.

De olika transmissiviteterna i kanal 3 & 4 torde kunna utnyttjas för att göra denna separation. Ci har ett varmare utseende i kanal 3 än Ns även när de ligger ovanpå t.ex. ett Ac-täcke.

Naturligtvis kan inte sensorerna på satelliterna känna av låga moln som är under högre molnslag.

10 st uppsättningar av tabeller liknande den i fig. 7.11 är konstruerade för solhöjder mellan 20 och 55 grader. Vid klassningen utnyttjar man dessa tabeller genom att spalta upp bilden i motsvarande solhöjdsintervall.

Sun elevation 41-47°

Cloud terr. surf.	Ch 1	Ch 2	Ch 3	Ch 4	Colour in the image
Cb	132-172	100-150	101-255	183-255	Deep dark red
Cb	132-172	100-150	101-255	160-182	Red orange
Ns	106-131	80-130	101-255	160-255	Rose
Sc	48-105	30-90	101-255	160-255	Light purple
Ci over water	24-47	15-30	101-255	121-182	White
Ci over land	24-47	31-50	101-255	121-182	Lightgreenish blue
Cu cong	106-172	80-150	101-255	140-159	Brown
As	48-80	30-80	101-255	121-159	Light grey
Ac	81-105	65-100	101-255	140-159	Dark grey
Sc	81-131	65-120	101-255	100-139	Dark yellow
Mist over land	27-40	38-60	101-255	60-120	Greenish yellow
Mist over water	24-40	22-37	101-255	60-120	Pale blue
St/fog	41-80	30-80	101-255	60-120	Light yellow
Water	0-23	0-20	101-255	60-120	Dark blue
Land	0-26	21-60	101-255	60-120	Dark green
Sunglints	10-100	10-100	0-100	60-120	Dark blue

Fig. 7.11

Denna tabell innehåller 16 olika klasser i ett 4-dimensionellt intensitetsrum och gäller för solhöjder mellan 41 och 47 grader. Här är bara en mycket enkel separation gjord i kanal 3 för att komma åt solspegeln.

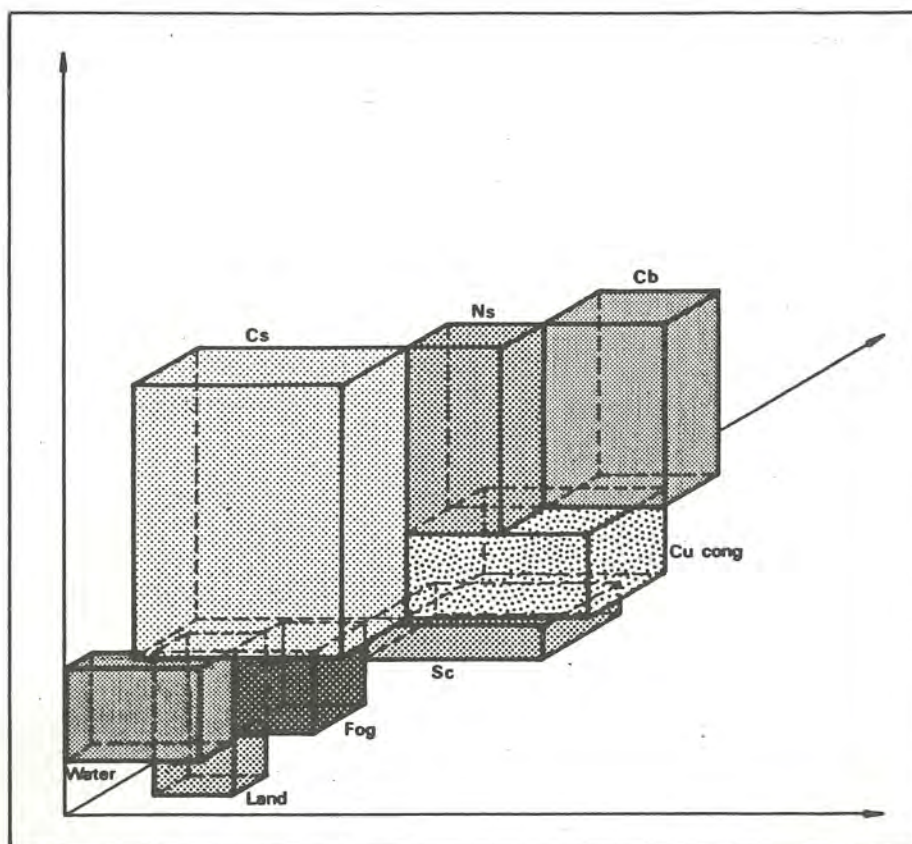


Fig. 7.12
Boxklassning i ett 3-dimensionellt intensitetsrum.
De tre axlarna visar intensiteten i kanal 1, 2 & 4.

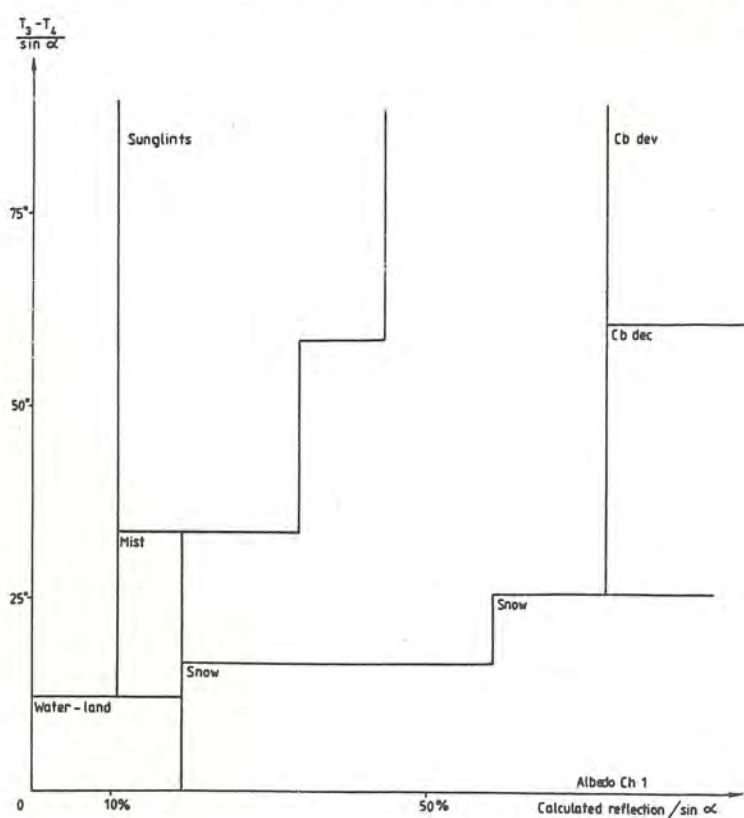


Fig. 7.13
Genom att också utnyttja information från KANAL 3 kan man gå ett steg längre i separationen. I denna figur skiljer man ut solglitter och snö från moln (jfr. med fig 7.3). Man kan även avgöra om det är ett Cb som är under utveckling eller under upplösning.

7.4 NEDERBÖRDS-KLASSNING

Man kan vänta sig att de ljusaste molnen på satellitbilderna har samband med nederbörd för under sådana förhållanden sprids det mesta ljuset ovan molnen och endast lite ljus når marken. Man har i alla tider vetat att när skyarna mörknar är det risk för nederbörd. Ju mörkare himmel desto kraftigare nederbörd.

Ett annat känt faktum är att höga molntoppar har ett klart samband med kraftiga vertikalkvindar och därför också med större nederbördsintensitet.

Metoden börjar med en klassning av de nederbördsproducerande molnen nämligen: *Nimbostratus* och *Cumulonimbus*. Båda dessa moln har ett albedo över 60 % och en molntoppstemperatur som är under -15°C . Båda dessa villkor är nödvändiga för nederbörd.

Området i VIS-IR-diagrammet skivas enligt fig.7.14 nedan. I praktiken adderas intensitetsnivåerna för kanal 1 & 4 och divideras med två. På så sätt erhåller man 6 olika klasser av nederbördsintensitet. De ljusaste och kallaste topparna ger högst intensitet. Toppar nära -15°C och med albedo mellan 60 och 70 % ger bara lätt nederbörd.

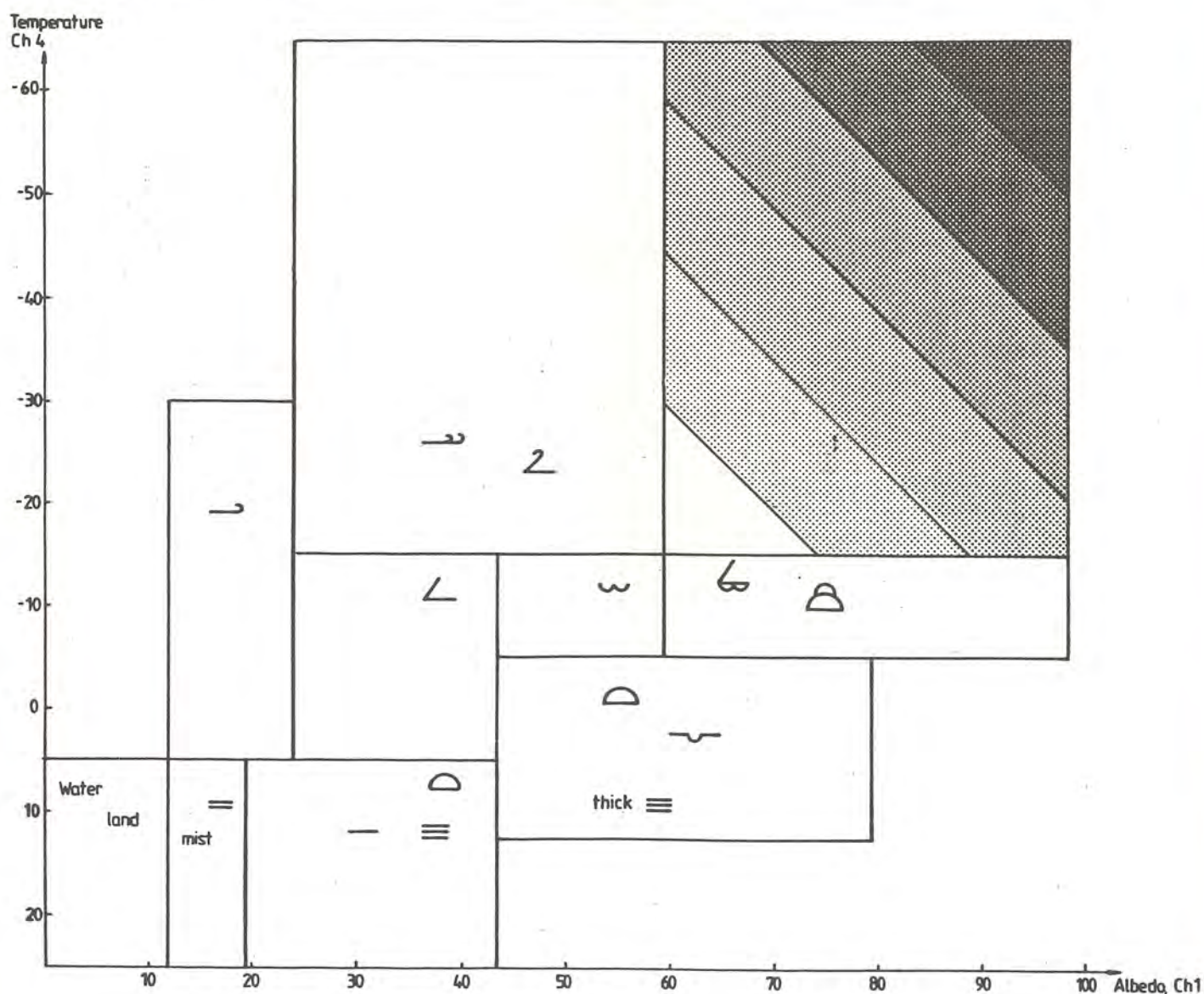


Fig. 7.14

Kvalitativ bedömning av nederbördsintensiteten härledd från AVHRR-data. Kriterium för nederbörd är albedo över 60% i kanal 1 & kallare än -15°C i kanal 4. Störst intensitet ger höga och mycket vita molntoppar.

7.5 EXEMPEL PÅ KLASSADE BILDER



Fig. 7.15 84-03-17 08.11Z NOAA-8 Kanal 2.

Omslagsbilden.

Grönt - Land, Blått - Vatten, Gult - Moln, Vitt - Snö.

Hittills har vi i rutintjänsten arbetat med svart-vita bilder. I framtiden kommer vi att kunna få lite mer färg-glada bilder.

På SMHI har vi haft tillgång till en s.k. EBBA-utrustning (Enkel Bild-Behandlings Apparat) som är något enklare än utrustningen som finns på Rymdbolaget. Färgbilderna i detta kapitel är framtagna med hjälp av båda dessa system.

På omslagsbilden är en enkel separation gjord för att komma åt snötäckta mark- ytor. Omfattande 'vita' snömassor ligger fortfarande kvar över det höglänta Syd-Norge.

Som vi tidigare visat kan man inte entydigt fastlägga snötäckets utbredning enbart med kanal 1,2 & 4 eftersom digitalnivåerna för snö och moln delvis överlappar varandra. Då är det bra att ha tillgång till kanal 3 eftersom man då kan separera snön helt och hållet.

Ingen åtskillnad har gjorts mellan olika molnslag utan alla moln är gula. Där- emot är en fullständig klassning gjord av molnen i fig. 7.16a på nästa sida.

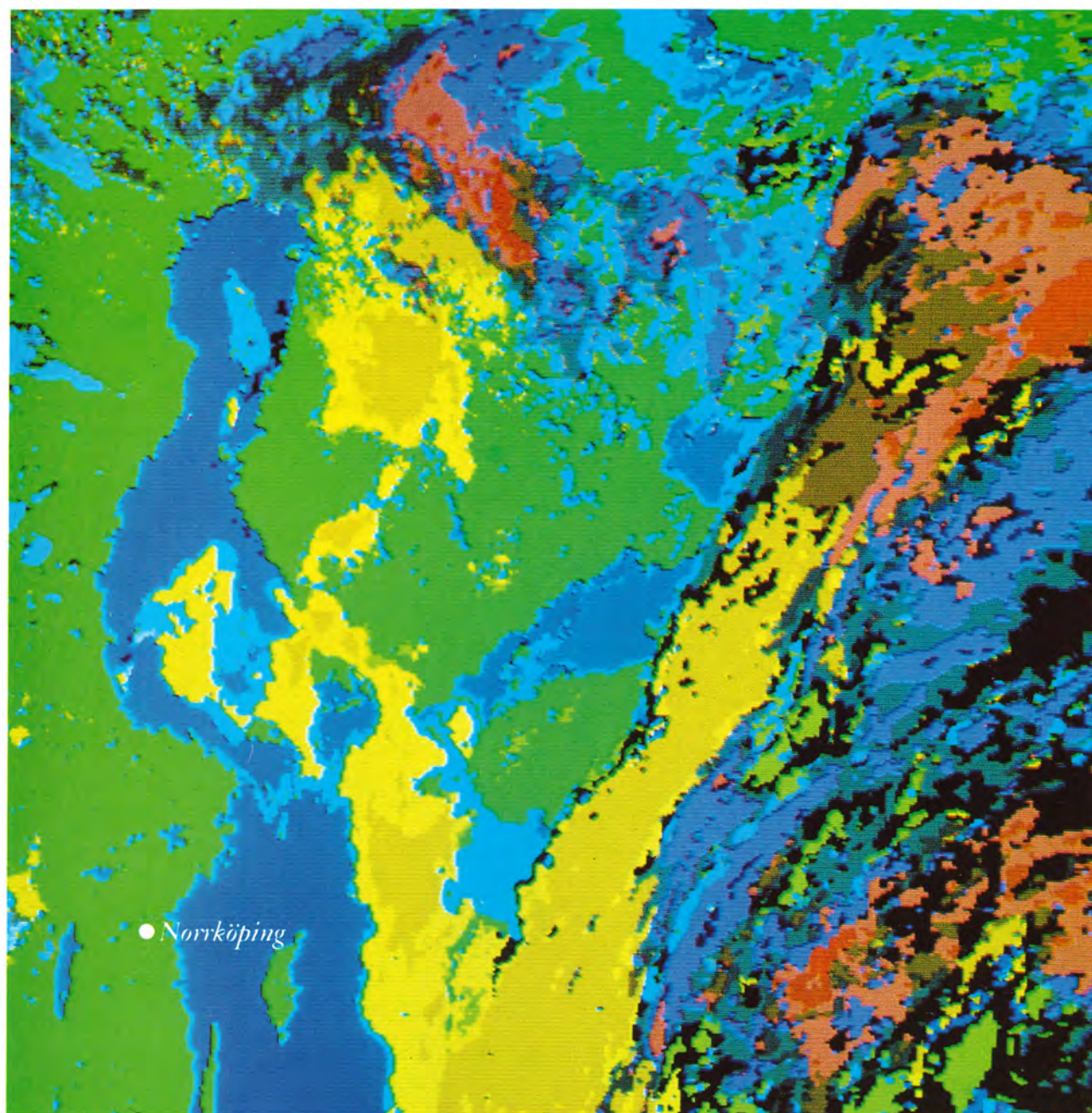


Fig. 7.16a 80-07-23 07.30Z NOAA-6.
Multispektralt klassad satellit-bild.

	<u>Färgskala.</u>	
Cb		Mörk röd
Cb		Röd - orange
Ns		Rosa
Cs		Ljus purpur
Ci över vatten		Vit
Ci över land		Ljus blå-grön
Cu cong		Brun
As		Ljus grå
Ac		Mörk grå
Sc		Mörk gul
Fuktdis över land		Grön - gul
Fuktdis över vatten		Blek blå
St / dimma		Ljus gul
Vatten		Mörk blå
Land		Ljus blå
Solglitter		Ljus blå

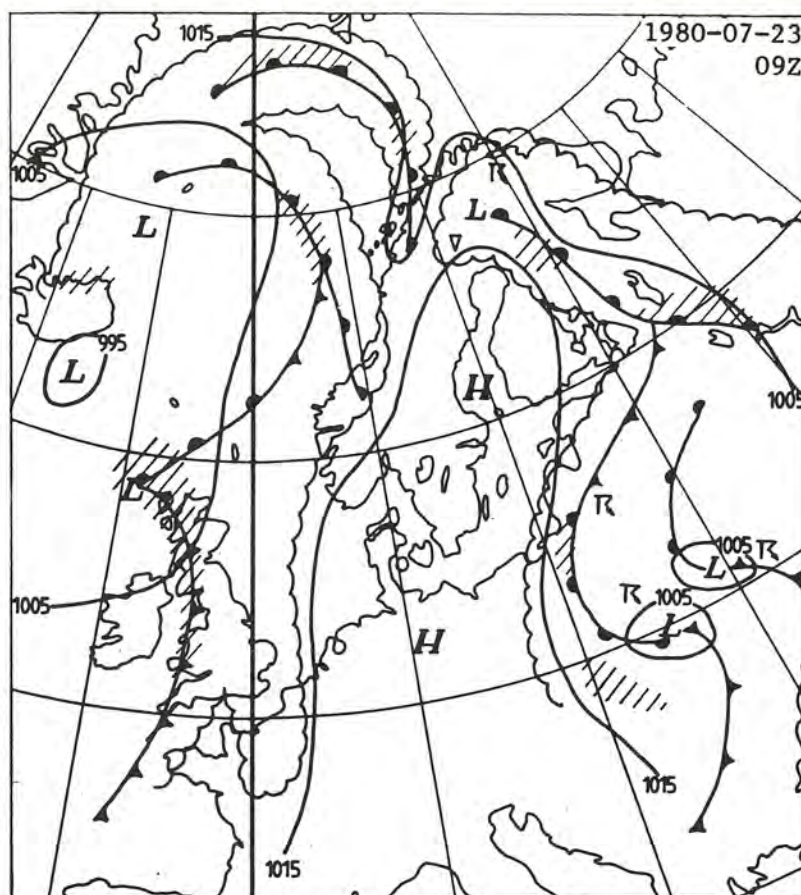


Fig. 7.16b 80-07-23 09Z.
Synoptiska situationen.

Större delen av Sverige täcks av en högtrycksrygg och det är klart i nästan hela landet. Norska havet är täckt av ett komplext molnsystem av Ci, Ns & As. Från detta system sträcker sig Ci in över Skandinavien.

Nästan hela Sverige är alltså molnfritt men det finns små områden med dimma över Siljan och nordöstra Vänern. Vänern är också täckt av en tunn Cirrus-slöja.

Dimman över södra Bottenhavet undgår synop-nätet men satelliten avslöjar den effektivt. Även östra Östersjön täcks av St/dimma liksom centrala delen av Finland. Den inre delen av detta område är tjockare (mörk-gult) vilket är en indikation på att solen kan få svårt att upplösa detta St-täcke.

Över norra Finland finns ett molnsystem som huvudsakligen består av Ac & Ci men en inre kärna består av Ns & Cb. När man jämför satellit-analysen (fig. 7.16a) med den synoptiska analysen (fig. 7.16b) finner man att molnsystemet inte är format enligt lärobokens front-modell utan molnmassorna är sönderbrutna. Detta beror på att det är ett gammalt front-system som är under avveckling. I närheten av detta system finns grupper av Cu cong. Dessa bildar skurar och åska senare på dagen.

Ett band av Sc åtskiljer den torra & stabila luften i väster från den fuktiga & instabila luften i det sydöstra hörnet av bilden.

I denna morgon-passage står solen i öster och solglitter finns på Ladoga och i Finska Viken på de visuella bilderna. Med hjälp av kanal 3 filtrerar man bort solglittret och denna yta klassas på så sätt som en vanlig vattenyta.

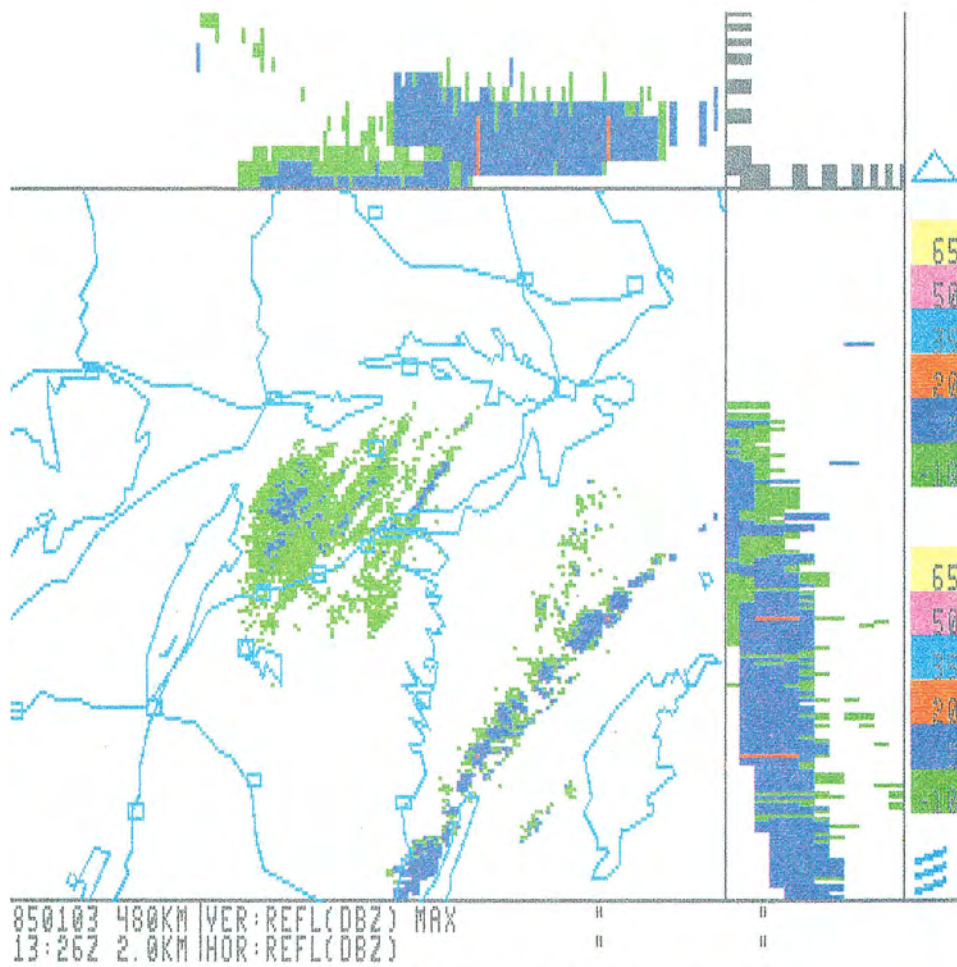


Fig. 7.17a 85-01-03 13.26Z Radarbild.

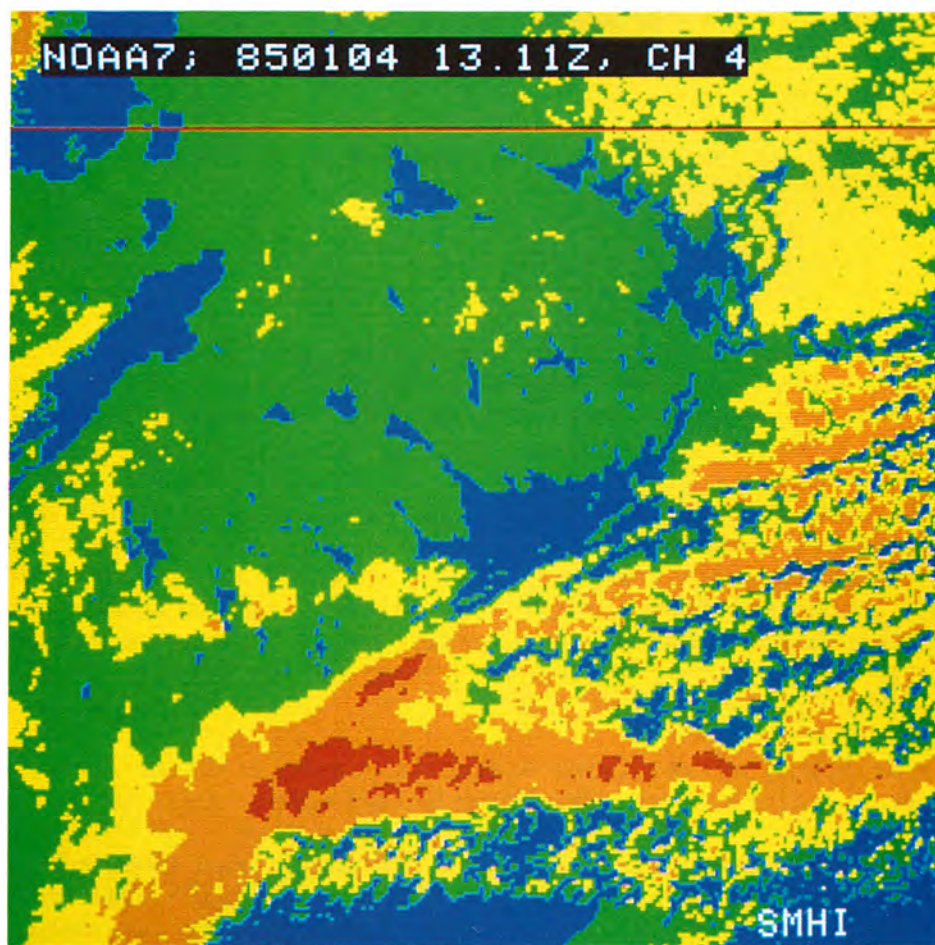


Fig. 7.17b 85-01-04 13.11Z NOAA-7 IR.

Fig. 7.17a 85-01-03 13.26Z.

Radarbild från pseudo-CAPPI-nivån.

Fig. 7.17b 85-01-04 13.11Z NOAA-7 IR.
(Jfr. fig. 4.8). 'Pseudo'-färgskala
har använts för att framhäva moln-
strukturen.



Fig. 7.17c 85-01-03 12Z Synopkarta.

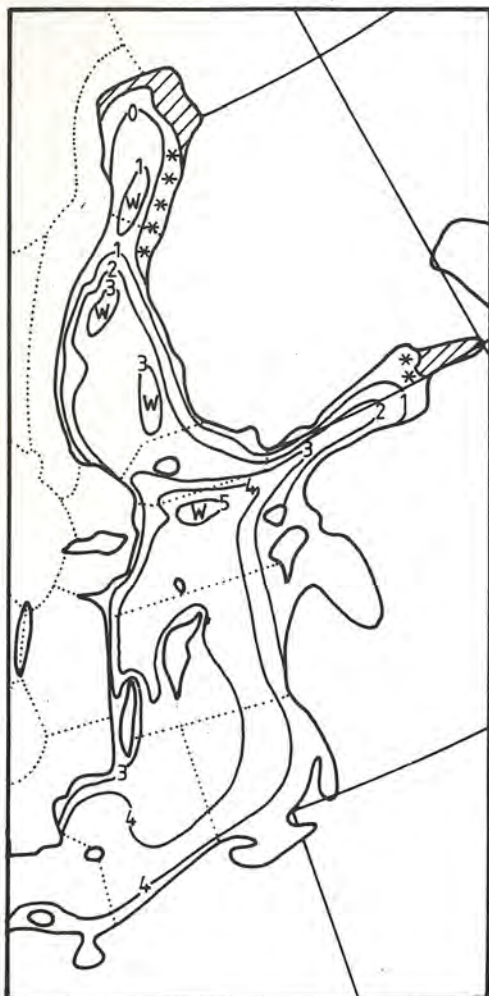


Fig. 7.17d 85-01-03.
Isläge och ytvattentemperatur.

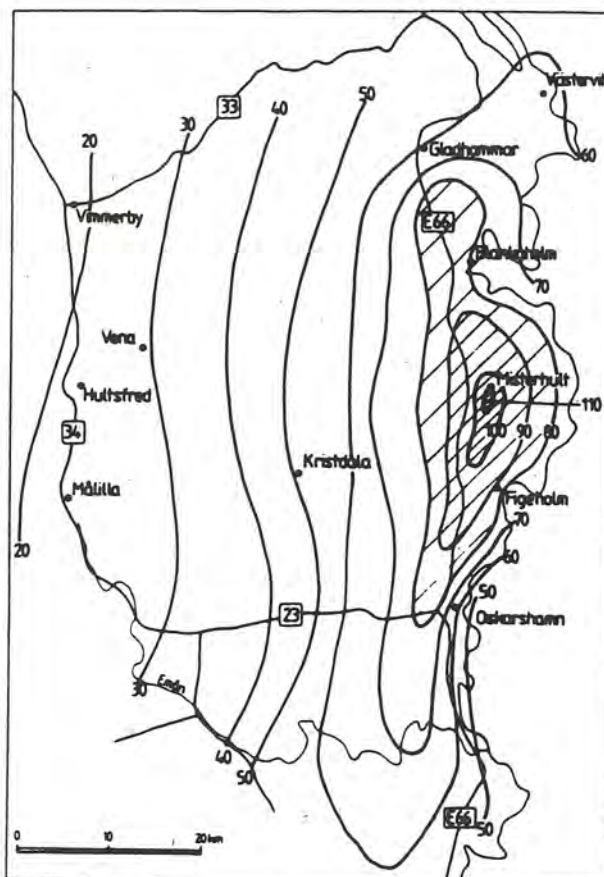


Fig. 7.17e 85-01-10 Snödjup.

Under en veckas tid hölls området mellan Väster-
vik & Oskarshamn i ett järngrepp med snökaos.

Orsaken till snöovädret berodde på att den fruk-
tade Sibiriska köldpolen satte sig i rörelse.

Temperatursonderingar visar att en avsevärd la-
bilisering ägde rum under 500 mb:s nivån. I det
allra lägsta skiktet ovanför vattenytan råder su-
peradiabatisk skiktning. Ytvattenkonfigurationen
är viktig. Varmt ytvatten sträcker sig från Fins-
ka Viken till Kalmarsund.

Vi har 3 samverkande faktorer: varmt ytvatten,
mycket kall höjdluft,
ett lämpligt vindfält (E el. NE).

Över Finska Viken - som spelar stor roll för ge-
nerering av ett kraftigt konvektionsstråk - råder
konfluens i vindfältet. Resultatet blir ett upp-
vindsområde centrerat över varmt ytvatten.

När väl konvektionsstråket har etablerats lever
det ett eget liv. Ett mesoskaligt vindsystem byggs
upp som delvis förstärker konvektionen i stråket
och gör det relativt okänsligt för ändringar i
den synoptiska 'forcingen'.

'Snökanonens' slutmål är Smålandskusten. Största
snödjupet på 110 cm uppmättes i Misterhult.

På både fig. 7.17a & b ser man en 'V-form' där
ett annat stråk av Cb-celler har en mera N-S-lig
riktning. Detta stråk har bildats i den konver-
genszon som skapats pga. utströmning av kall luft
från land.

På radarbilden finns lätta snöbyar ner mot Norr-
köpings-området. De har genererats av Mälaren. De-
ras uppkomst har underlättats av att det tidigare
uppträtt snöbyar över Uppland.

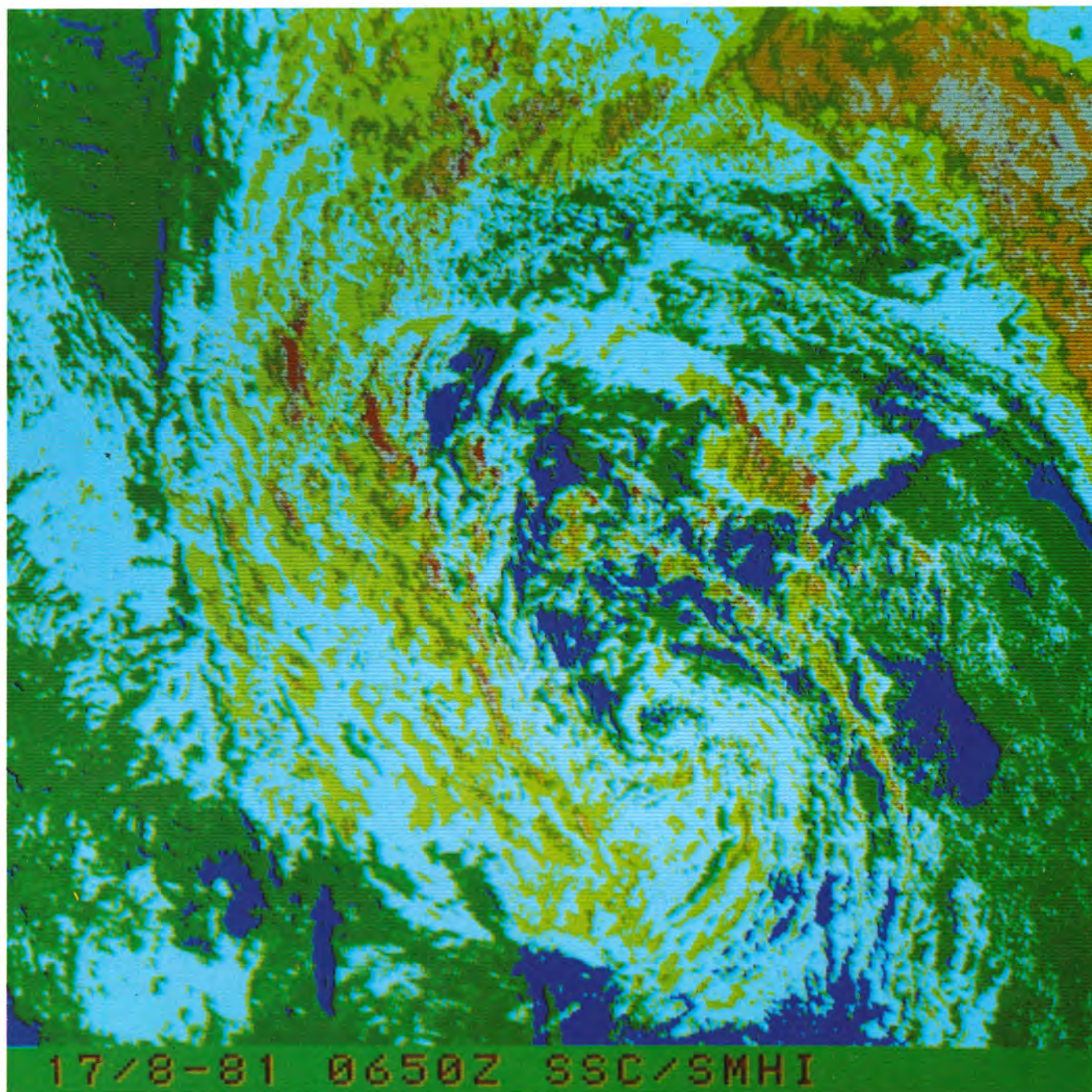


Fig. 7.18a 81-08-17 06.50Z NOAA-7.
Nederbördsklassad satellit-bild.

Vitt	Gult	Mörk Gul-Grön	Orange	Ljus Rosa	Mörk Rosa	Rött
Ingen ne- derbörd	Lätt regn	-----	-----	-----	-----	Kraftigt regn (möjligen åska)

Ett ockluderat frontsystem har rört sig in över Sverige. Tillhörande lågtryck har sitt centrum vid Finska Vikens mynning och rör sig vidare åt nordost. Molnspiralen ger regn i östra Sverige från Gotland och norrut. En högtrycksrygg är på väg in från Nordsjön.

Kallfronten är mycket aktiv över Ryssland där inbakade Cb ger åska.

Satellit-bilderna avslöjar ofta mesoskaliga spiralband med regn över havsområden i cykloner med ockluderade fronter. Moln-mönstret den här dagen påminner om en tropisk cyklon. Det finns väldefinierade band av konvektiva moln från Baltikum till södra Finland. På de högupplösliga bilderna radar (obs:inte radar-bild) cellerna upp sig som pärlor på ett band. Erfarenheter från icke-tropiska spiralband visar att de individuella cellerna bildas i ytterkanterna, rör sig därefter inåt längs spiralbanden och upplöses i den inre ändan.



Fig. 7.18b 81-08-17 12Z

Nederbörds-fältet från AVHRR-data är överlagrat på en synop-karta.

Högsta nederbördsintensiteten är mörkast (röd på färgbilden).

Satellit-bilden ger detaljer om nederbördsfördelning & intensitet.

Åskan över Finland på synopkartan korresponderar väl med den höga nederbördsintensiteten på den nederbörds-klassade satellitbilden.

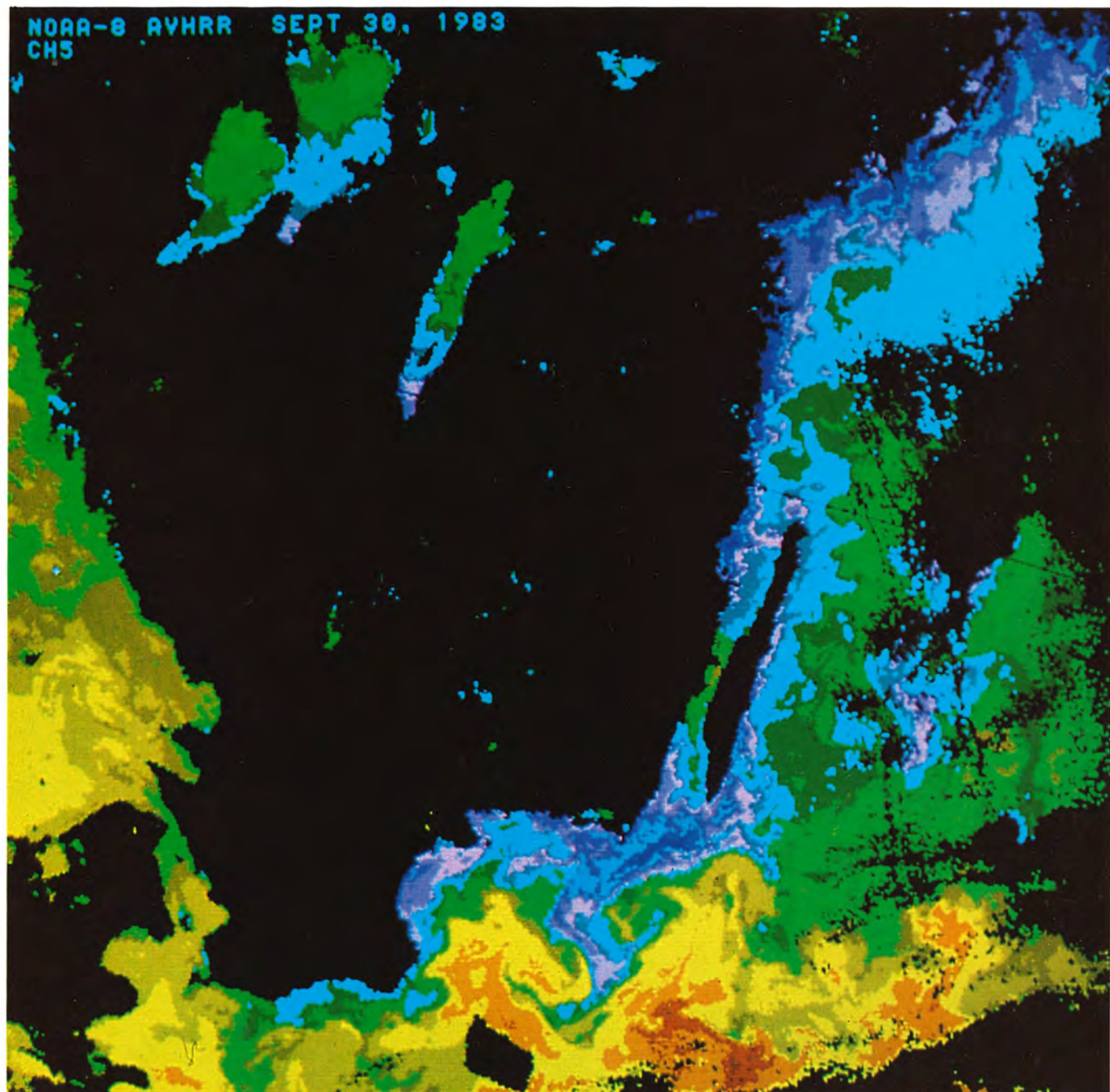


Fig. 7.19a 83-09-30 NOAA-8 IR.
 Bilden visar ytvattnets temperatur i havet och de stora sjöarna.
 Mörkblått är kallast - 7 grader - & rött är varmest - 14 grader.
 Längs Östersjö-kusten är det fråga om uppvällning (up-welling).

↑	mörk	grå			mörk	grön	↓
		grå		f		grön	
K	mörk	blå	R	ä	ljus	grön	V
a		blå	e	r			a
l	ljus	blå	l	g		brun	r
a			a	s	gul -	brun	m
r	mörk	violett	t	k		gul	a
e	ljus	violett	i	a		orange	r
			v	l	ljus	röd	e
			a			röd	↓
	mörk	turkos					
		turkos					
	ljus	turkos					

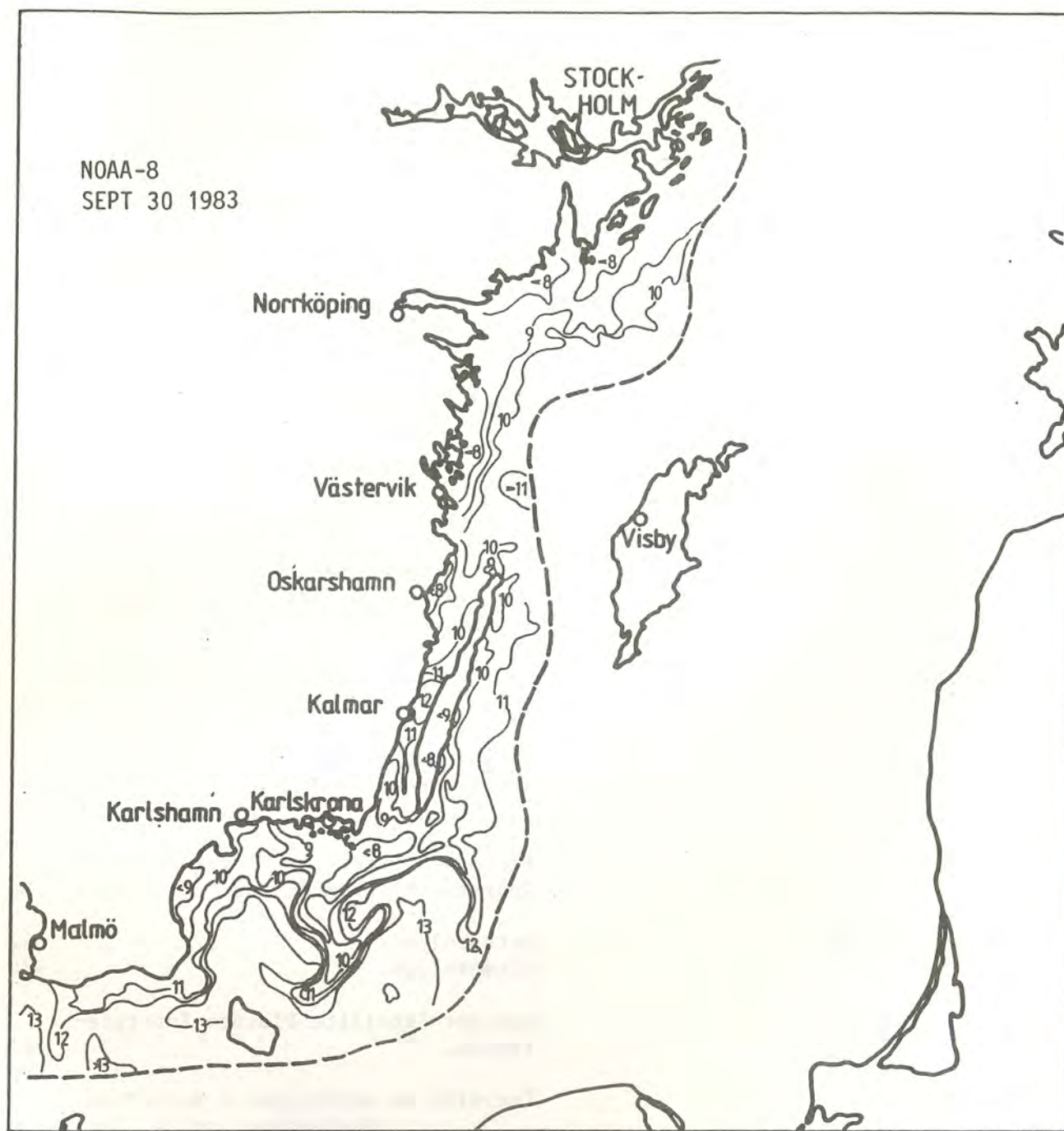


Fig. 7.19b 83-09-30 Temperatur-karta.

Teorin för UPPVÄLLNING (UP-WELLING) förutsätter en kust-parallell vind med havet till höger (på norra halvklotet). Vinden skapar en nettotransport av ytvattnet - Ekman transporten - till höger om vindriktningen dvs. ut från kusten. Det bortförda ytvattnet ersätts av uppvällande kallare vatten underifrån.

Längs följande havsavschnitt längs ost- & sydkusten är frekvensen av uppvällning särskilt stor: Bjuröklubb - Ratan, Hornslandet, Karlskrona skärgård - sydost om Öland och Trelleborg - Ystad.

I mitten av september 1983 hade en 10-dygnperiod med friska sydvästvindar gett upphov till uppvällning längs ostkusten. Kallare vatten ($7-8^{\circ}\text{C}$) välldes upp till ytan från 20 - 30 m:s djup. Veckan innan den 30/9 har vindarna varierat mellan NW och SW men det är fortfarande uppvällning längs hela kusten.

Radiometern registrerar temperaturen i 1024 digitala nivåer. Det är då möjligt att få temperaturgradienter på 0.12 grader.

LITTERATURFÖRTECKNING

Andersson, Svante Omstedt, Anders	HAVSIS, egenskaper, utbredning, rapporter och prognoser.	-71
Axelsson, Göran	Tolkning av satellitbilder.	-72
Bizzarri, Bizzarro	Proceedings of a Technical Conference Lannion, France 17-21 Sept.	-79
Brimacombe, C.A.	Atlas of METEOSAT Imagery.	-81
Gidhagen, Lars	Coastal Upwelling in the Baltic. Part I & II (RHO 37).	-84
Hansen, Per Boen	Noget om satellitbilled.	-83
Häggmark, Lars	Sjöbris. Meddelande nr.18 Maj	-83
Liljas, Mattisson, Udin	Arbetsgruppen för kartläggning av SMHI:s behov av vädersatellitinfor- mation.	-78
Liljas, Erik	Sommarskola i Alpbach 3-12 Aug 1977. Meddelande nr.4	-78
	Analys av moln och nederbörd genom automatisk klassning av AVHRR-data. (RMK 32)	-81
	Processed Satellite Imageries for Operational Forecasting. Dec.	-84
Liljequist, Gösta	Meteorologi.	-62
	Klimatologi.	-70
Marshall, T.A.	Weather Satellite Picture Interpre- tation.	-82
Nilsson, Stefan	Översikt av störningar i kalluften. Meddelande nr.14 Juni	-84
	Fjärranalys och prognos av konvektiva system, vintern -84/85. PROMIS-NOTISER nr.6 Maj	-85
Weldon, Roger	Satellite Training Course Notes. Part IV: Cloud patterns and the upper air wind field.	-79
Das Institut fur Meteorologie der Freien Universität Berlin	Beilage zur Berliner Wetterkarte.	
Meteorological Satellite Center(Tokyo)	The GMS Users' Guide	-80
SMHI	Meteorologiska koder för landsta- tioner.	-81
WMO/SMHI	Internationell molnatlas.	-70
WMO	The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. (Technical note no.124 WMO-No.333)	-73



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel 011-15 80 00. Telex 64400 smhi s.