

DNMI - RAPPORT

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT
POSTBOKS 320 BLINDERN 0314 OSLO 3
TELEFON : (02) 60 50 90

ISBN

RAPPORT NR.

7/87 KLIMA

DATO

02.02.1987

TITTEL

LUFTMASSETRANSPORT OG VINDFORDELING OVER SØR-NORGE
OG TRØNDELAG VED SØRØSTLIGE LUFTSTRØMMER.
EN BESKRIVELSE AV EFFEKTER GENERERT AV NORSKE FJELL.

UTARBEIDET AV

KNUT HARSTVEIT

OPPDRAUGSGIVER

DNMI/KLIMA

OPPDRAUGSNR.

SAMMENDRAG

Rapporten beskriver oppstrøms (termisk) blokkering av stabil luft som strømmer mot en fjellkjede. Effekter som stagnasjon, oppstrøms trykkøkning og avbøyning av luftmassen behandles.

Rapporten beskriver også overstrømning av luft over fjellene, herunder trykkfall, forsterket le - vind og temperaturøkning på le - siden. Fønvind, "fallvind" og strømning i kanalsoner i fjellrekken behandles.

Teorien er forsøkt belyst ved fem vær - situasjoner med avbøyet nordøst - vind på Skagerak-kysten, fønvind på Vestlandet, hvirvelstørm i Hardanger og sterk landvind på Trøndelagskysten.

UNDERSKRIFT

Knut Harstveit

Knut Harstveit
SAKSBEHANDLER

Bjørn Aune

Bjørn Aune
FAGSJEF

I N N H O L D S F O R T E G N E L S E

eksjon	Side
. INNLEDNING	2
. OPPSTRØMS BLOKKERING OG MESOSKALA AVBØYNING AV STABILE LUFTMASSER.	2
. OVERSTRØMNING	6
3.1 Generell teori.	6
3.2 Bølgebrytning.	10
3.3 Overstrømning ved inhomogene oppstrøms forhold.	11
3.4 Fuktighetens betydning.	12
3.5 Fønvind og bora.	12
3.6 Strømning i kanalsoner.	13
. EKSEMPLER	16
4.1 30.11.66 og 20.09.81	16
4.2 09.11.84	18
4.3 13.11.84 (12.11 - 18.11)	18
4.4 21.01 - 23.01 1985	23
. SAMMENDRAG	
. REFERENSELISTE	

INNLEDNING

Det har lenge vært klart at de nordiske fjellmassiver virker modifiserende på en tilstrømt luftmasse. Sterke levinder i form av fønvind og "kaldluftsutfall", modifikasjon av isobarmønsteret og føring av vinden langs kysten er klare eksempler på slik innvirkning. Den klassiske oppfatningen av årsakene til en del av disse virkningene er imidlertid ofte misvisende. Nyere forskning fra USA og Alpelandene (Klemp and Lilly, 1975; Smith, 1979; Hoinka, 1985) indikerer dette. Disse tankene bygger forøvrig bl.a. på arbeider av Eliassen, f.eks. Eliassen and Palm (1960).

Flere av forklaringsmodellene har vunnet gjenklang i enkelte norske forskningsmiljøer, bl.a. ved utviklingen av den norske modell for numerisk værvarsling. Fortsatt mangler det imidlertid mye dokumentasjon, og mye av stoffet er derfor lite kjent blant mange meteorologer.

En mer korrekt forståelse av mekanismene er viktig både ved varsling og ved klimatisk ekstrapolering av værphenomener. En slik ekstrapolering til områder med mangelfull datadekning blir stadig mer aktuell ved det stigende antall brukere (El.-forsyningen, Televerket, forsikrings-selskaper, entrepenører og rådgivere, vegmyndigheter etc.).

Denne artikkelen vil særlig behandle vindforholdene og dels også temperaturforholdene. Øvrige værparametre som fuktighet, nedbør og skydekke blir bare perifert berørt.

Det må nota bene presiseres at mange topografiske mekanismer ennå ikke er tilfredstillende forklart.

OPPSTRØMS BLOKKERING OG MESOSKALA AVBØYNING AV STABILE LUFTMASSER.

Ved luftstrømning på tvers inn mot en fjellkjede kan vi definere strømmens Rossby-tall,

$$Ro = U/fl \quad (2.1)$$

der U er vindhastigheten i uforstyrret felt oppstrøms, f Coriolisparameteren ($1.3 \cdot 10^{-4}$ for norske forhold) og l avstanden fra fjellkammen og ut til det punkt der fjellrekkens høyde, h(x) er redusert til det halve av kammens. For store Rossby-tall ($Ro \gg 1$) er bølgetallet U/f stort i forhold til horisontalmektigheten, l, av fjellrekken. Treghetsbølgen får derved liten innflytelse. Den norske fjellrekken har $l \sim 80$ km når vi nytter et mer realistisk profil enn et rent sinusutjevnet. Dette gir $Ro = 1.0$ for $U = 10$ m/s og $Ro > 2$ for $U > 20$ m/s. Som vi senere skal vise vil stabile luftmasser med svake og moderate vindhastigheter bli effektivt blokkert av fjellkjeden i nedre skikt. Den "effektive" l ved luft som strømmer over, blir således ytterligere redusert og "effektiv" Ro øker. Vi vil derfor velge å betrakte fjellkjeden som smal og således se bort fra treghetsbølger. Dette muliggjør en forenklet betraktning metode.

Sørøstlige luftstrømmer har ofte stabil skiktning. Vanlig mønster ved

moderate til sterke vindfelt er et betinget innstabilt, adiabatisk, eller svakt stabilt grunnskikt (fra noen få til adskillige hundre meter tykt). Over dette kan finnes et sterkere stabilt skikt, til dels et inversjonslag (noen hundre meter tykt). Over dette lag er atmosfæren svak stabil. Nedre skikt kan av og til inneholde fuktig luft med betydelig nedbørtløsning ved heving. Dette vil være tilfelle ved frontalsoner, og varmere luft over grunnskiktet kan føre til skarpe inversjonslag. Inversjonslaget kan også ha andre årsaker slik som subsidens, eller adveksjon av varmluft i høyere luftlag i ikke-frontale situasjoner. Over inversjonslaget kan vindretningen fravike retningen i laget under. Utenom sommerstid faller temperaturen i regelen i nordøstlig retning.

I et hvert nivå oppstrøms kan vi definere et Froude-tall, $F(z)$ i en stabil luftmasse:

$$F(z) = \bar{U}(z) / (\bar{N}(z) \cdot (H-z)) \quad (2.2)$$

$$N = \left(\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \right)^{0.5} \quad (2.3)$$

hvor U er vindhastigheten, N Väisela-Brunt (V-B) frekvensen (uttrykk for den statiske stabilitet i strømmen), θ - potensiell temperatur, z høyden av det betraktede nivå og H fjellkammens høyde. $\bar{U}(z)$ og $\bar{N}(z)$ er midlede verdier over skiktet $(H-z)$ som skal heves. Lign. (2.2) gjelder i tørr luft. Ved fuktig luft kan N erstattes av N_e som er V-B frekvensen i fuktig luft. F erstattes da av F_e .

Froude-tallet, F , eller egentlig F^2 reflekterer således forholdet mellom kinetisk energi i strømmen og den potensielle energi som er nødvendig for å heve strømmen over kamnivå. Det er rimelig å anta, og observasjoner bekrefter dette (Pierrehumbert, 1984; Manins and Sawford, 1982; Smith, 1981; Hoinka, 1985), at strømmen bremses i x -retningen (horisontalt mot fjellkjeden) ved heving pga. tap av kinetisk energi. I følge Pierrehumbert er denne oppbremsing proporsjonal med strømmens Froudetall når R_0 er stor (smal fjellkjede). Proporsjonalitetskonstanten avhenger av fjellrekkens form, f.eks. slik at en bratt stigning gir større bremseeffekt enn en slakk stigning.

Når $\bar{U}(z) < \bar{N} \cdot (H-z)$ vil det ikke være energi nok i strømmen til å heve den over fjellene. Resultatet blir blokkering av luftstrømmen under dette z -nivået. Vi kan kalle det høyeste nivå der luftstrømmen ikke er blokkert for det kritiske nivå, z_c og det tilhørende Froudetall for det kritiske Froudetall, F_c . Det er logisk at F_c er noe større enn 1 siden $F_c = 1$ vil gi heving nøyaktig til kamnivå og derved økt energitap ved bakkefriksjon. Manins and Sawford (1982) foreslår ut fra observasjoner at blokkering finner sted når $F < 1.6$. Settes f.eks. U til 16 m/s og $N = 0.02 s^{-2}$ (tilnærmet isotermt) får vi da $H - z_c = 500$ m. Ved kamnivå på 1500 m blir $z_c = 1000$ m og luft under dette nivå vil ikke kunne strømme over kammen. Dette illustrerer også hvor effektivt et inversjonslag kan hindre luften fra lavere nivåer i å strømme over fjellrekken.

Der vil skje en netto heving av en luftsoyle på oppstrømsiden med påfølgende adiabatisk avkjøling. Tap av kinetisk energi vil føre til en generell stagnasjon av horisontal vind oppstrøms. Dette gjør at

strålingsinversjoner får grobunn ved skyfrie forhold. Slike bakkeinversjoner kan bli særlig fremtredende i en del dalstrøk i lavere strøk av Østlandet.

Kaldluften vil også tendere til å avbøyes mot lavere trykk. Dersom temperaturen opprinnelig faller i nordøstlig retning får vi således dannet en ekstra kaldluftstunge fra bakkenivå og opp til det kritiske nivå.

Overnevnte effekter gir en samlet avkjøling av luften oppstrøms fjellrekken. Følgelig vil trykket stige. Ifølge hydrostatisk teori

er:

$$dP/P = g dz / R T_m (\text{virt}) \quad (2.4)$$

som integrert gir

$$P_0 = P_s \exp(H_s / 29.29(2/3.2 + T_m + r)) \quad (2.5).$$

Her er P_0 trykket i havets nivå og P_s trykket på toppen av laget som blir avkjølt, hvis tykkelse er H_s . T_m er gjennomsnittstemperaturen i laget. Ser vi bort fra fuktighetsleddet, r og lar $P_0 = 1000$ Hpa, $T_m = -10^\circ \text{C}$, $H_s = 3000$ m, får vi $P_s = 677.6$ Hpa. Tenker vi oss nå at $T_m = -11^\circ \text{C}$, dvs. at temperaturen har falt med 1°C i laget, får vi $P_0' = 1001.4$ Hpa, og for $T_m = -15^\circ \text{C}$ (temperaturfall på 5°C), $P_0' = 1007.5$ Hpa. Dette viser at effekten i høy grad er målbar.

Vi kan kalle denne trykkøkning for oppstrøms blokkering, eller termisk blokkering da den skyldes temperaturfall. Benevnelsen "blokkering" nyttes fordi trykkøkningen vil ha en "feedback" effekt på luftstrømmen slik at fjellrekkens virkning forplantes oppstrøms.

Når luften nærmer seg blokkeringshøytrykket reduseres hastigheten og følgelig corioliskraften. Bakgrunnstrykkfeltet er imidlertid uendret og følgelig dreier vinden lettest til venstre (på den nordlige halvkule) og akselererer mot lavere trykk. Ved strømning rundt begrensede fjellmassiver vil en generelt kunne observere en assymetri ved at luften strømmer lettest til venstre (høyere på sørlige halvkule). Smith(1981) gir eksempler bl.a. fra New Zealand, Taiwan og Island.

Vi merker oss at dreiningen er mye dypere enn ordinær Ekman dreining. Den avbøyende kraft, bl.a. knyttet til den såkalte bølgedragseffekten (heving, avkjøling og trykkstigning på oppstrømssiden; nedsynkning, oppvarming og trykkfall på lesiden) har da også en mye større vertikalskala enn friksjonsdraget. Fig. 2.1 illustrerer en sørøstsituasjon med klar superponering av et termisk blokkeringshøytrykk på bakgrunnfeltet og med venstredreiet vind oppstrøms (Oslofjorden - Skagerrak). Nettopp nordøstvinden i Skagerrak er vel det beste eksempel på en avbøyet kaldluftsstrøm i Norge. Ved sørøstlige bakgrunnfelt dreier denne rundt Sørlandet og finnes som en forsterket sørøstvind på Rogalandskysten (Utsira).

Den avbøyede strømning vil ofte være sterkest like under det kritiske nivå. Luftstrømningen over kan være svakere fordi den heves over kammen

og taper kinetisk energi. Den avbøye de strøm kan klassifiseres som en lavnivå jetstrøm. Her finnes ofte et inversjonslag som dels har sammenheng med jetstrømmen, dels er dannet ved at kald luft under dette nivå er avbøyet og føres langs fjellkjeden under den varmere luften som strømmer over fjellrekken. Ved stabil skiktning også i nederste nivå vil strømmen ofte være lite merkbar i bakkenivå, særlig i kupperte områder. En del tilfelle av den ekte bora på den Jugoslaviske nordvestkyst skyldes en slik lavnivå, kald jetstrøm som er ført rundt Alpene og endrer struktur ved overstrømming (se kap.3) over de Dinariske Alper.

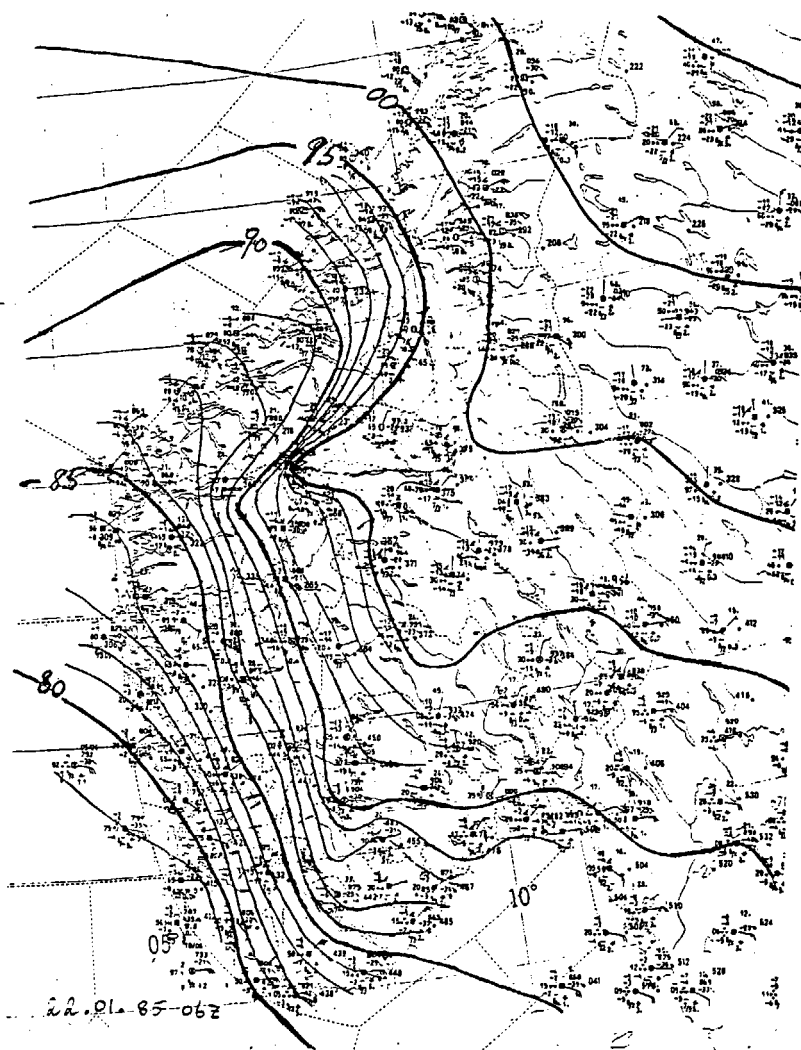


Fig. 2.1. Illustrasjon av vær-situasjonen den 22.01.85 06z.
Figuren illustrerer oppstrøms blokkering med tilhørende kaldluftsavbøyning og le-depresjon.

3. OVERSTRØMNING

3.1 Generell teori.

Vi lar nå den stabile luft som strømmer mot fjellkjeden ha tilstrekkelig energi til å bli hevet og strømme over. Luften kan tenkes å strømme over i form av en bølgebevegelse med bølgelengde, λ_L som er gitt ved fjellets dimensjoner. Vi tenker oss at atmosfæren består av luftpakker som kan utføre tyngdesvingninger med egenfrekvens lik V-B frekvensen, N. Dersom nå frekvensen til den påtrykte svigning er lavere enn egenfrekvensen, har vi:

$$\frac{2 \pi U}{\lambda_L} < N \quad (3.1)$$

eller

$$\lambda_L > \frac{2 \pi U}{N} = \lambda_Z \quad (3.2)$$

Energien kan da transporteres gjennom systemet i vertikal retning. Dette kan best anskueliggjøres ved å tenke seg at atmosfæren er i ro og at fjellet beveger seg med hastighet, U. Luftpakkene med egenfrekvens, N vil tvinges til en langsommere svigning. Enhver luftpakke oppover (eller nedover) i systemet vil da kunne motta svigningsenergi og videreformidle denne.

Ovenstående er egentlig en tilnærming til de reelle forhold, utførligere beskrivelse kan finnes hos Eliassen and Palm (1960).

Energitransporten gjennom systemet skjer altså vertikalt ved en bølgepuls som forplanter seg oppover og nedover. Denne bølgepuls har bølgelengde λ_Z . Vi ser raskt at betingelsen (3.1) kan oppfylles ved å øke λ_L , dvs. ved å øke fjellets horisontale dimensjon i vindretningen. Betingelsen kan være oppfylt ved en gitt stabilitet og vindhastighet. Dersom vindhastigheten øker eller stabiliteten avtar, kreves det at fjellet har større dimensjoner. For $U = 20$ m/s og $N = 0.01s^{-1}$ (klimatisk stabilitet) er $\lambda_Z = 13$ km, mens for $U = 20$ m/s og $N = 0.02s^{-1}$ (isotermi) er $\lambda_Z = 6$ km. Dersom vindhastigheten halveres, så vil λ_Z halveres. For små vindhastigheter og sterkt stabile lag kan kan altså fjellets horisontale dimensjon være svært liten og likevel gi opphav til vertikal energitransport (dersom overstrømning virkelig finner sted!).

Strømningen er hydrostatisk, adiabatisk (dvs., strømningslinjene er isolinjer for potensiell temperatur) og i første approksimasjon lineær. Bølge-energien forplanter seg oppover og moment nedover, korrelasjonen mellom horisontal og vertikal hastighet er negativ (Eliassen and Palm,

1960). Strømningslinjene vil innstille seg på denne situasjonen, og dette betyr at faselinjene må skrå oppstrøms slik Fig. 3.1 viser.

Fig. 3.1 viser at allerede en lineær betrakningsmåte tilsier at sterk vind og høy temperatur bringes ned på le-siden av fjellet. Figuren bygger imidlertid på store Froude-tall (små utslag) (merk forskjellen i horisontal og vertikal skala), og gjelder dessuten ikke ved den grenseflate en isolert fjellkjede utgjør (prikket linje illustrerer hvorledes strømningslinjen ikke passer til grenseflaten). Smith (1977) gir en god presentasjon av hvorledes ikke-lineære effekter (små F-tall - stor amplitude, isolert fjellkjede, assymetrisk tverrsnitt med bratt le-side) fører til at vi får et strømningsbilde med periodisk bratte strømningslinjer (se Fig.3.2). Peltier and Clarke (1979) viser at strømningsbildet blir meget bratt i høyden $3/4 \lambda_z$ over fjellet.

Betegnelsen ikke-lineær benyttes her fordi strømmingen under disse forhold ikke er lineær. En annen sak er at lineær teori likevel ofte benyttes gjennom linearisering av ligningene. Slik teori vil få klare begrensninger når fjellene blir høye, bratte eller usymmetriske. Disse begrensninger ytrer seg ved at utslagene (amplituder; vind- og temperaturøkning på le-siden) blir mindre enn de er i virkeligheten.

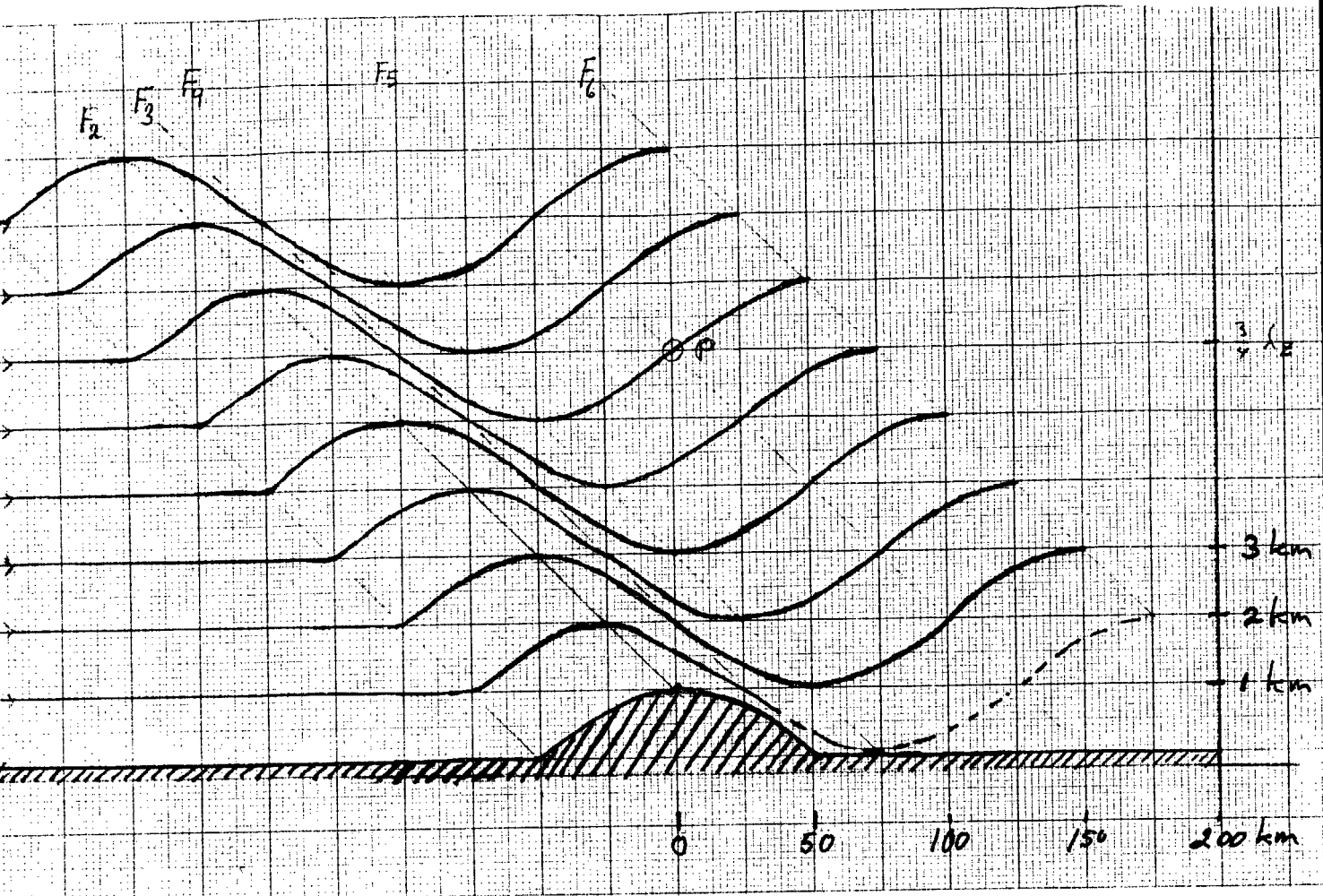


Fig. 3.1. Hydrostatisk, adiabatisk og lineær passasje av en stabil luftstrøm over en sinusformet fjellkjede.

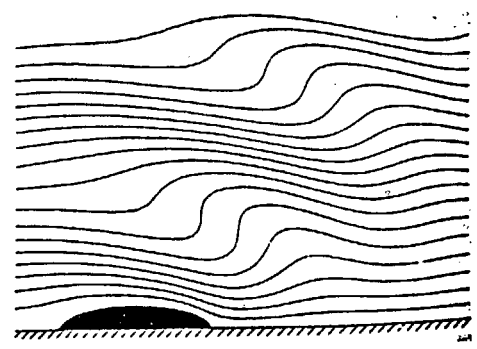


Fig. 3.2. Eksempel på beregnede strømlinjer (isentroper) ved overstrømming av stabil luft over en fjellkjede med halvelliptisk tverrsnitt. Etter Smith (1977).

Dersom fjellets horisontale dimensjon er for liten til at (3.1) er gyldig under de rådende vindhastighets- og stabilitetsforhold, vil en løftet luftpakke utføre egensvingninger. Tenker vi oss igjen at det er fjellet som beveger seg er det ganske klart at luftpakken blir stående å svinge etter fjellets passasje. Ingen vertikal energitransport er nå mulig, situasjonen minner om overflatebølger på vann. Energien brer seg ut i horisontalplanet som utfører stående svingninger med bakken som det ene knuteplan. Dette er de velkjente lebølger på baksiden av mindre fjellmassiver. Da N og U i regelen varierer vertikalt kan det være at (3.1) er oppfylt i lavere lag, men bryter sammen høyere oppe, f.eks. i forbindelse med et inversjonslag. Det vil da kunne observeres lebølger i høyere luftlag, ofte nettopp i et slikt inversjonslag.

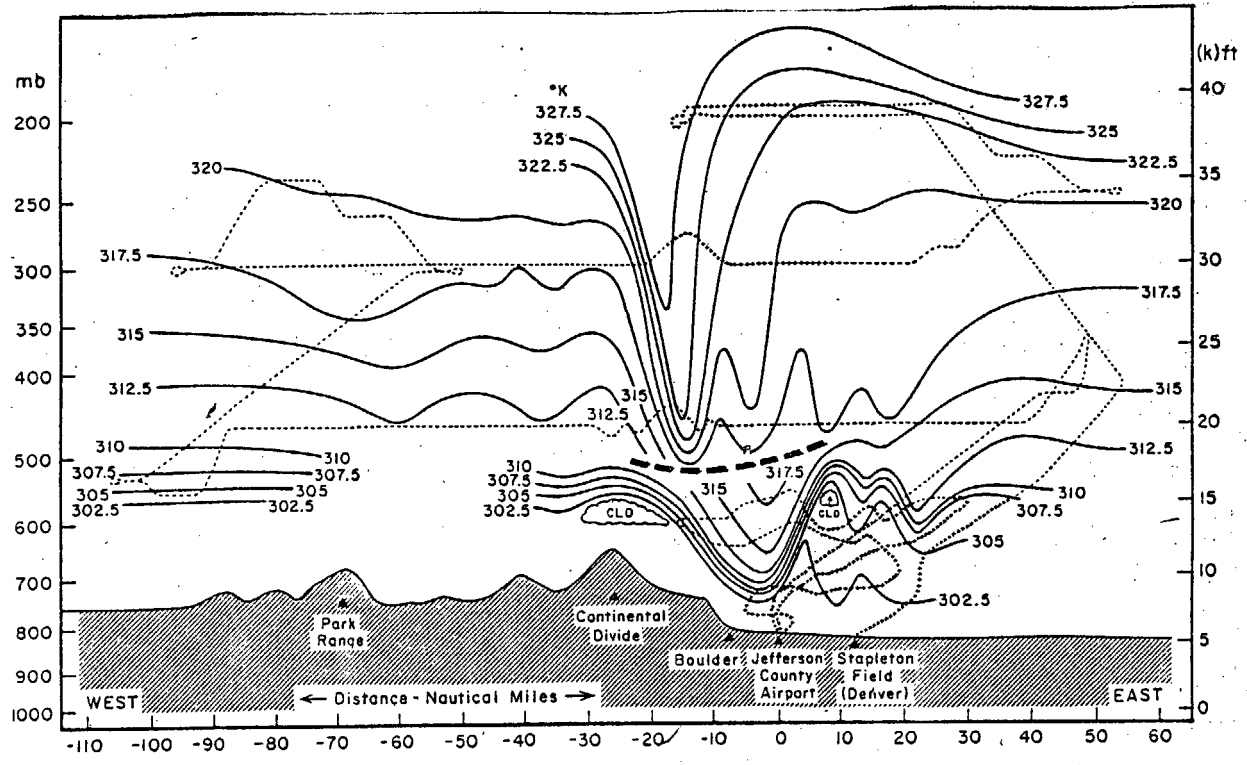
For meget små horisontale dimensjoner ($L \ll 1 \text{ km}$) er bevegelsen såvidt hurtig at tyngdesvingningen ikke blir aktivisert, frekvensen på den påtrykte svingning er vesentlig mindre enn N . Ved bratte fjell på en slik skala vil trolig hvirvelavløsningsbetraktninger være nyttige.

For bredere fjellrekker må en ta hensyn til treghetssvingninger. Svingetiden på den påtrykte forstyrrelse er da sammenlignbar med coriolisparameteren ($1.3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). For $U=12 \text{ m/s}$ er treghetsbølgelengden, $\lambda_f \approx HDf, ;$

$$\lambda_f = \frac{2\pi U}{\lambda_z} = 580 \text{ km} \quad (3.3)$$

Over den norske fjellrekken med halvverdibredde, $L \sim 80 \text{ km}$ vil grunnmoden ha bølgelengde $\lambda_L \sim 300 \text{ km}$. Når nederste lag ikke heves over kammen kan den effektive bølgelengde være ennå mindre. Derved er $\lambda_L \ll \lambda_f$ når vinden ikke er for svak, og vi ser bort fra treghetsbølger (trolig en brukbar tilnærming unntatt ved de bredere deler av Langfjellene). (Eliassen and Thorsteinsson (1983) benytter et utjevnet sinusprofil med større L og får større innflytelse av treghetsbølger i sin modell). Vi skal her merke oss at en selv meget brede fjellmassiver har endel partier på mindre skala der overnevnte tilnærming er gyldig. Dette vil også medføre at det i den norske fjellrekken finnes en rekke partier (pass, lokale kammer) der tilnærmelsen er gyldig også i relativt svak vind.

3.2 Hølgebrvntning.



Cross section of the potential temperature field (K) along an east-west line through Boulder, as obtained from analysis of the Queen Air and Sabreliner data on 11 January 1972. For steady adiabatic flow, these isentropes are good indicators of the streamlines of the air motion. Data above the heavy dashed line are from the Sabreliner, taken between 1700 and 2000 MST, while those below this line are primarily from the Queen Air taken from 1330 to 1500. Flight tracks are indicated by the dashed lines, except for crosses in turbulent portions. For further details, see Lilly and Zipser (1972).

Fig. 3.3. Strømningsbilde fra 11.01.1972 nær Boulder, Colorado. Etter Klemp and Lilly (1975).

Vi betrakter nå strømming der lign. (3.1) gjelder og ser bort fra treg- hetsbølger. Bølgestrukturen avhenger av et Froude-tall, $F = U/NH$, der U er vindhastigheten, N stabilitetsparameteren ($V-H$ frekvensen) og H kamhøyden. Avtar F ved reduksjon i U , økning i N eller økning av H , vil strømningslinjene i høyden $3/4 \lambda_z$ bli brattere. Ved $F = 1.18$ (Clark and Peltier, 1984) blir strømlinjene så bratte at de krysser hverandre. Bølgen "bryter" og den hydrostatiske balanse blir ødelagt. Horisontalbevegelsen blir negativ i brytningsområdet samtidig som stabiliteten kastes om og vi får dannet et konvektivt instabilt område. Clark og hans medarbeidere (1977, 1979, 1983, 1984) har utført numeriske beregninger ved bruk av en anelastisk (inkludering av nonhydrostatisk effekter) modell. Disse viser at bølgen får en meget stor nedoverrettet amplitude. Fig. 3.3 viser et observert strømningsbilde fra en meget sterk le-storm i Boulder, Colorado (den berømte 11. januar stormen i 1972). Lignende mønster, men i lavere nivå, er observert av Hoinka (1985) over Alpene i en fønsituasjon. Strukturen med sterke "downdrafts" er også observert av flygere mange steder nedstrøms bratte partier av fjellrekker.

Utviklingen av le-amplituden kan forklares ved selvresonans. Brytningen skjer i høyden $3/4 \lambda_z \cdot n$. Denne høyden finnes ved sterk vind og moderat stabilitet meget høyt (10-15 km), ved sterk stabilitet og moderat vind meget lavere (2-5 km). Området med negativ horisontalhastighet og brå vertikal overgang fra stabil til instabil skiktning virker som en sterk reflektor av oppadgående bølge-energi. Siden dette lag finnes nær $3/4 \lambda_z \cdot n$ er den reflekterte bølgepuls "selvstemt" til optimal interferens med den oppadgående puls. Dette gir maksimal virkning for den nedoverrettede fase. Det hele minner om en klassisk harmonisk oscillator som pertuberes periodisk med sin egenfrekvens. Derved vokser amplituden lineært i tiden og dens energiinnhold øker. Området med konvektiv instabilitet virker sterkt turbulensfremmende, og tredimensjonale betraktninger medfører også mulighet for dannelse av hvirvler med vertikal akse som kan strekkes til bakkenivå (vist på regnemaskin av Clark and Farley, 1984). Dette forklarer hvirvelstormene som tidvis opptrer en del steder på lesiden av bratte fjellpartier. Le-amplituden kan ellers bli særlig fremtredende bak bratte lesider, da slike steder gir mulighet for sterk nedoverrettet vekst.

Turbulensen tenderer imidlertid til å ville dissipere bølgen og således ødelegge den strukturen som genererer den. Dette kan gi periodisiteter i bølgeamplitudens maksimalutvikling og i turbulensintensiteten/sterke gusts i bakkenivå. En slik periodisitet kan observeres mange steder i norske fjorder. Ved sterke tilfelle av den ekte bora på den Jugoslaviske nordvestkyst nedstrøms de Dinariske Alper er typisk periode 8 min (Petkovsek, 1984).

Klemp and Lilly (1974, 1978) og Smith (1977) nevner en annen mekanisme, delvis refleksjon fra tropopausen. Den brå overgang i stabiliteten gir refleksjoner i oppadgående bølgebevegelse. Når avstanden til tropopausen er halve bølgelengden vil dette gi en nedoverrettet mode som forsterker den allerede nedovergående. En slik atmosfære betraktes som "stemt". Ved en avstand på 11 km vil en vindhastighet på 35 m/s og klimatisk stabilitet ($N=0.01 \text{ s}^{-1}$) gi stemt atmosfære. Vertikal bølgelengde er da 22 km. Faktisk var Boulder-atmosfæren 11. januar 1972 stemt. De sterke vindkastene blir dog ikke forklart ved denne modell. Modellen vil på grunn av kravet om stemt atmosfære være mindre anvendbar enn selvresonansmodellen.

På grunn av systemets ikke-lineære karakter kan energi overføres fra lange til korte bølger. Dette medfører at korte tyngdebølger ofte opptrer nedstrøms le-amplituden, gjerne knyttet til sterkt stabile lag som kan være dannet ved sammenpresning av strømlinjer (tilnærmet isentroper). Disse kan være synliggjort ved skydannelser på bølgetoppene. Systemets ustabile karakter fører til at skyene lett kommer i drift. Slike drivende "mandelskyer" observeres ofte ved overstrømning. I det konvektivt instabile området kan det dannes cumulus skyer dersom det er tilstrekkelig fuktighet i luftmassen.

3.3 Overstrømning ved inhomogene oppstrøms forhold.

Overnevnte betraktninger gjelder tørr luft samt høydekonstant vindretning. N og U bør heller ikke vise for sterke variasjoner med høyden. Disse forutsetninger er sjelden fullt oppfylt ved passering av sørøstlige luftstrømmer over Sør-Norge. Vanlige mønstre er et inversjonslag med sprang i vindprofilen i eller over fjellkamnivå. Over dette laget avtar vinden med høyden. Slike mønstre vil bidra til å øke

refleksjonen av bølge-energi og forsterke le-amplituden (Peltier and Clark, 1984). Slike mønstre kan også beskrives ved hydraulisk sprang teori (se f.eks. Houghton and Isaachsson, 1968). Imidlertid gir disse modeller en mindre tilfredsstillende forklaring på den fysiske prosess (Klemp and Lilly, 1975) og blir ikke tatt opp her.

Ved tilnærmet isotermi og $U=15$ m/s blir $3/4 \lambda_z \sim 3.5$ km. Skifter vinden retning nær dette nivå, evt. avtar drastisk, vil dette medføre ytterligere overrefleksjon idet moment hentes fra strømmen over (Peltier and Clark, 1984). Ved vindskift over dette nivået blir betingelsene uendret, mens vindskift under vil gi mindre utviklet le-amplitude. Det hydrostatiske resultat vedr. nedadgående moment gjelder imidlertid fortsatt.

3.4 Fuktighetens betydning.

Fuktighetens betydning er komplisert (Durran and Klemp, 1982), avhengig av hvorvidt den varierer med høyden eller ikke, hvorvidt ulike lag er mettet, betinget stabile, hvorvidt det er horisontale variasjoner etc.. En kan skifte ut den potensielle temperatur med den ekvivalentpotensielle og således N med N_e og F med F_e der fuktighetens stabilitetsdempende virkning er inkludert. En introduksjon av et jevnt fuktig lag vil kunne dempe virkningene nedstrøms pga. stabilitetsdempningen. Et svært fuktig lag under et tørt lag kan imidlertid gi store sprang i den ekvivalentpotensielle temperatur, og følgelig i N_e , og fungere som et reflekterende lag. Det er også mulig at en fjellrekke kan trigge kraftige byger med torden ved tykke fuktighetslag og lav stabilitet i høyden.

3.5 Fønvind og bora.

På le-siden av fjellrekken blir temperaturen høyere enn på oppstrømssiden. Dette er særlig iøynefallende ved stagnasjon, avbøyet kaldluft og/eller strålingsinversjoner i bakkenivå oppstrøms. Finnes i tillegg et sterkt inversjonslag vil varmluftsinnslaget på lesiden bli stort. Luften oppvarmes jo her adiabatisk ved kompresjon. Fig. 3.1 - 3.2 illustrerer tydelig varmluften på lesiden. Luften kan også bli svært tørr dersom den inneholder lite fuktighet over kritisk nivå på oppstrømssiden. Også ved svakere stabilitet, men ved luftnedslag fra svært høye nivåer (sml. fig. 3.3), vil denne effekten gi høye temperaturer på le - siden.

Dersom metning inntreffer i hevingsprosessen reduseres stabiliteten fordi latent varme frigjøres. Riktignok fører den latente varmefrigjøring til at den potensielle temperatur øker, men stabilitetsreduksjonen kan føre til reduserte le - amplituder. Det er usikkert hvilken av effektene som gjør størst virkning. Men vi kan altså i noen tilfelle få det tilsynelatende paradoksale resultat at fønvinden og fønvirkningen ville vært sterkere dersom luftmassen var tørr på oppstrømssiden. Dette betyr at den klassiske fønmodell gir et mangelfullt og misvisende bilde av årsaksforholdene. Den bygger da også på en gal forestilling om hvorledes luften passerer fjellkjeden.

Er luften på oppstrømssiden kald, f.eks. ved et tykt, gjennomblandet kaldluftslag, vil luftens lave utgangstemperatur før nedsynkning føre til at luften på le - siden likevel føles kald. Slik vind får ofte feilaktig betegnelsen kaldluftsutfall (bora). Det synes klart at mekanismen i en rekke tilfelle med kald østavind på vestsiden av

fjellene ikke er noen falleløst, men skyldes de beskrevne effekter og således er den samme som ved varm østvind (fønvind). Dette gjelder også den klassiske bora på Jugoslavias nordvestkyst (Smith, 1984).

3.6 Strømning i kanalsoner.

Den norske fjellrekken har fjellmassiver på forskjellig skala, se Fig. 3.4 og Fig. 3.5. På stor skala kan en le-bølge effekt føre til høy temperatur og lavt trykk på le-siden. Generelt øker trykket på oppstrømsiden. Men de største fjellmassivene virker sterkere blokkerende ved de større Froudetall som gjelder ved strømning mot slike massiver. Den store trykkforskjellen mellom le- og luv- side vil da aksellerere vinden over passene. Denne strømning vil igjen utsettes for oppstrøms bremsing og nedstrøms hastighetsøkning, og hastigheten blir størst på le- siden. Siden strømningen nedstrøms kanalsonen kommer fra lavere nivå enn omgivelsene rundt, vil temperaturen ofte være lavere i en slik strøm. Her må innskytes at lokale strålingsinversjoner ofte kompliserer dette bildet. Plutselige oppbrytninger av slike inversjoner ved nedslag av kanalstrømmer fra høyere lag vil da gi temperaturøkninger.

Konklusjonen er at det oppstår vindsoner over alle større pass/ lavere partier av fjellkammen. Denne effekt er større dess mer stabil strømmen er.

Lave partier med svak nedstrøms helning vil således føre til vindsoner med sterk middelvind, mens bratt nedstrøms terreng da gir et utpreget turbulent vindregime med sterke gusts. Ved slikt bratt terreng på le-siden av en kanalsone vil det kunne være en utstrakt samvirkning mellom den skisserte aksellerasjon og sterk utgravning av le - amplituden med et konvektivt instabilt område. Resultatet blir hyppige tilfelle med sterke vindgust. Den ekte "bora" på Jugoslavias nordvestkyst er nettopp en svær gusty vind nedstrøms bratt terreng bak en svakhetssone i fjellrekken innenfor. I Norge er vinden på Sunndalsøra og Bu i Eidfjord gode eksempler. Det turbulente vindregime vil bare finnes i umiddelbar nærhet av den bratte skråningen.

Nedstrøms større fjellmassiver (konveksiteter i fjellrekken) er det i regelen skyggesoner for sterk vind, både som følge av treghetsbølger og ren skjerming ved splitting av strømmen.

Den mest framtrædende kanalsone går ut passene i Nord-Trøndelag mellom de sørlig og nordlige fjelltrakter (Fig.3.4). Dette gir opphav til en meget dominerende sørøstvind (Nordøyan, ytre Namdalen, Verdalen). Ellers finnes det kanalsoner mellom Rondane/Dovre og Sylene (Sula, Ørland)(Fig.3.4), mellom Rondane/Dovre og fjellmassivene Jotunheimen/Breheimen/Jostedalbreen (indre Romsdalsfjord, Sunndalsøra). Lenger sør har vi sonene mellom Jotunheimen/Breheimen/Jostedalbreen og fjellene omkring Hallingskarvet (Lærdal) og sør for Hallingskarvet på begge sider av Folgefonna (indre Hardangerfjord, Midtlæger, Rosendal) (Fig.3.5).

Den mest utpregede skyggesone ved sørøstlig og østlig vind finnes på kysten av Nordfjord og Møre og Romsdal(Fig. 3.4). Langfjellene innenfor er her særlig høye og brede når vi ser bort fra mindre kanalsoner, som kan gi opphav til sterk vind i enkelte fjordstrøk.

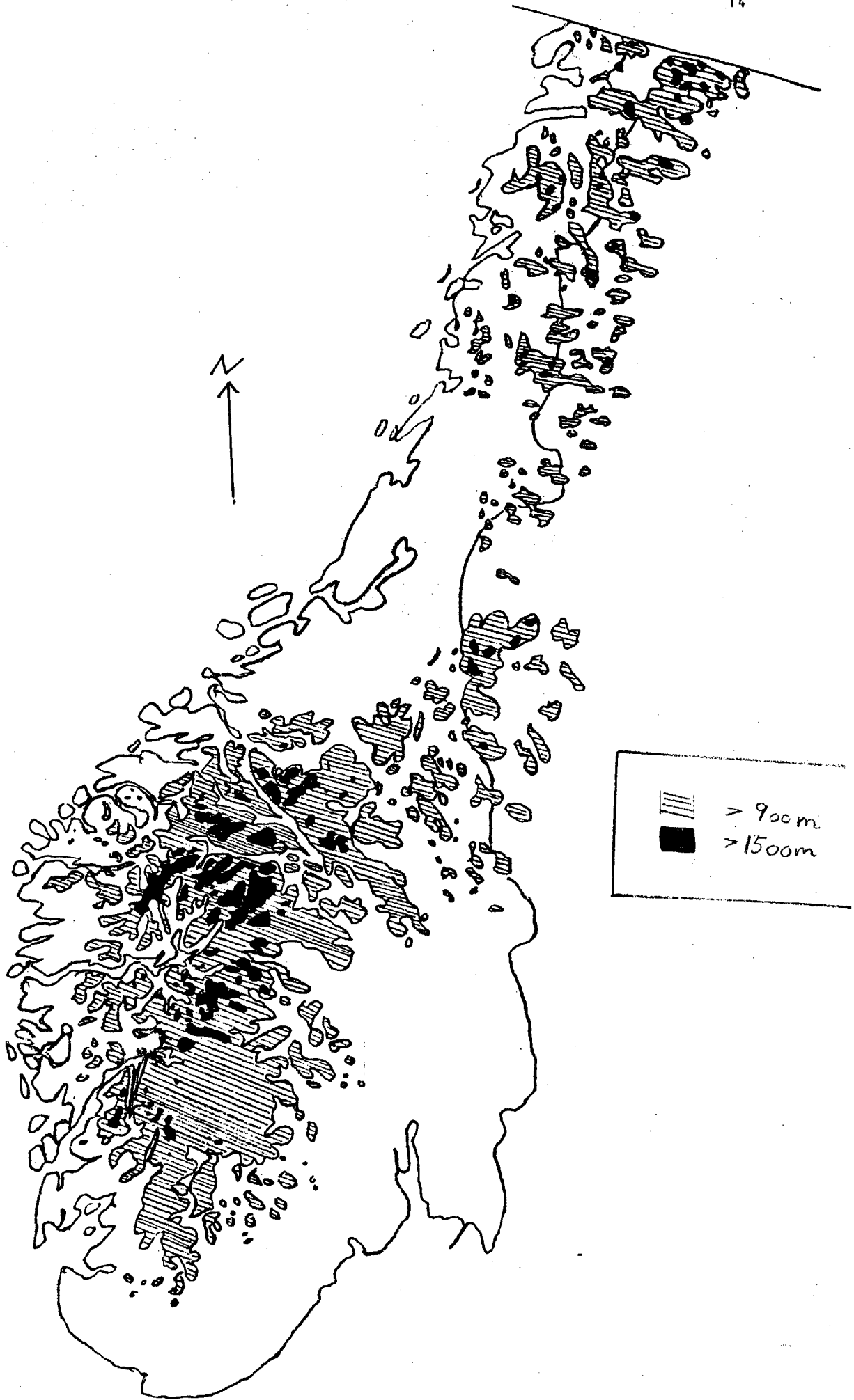


Fig. 3.4. Topografisk kart over Sør og Midt-Norge. Målestokk 1:4 mil.

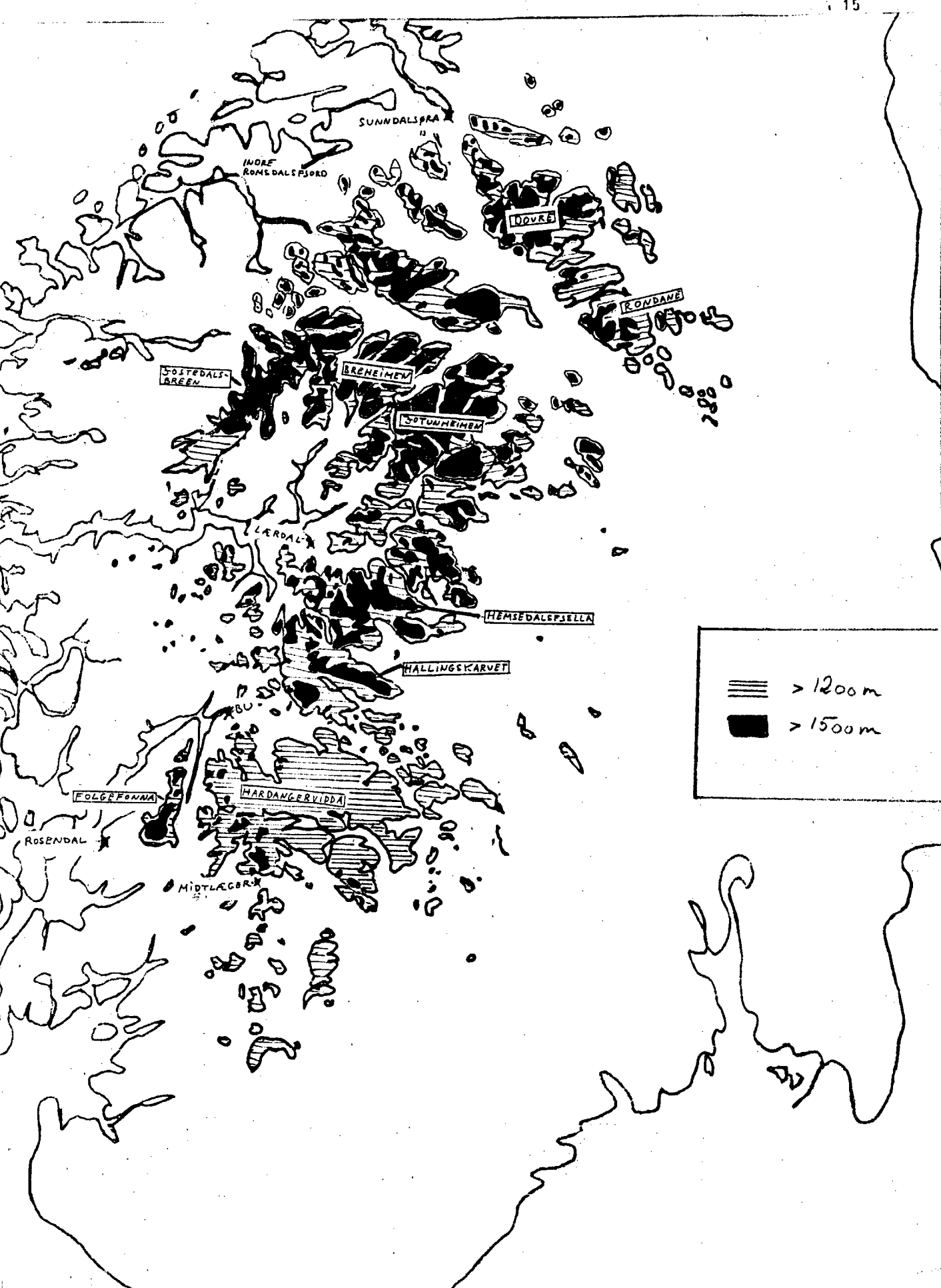


Fig. 3.5. Topografisk kart over Sør-Norge. Målestokk 1:2 mil.

4. EKSEMPLER

4.1 30.11.66 og 20.09.81

Dette er to episoder der det ble rapportert om sterk, turbulent vind med hurtigroterende hvirvler i Rosendal/indre strøk av Sunnhordland og dertil hørende skader på tak etc.. Fossheim (1979) beskriver hvorledes intense hvirveløyler farer over bebyggelsen, og utover fjorden med utgangspunkt i novemberepisoden, 30.11.1966. Denne dagen ble taket på samfunnshuset i Rosendal revet av i en meget sterk hvirvelvind. Det ble også rapportert om flere ødeleggelser bl.a langs strekningen Rosendal - Løfallstrand. Vindkastene i Bergen kom opp i 30-35 m/s i morgentimene. Max 10 min middelvind var 19 m/s i Lærdal, 23 m/s i Bergen og 26 m/s på Utsira.

Episoden 20.09.81 har siden fått betegnelsen "eplestormen" siden den høstet en stor del av epleavlingen bl.a. i Ullensvang kommune. Ved Hauslo på vestsiden av ytre Sørfjorden tok vinden taket på en skolebygning. Iflg. øyenvitner var dette helt tydelig en hvirvel med vertikal akse som rev med seg løsøre etc. opp i luften. Iflg. øyenvitner sto Sørfjorden i en sterk kok utover dagen. Også i Odda ble det rapportert om store ødeleggelser. For øvrig var max 10 min middelvind 19 m/s i Lærdal, 12 m/s i Bergen, 26 m/s på Utsira, 15 m/s i Bu i Tidfjord og 19 m/s på Upsangervatn.

Begge episodene var karakterisert av et intenst lavtrykk vest for sørlige del av Vestlandet med tilhørende sørøstfelt over Sør-Norge (Fig.4.1 og 4.2). Figurene viser også oppstigningsdata fra Sola i de to tilfellene. Temperaturfordeling og relativ fuktighetsfordeling var svært like i begge episodene med nær betinget instabilitet i nederste 2500 m og med et sterkt sprang i den ekvivalentpotensielle temperatur i 2700 - 3000m nivå. Det var tilnærmet klimatisk stabilitet ($N \sim 0.01 \text{ s}^{-1}$) i laget over dette nivå og opp til tropopausen i 8-9000 m høyde.

Naturlig nok var atmosfæren varmest den 20.09.81. Det var da sørøstlig til sørsørøstlig vind i hele laget opp til 10 km's høyde. Vindstyrken var ~ 30 m/s i hele dette skiktet, dog med et hastighetsmaksimum på 40 m/s i 1000m's høyde. Denne "lavnivå jetstrømmen" er trolig knyttet til førings- / hjørne- effekter med fjellkjeden til høyre. (Strømmen hadde stabil skiktning ved heving ~ 200 m, da kondensasjon inntreer og skiktningen instabiliseres).

I novemberepisoden 1966 var $U \sim 15$ m/s i det fuktige grunnskikt og i tropopausen, mens det mellom 3 og 8 km var meget sterk vind, 30-50 m/s.

Den betingede instabilitet i laget under 2500m medfører at Froude-tallene, $F >> 1.6$. Dette medførte at ingen typisk blokkering med tilhørende avbøyning av kald luft var til stede. Vindretningen på Agderkysten var følgelig sørøstlig (pålandsvind), og vindstyrken ~ 20 m/s den 20.09.81 og $\sim 20-25$ m/s den 30.11.66. Denne pålandsvind førte naturlig nok til en del skader på kysten.

Den betingede instabilitet førte til store nedbørmengder med tilhørende flomskader i Agder i begge episodene.

Laget over 2500 m var stabilt og heving av det betinget instabile lag under dette førte til en bølgebevegelse som forplantet seg vertikalt oppover i det øvre lag. Følgelig inntrådte en avkjøling i forhold til tilsvarende nivåer i uforstyrret felt. Dette viser seg på detaljkartet i form av en trykkstigning, en venstre-dreining av isobarene oppstrøms fjellkammen. På lesiden kan sees et tilsvarende trykkfall pga. oppvarming ved nedpresning.

Oppstigningsdataene antyder at den oppstigende bølge hadde bølgelengde på $\lambda_z = 2 \pi 40 \text{ m/s} / 0.01 \text{ s}^{-1} \sim 25$ km i laget mellom 3 og 8 km i novemberepisoden 1966. Dette gir $3/4 \lambda_z \sim 18$ km som er vesentlig høyere enn tropopausen. Imidlertid er tropopausen sterkt stabil med $N \sim 0.02 \text{ s}^{-1}$ og med $U \sim 13$ m/s er $\lambda_z \sim 4$ km her. Dette medfører at det danner seg et brytningslag i tropopausen og energi vil reflekteres herfra med utgravning av en stor le-amplitude som resultat.

Septemberepisoden 1981 gir tilsvarende $\lambda_z = 2 \pi 30 \text{ m/s} / 0.01 \text{ s}^{-1} \sim 19$ km, og kritisk refleksjonslag $3/4 \lambda_z \sim 14$ km.

I begge episodene ligger forholdene således meget vel til rette for utvikling av store le-amplituder med tilhørende nedslag av moment og høye temperaturer, og med velutviklet turbulens med innslag av hurtigroterende hvirvler med vertikal akse (hvirvelstormer) nedstrøms bratt terreng. Som vist i kap. 3 ligger Rosendal utsatt til i en vindzone på sørøstsiden av høydepartier på Hardangervidda - Folgefonna. Dette gjelder også området i indre Hardangerfjord omkring Ullensvang/Fidfjord.

Det er intet ved observasjonene som tilsier at kald luft dannet på Folgefonna eller andre fjellområder har hatt noen betydning. Slik luft ville forøvrig vært blåst bort / utblandet lenge før episodene nådde sitt maksimale virkningsnivå. Dette illustreres ved at det var sterk høydevind på Sola også kl 00z natt til 30.11.66, mens de største vindhastighetene/skadene forekom på dagtid den 30.11..

Føn-effekten var tilstede, men ikke spesielt sterk. Den 20.09.81 kl. 12z var temperaturen på Sola $+12^\circ \text{C}$ og på Skagerrak -kysten $+12^\circ \text{C}$. På Upsangervatn i Hardanger var temperaturen $+16^\circ \text{C}$. Den 30.11 kl. 12z var temperaturen på Sola $+2^\circ \text{C}$, mens den var $+6^\circ \text{C}$ i Indre Matre. Ut fra oppstigningsdataene vil dette svare til nedpresning fra ~ 1500 m. Temperaturen blir den samme enten luften opprinnelig kommer fra dette nivå eller fra et lavere nivå på oppstrøms-siden siden oppstigningen da følger fuktigadia-baten. Nedpresning av moment på le-siden tilsier imidlertid at en del av luften her må komme fra nivåer over havsnivå. Luften som når bakkenivå på le-siden kommer trolig fra et tykt skikt (1- 3 km) på oppstrøms-siden i disse tilfellene, slik at føneeffekten dels kan forklares ved klassisk modell, men oppvarming ved nedpresning av luft fra høyere nivå med en høy potensiell temperatur, spiller i høy grad inn.

4.2 09.11.84

I denne situasjonen ble det rapportert om betydelige mengder støvnedslag i forbindelse med nedbør før frontpassasjen. Nedslagene kom i Rogaland, Sunnhordland, ytre del av Nordhordland samt ytterste del av Sogn sør for Sognefjorden fra Brekke og vestover. Støvprøvene er analysert av NILU og indikerer at det dreier seg om sandstøv fra Sahara. En analyse av vær-situasjonen støtter denne konklusjon idet det var sandfokk i Sahara forut for nedfallet og lufttransport i noen tusen meters høyde direkte mot Sørvestlandet. (Fig.4.3). Det ble også rapportert om nedfall i Paris i denne perioden.

Det var et sørøstlig bakkefelt med frontgjennomgang mellom kl. 00z og 12z over sørlige deler av Vestlandet. 850 Hpa strømmingen var sørlig og 500 Hpa noe vest om sør (Fig. 4.3).

Fig.4.4 viser oppstigningsdata på Sola kl. 00z og 12z. Vi ser at det var meget tørr luft over ca. 2700 m kl. 00z. Dette lag er skilt fra et fuktigere lag under ved et inversjonslag og er således potensielt varmere enn laget under. Laget over 2700 m transporterer sansynligvis støvfull og varm luft fra Sahara. Vindretningen er sørlig i dette lag og vinden kommer således inn fra sørøstlige del av Nordsjøen. I laget under var det sørøstlig vindretning. Dette lag må passere de sørlige Langfjell på veien mot Vestlandet.

Av oppstigningen kl. 00z sees at nederste 800m har tilnærmet isotherm skiktning ($N \sim 0.02 s^{-1}$). Her er $U \sim 15 m/s$. Dette medfører at $F = U/NH < 1.6$ for $H > 500m$. Dvs, luft i nivået 0 - 300m kan bare heves tørradiabatisk 500 m. Siden den relative fuktighet er $< 70 \%$ under 1000m's nivå, vil hevingen måtte skje tørradiabatisk. En kan da fastslå at luftmassen under 300m's nivå ikke kan heves over fjellkammen. Det kritiske nivå ligger noe høyere, $\sim 500 m$. Blokkering vil inntre og luftstrømmen vil dreie langs kjeden og aksellerere mot lavere trykk. Følgelig var vindretningen på Agderkysten nordøstlig foran frontpassasjen. Lyngør og Torungen fyr hadde begge nordøstlig vind, 10 m/s i denne situasjonen.

Overstrømning skjer således i laget $\sim 700 - 2700 m$. Den vertikale transport av bølge-energi og nedtak av moment medfører blanding av laget over og under 2700m. Resultatet blir en kombinasjon av utvasking og direkte støvnedfall ved nedslag av luft fra høyere nivåer. Vinden er ikke spesielt sterk pga. de svake felt oppstrøms. Bu i Eidfjord rapporterer dog om liten kuling. Av kartet ser en at støvfallsonene er begrenset av en sørøst- nordvest linje fra ytre Sognefjorden til Hardangerjøkulen. Dette er en vanlig grense for nedbørutfelling i slike situasjoner.

4.3 13.11.84 (12.11 - 18.11)

Denne situasjonen blir særlig husket pga. den utpregede fönvinden (varm og tørr luft) på Vestlandet. Temperaturen var helt oppe i 17 °C flere steder (Upsangervatn, Hergen, Sunndalsøra) den 12. og 13.. For øvrig illustrerer situasjonen også termisk blokkering, kaldluftsavbøyning og forsterket le-vind meget godt.

Situasjonen var karakterisert av et høytrykk over Sovjet og lavtrykk ved Island med transport av tørr, varm luft fra sørlige strøk (fig. 4.5). Det var sørsørøst 1000 Hpa- felt over Sør-Norge. Vest i havet lå en frontalsone, og det var der mer sørvestlig høydevind (850 Hpa).

Situasjonen varte ved i flere dager.

Oppstigningen fra Gardermoen (Fig.4.6) viser hvorledes varm luft over 1000m's nivå ble transportert mot fjellkammen. Omkring 1000m's nivået stiger temperaturen svært raskt med høyden. Vi har her $T(1000m) = 4^{\circ}C$, $T(1500m) = 7^{\circ}C$, og gjennomsnittelig vindhastighet i dette skikt er $U = 18$ m/s. Fra lign.(2.2) får vi da med $H=1500$ m: $F(1000m) = 1.5$ som < 1.6 . Vi ser at F øker raskt når vi beveger oss mot høyere nivå og avtar raskt mot lavere nivå. De lave Froude tall under 1000m nivå gir en klar indikasjon på at skiktet under $\sim 1000m$ er blokkert og luften mer eller mindre stagnert.

Trykket stiger i stagnasjonsområdet ved en kombinasjon av trykkstigning ved heving og tilførsel av kald luft fra nordøst. Også lokale strålingsprosesser har bidratt noe til trykkøkning ved temperaturfall. Et samlet temperaturfall på $10^{\circ}C$ av et 1000m tykt skikt gir etter metoden beskrevet i kap.2 en trykkøkning på 5 Hpa som superponert på bakgrunnsfeltet vil gi et mønster som detaljkartet i Fig. 4.5 illustrerer.

Avbøying av kaldluften kommer tydelig til uttrykk ved nordøstvinden på Skagerrak-kysten (Fig.4.5). Det ble registrert nordøstlig kuling på fyrstasjonene i Agder alle dager i denne perioden. På Torungen fyr var maksimalvinden (10 min) oppe i 12 m/s den 12., 15 m/s den 13., 19 m/s den 14., 23 m/s den 15., og 21 m/s den 16., 17., og 18.11. Den 15. og 16.11. var døgnmidlet vind helt oppe i 18 m/s. Dette er tydelig aksellerert a-geostrofisk vind.

Temperaturfallet ved strålingsprosesser og ved tilførsel av kaldluft fra øst medførte dannelser av et stratuslag nær oppunder inversjonslaget i stagnasjonsområdet. Dette er et vanlig fenomen i slike situasjoner og var typisk for forholdene i perioden 12.11 - 18.11..

Ved strømning mot fjellkammen vil luft over blokkeringslaget heves og bølge-energi forplantes vertikalt. Dette førte til at strømlinjene fra det potensielt meget varme skiktet over 1000m ble trukket ned på le-siden med en markant temperaturstigning nedstrøms fjellene som resultat. Oppstigningene fra Ørland kontra Gardermoen illustrerer tydelig denne effekt. Inversjonslaget er også senket i overensstemmelse med at nedre lag på Gardermoen er blokkert.

Temperaturforskjellen mellom oppstrøms- og nedsstrømsiden er illustrert i tabell 4.1. Oslo-Blindern er representativ for et tykt kaldluftsskikt på oppstrømsiden, se også oppstigningen på Gardermoen, Fig.4.6.

Fønvirkningen er størst på nordvestlandet, dette må skyldes at luften her kommer fra høyest nivå. Fjellene er her særlig høye og den sørøstlige til sørlige vind med meget høy potensiell temperatur slår ned mot bakkenivå.

Fortun i Luster ligger midt inne i fjellmassivet Jotunheimen/Breheimen/Jostedalbreen som splitter luftstrømmen. Luften har derfor bare sporadisk mulighet for å slå ned der. Istedet synker temperaturen ved strålingsprosesser og kaldluftsdrenering.

På Vestlandet sør for Fjordane er temperaturene gjennomgående lavere enn lenger nord, særlig vest for kanalsonene. Disse finnes sør for Jotunheimen/Breheimen/Jostedalsbreen (Lærdal) og sør for Hallingskarvet/Hardangerjøkulen (Bu i Eidfjord). Dette kan forklares ved at

luften her kommer fra lavere nivå (kap.3.6).

Den 13.11. kl. 12z viste oppstigningene fra Gardermoen en relativ fuktighet på < 20% i et meget tykt skikt fra 1000m og oppover. Vi korrigerer konservativt for usikkerhet ved målingene og setter RF til 30% i 1000m's nivå. Her er $T = 7^{\circ}\text{C}$. Lar vi denne luft heves og presses ned til bakkenivå på le-siden, oppnås $T = 17^{\circ}\text{C}$ og $RF = 15\%$. Slike temperaturer og relative fuktigheter ble målt i denne perioden (Bergen: 13 %). Selv om målingene ved såvidt tørr luft er usikre, så kan de altså forklares ved den tørre luften over inversjonslaget på oppstrømssiden (Fig.4.6). Ved hurtig nedpresning i form av hvirvler som slår ned og tilhørende adiabatisk temperaturøkning vil den relative fuktighet synke hurtigere enn innblanding av fuktigere luft kan foregå.

Vinden var relativt sterk slik Tabell 4.2 viser. Tabellen illustrerer også at vinden er sterkest på utsatte steder i indre strøk (Bu i Eidfjord, Lærdal, Sunndalsøra). Utsira er et unntak, vinden her er sterk når den er sørøstlig og således har forsterkningskomponent ved avbøyning rundt Langfjellene.

Den sterke vinden kan tydelig finnes i forbindelse med kanalsoner (kap.3.6). Vinden i kanalsonene kan i enkelte tilfelle nå langt nedstrøms. Det vil da blåse sterkt i fjellene og vinden vil brått og uventet kunne slå ned i form av sterke kast. Dette vil vinterstid oftest medføre en temperaturstigning, til dels betydelig dersom det på forhånd var etablert en strålingsinversjon på bakken. Bare dersom det advekteres kaldere luft inn på oppstrømssiden og deretter over på le-siden kan det ventes temperaturfall ved slike nedslag.

Bu i Eidfjord ligger i en sone sør for Hallingskarvet. Denne sone fortsetter også mot Bergen. Ved passasje av byfjellene genereres det nye hvirvler som slår ned her, men mer sjelden enn i Bu. Merk at det ikke er særlig mye vind på Flesland i denne situasjonen, dette må skyldes at hele vindfeltet går over uten å slå ned der, evt. kan det være en skyggevirkning fra folgefonna og høyere partier av sørlige Hardangervidda.

Vinden er også sterk i Lærdal og deler av indre Sognefjorden. Dette skyldes sonen nord for Hallingskarvet/ Hemsedalsfjella og særlig sør for de mektige partiene i nord (Breheimen, Jotunheimen, Jostedalsbreen). Vi merker oss at det ikke er stasjoner vest for disse

Tabell 4.1 Maksimumstemperaturer på en del vestlandsstasjoner og Oslo - Blindern i perioden 12.-18.11.84. Vestlandsstasjonene er sortert etter midlere døgntemperatur i perioden.

Stasjon (se Fig.4.9)	Maksimumstemperaturer							Middel temp.
	12	13	14	15	16	17	18	
Oslo-Blindern	5	5	0	0	0	1	0	-0.7
Kråkenes	16	17	14	16	11	9	7	10.4
Sunndalsøra	17	17	17	16	11	11	11	10.3
Tafjord	16	16	15	16	10	8	8	9.6
Svinøy	15	12	12	16	11	9	7	9.6
Øna	13	14	11	13	10	9	8	9.1
Vigra	14	15	12	14	10	10	6	8.6
Upsangervatn	17	16	14	14	10	7	6	8.6
Hellisøy fyr	13	12	11	12	9	8	7	8.3
Fister	15	15	14	12	8	6	7	8.1
Bergen-Florida	17	16	12	15	10	8	6	8.0
Vangsnes	12	12	12	12	8	7	6	7.8
Sola	12	10	10	8	5	4	5	7.6
Utsira	11	11	12	11	7	5	6	7.4
Takle	15	13	10	15	9	8	6	7.2
Leikanger	12	13	12	13	7	6	5	7.1
Lærdal	14	13	11	11	6	5	5	6.1
Flesland	15	14	13	14	9	7	5	6.0
Bu i Tidfjord	13	12	10	10	5	3	4	5.7
Fortun	7	4	2	9	3	-4	-2	-0.2

Tabell 4.2.

Vind på en del vestlandsstasjoner (Fig. 4.9) den 12.11 - 18.11 1984. Alle stasjoner i midtre og indre strøk (gruppe 1) er sortert etter middelvinden i perioden. Bare stasjoner med middelvind over 4 m/s i perioden er tatt med. Tilsvarende sortering er gjort for frittliggende stasjoner nær kysten. Tallene utenfor parentes viser maksimal 10 min middelvind, mens tallene innenfor parentes viser maksimale 3-5s vindkast. Ved stasjonkategori E er vinden bare estimert av observatøren, mens ved kategori R er vinden registrert med anemometer.

Stasjon	Kat.	Dato							MID. VIND
		12	13	14	15	16	17	18	12.- 18.11
		maksimale vindhastigheter (kast)							
Hu i Eidfjord	F	15	19	12	12	15	15	15	11.1
Vangsnes	F	10	12	12	12	12	12	10	10.3
Lærdal	F	15	15	12	15	15	12	15	10.0
Sunnalsøra	R	12 (27)	15 (31)	15 (31)	15 (30)	15 (28)	14 (29)	14 (29)	8.9
Reimegrend	F	10	15	12	12	12	10	10	8.6
Tafjord	F	10	12	12	12	12	13	10	7.1
Omastrand	E								5.7
Kvamskogen	E								5.1
Fister	E	7	7	15	15	10	10	5	5.0
Leikanger	F	10	15	15	10	10	15	1	4.9
Tingvoll Han.	E	10	7	7	15	15	7	5	4.7
Bergen-Flor.	R	10 (18)	7 (11)	6 (10)	15 (23)	16 (23)	12 (17)	8 (11)	4.4
Ulden Vangb.	F	5	5	7	10	10	10	10	4.1
Usira	R	18 (24)	15 (20)	15 (20)	19 (24)	19 (25)	15 (20)	11 (13)	11.1
Ona	R	13	12	8	13	11	11	10	7.0
Sola	R	12 (21)	13 (22)	12 (20)	12 (20)	13 (22)	10 (16)	10 (17)	7.1
Hellisøy	R	13 (16)	12 (15)	10 (13)	11 (16)	13 (17)	14 (18)	9 (11)	6.0
Slåtterøy fyr	F								5.4
Vigra	R	8 (11)	7 (10)	6 (9)	13 (16)	11 (14)	9 (11)	3 (3)	4.6
Kråkenes	R	16	14	10	14	14	11	8	4.6
Svinøy	R	11 (15)	16 (19)	9 (10)	10 (11)	10 (13)	5 (6)	10 (13)	4.1
Flesland	R	9 (14)	6 (8)	4 (6)	6 (8)	6 (9)	6 (10)	3 (3)	2.0

sistnevnte massiver som viser sterk vind. På nordsiden derimot er det sterk vind på Sunndalsøra, der særlig kastene er kraftige. Vi vet fra før at indre Romsdalfjord også er sterkt utsatt (Harstveit, 1981).

4.4 21.01 - 23.01 1985

Denne situasjonen er særlig kjent for den meget sterke og kalde vinden både i indre strøk og på kysten av Trøndelag og Sør-Helgeland. Det ble rapportert om en rekke ødeleggelser på bygninger, biler og om innstilte ferjeruter. Enkelte steder ble mindre bygninger rykket opp og flyttet adskillige meter. På Sandessjøen var vindstyrken i kastene høyere enn registrerings- utstyrets kapasitet. Oppmerksomme observatører anslo imidlertid kastverdier helt oppe i 55 m/s! ved å ekstrapolere papirskalaen til skrivepennens maksimalposisjon. Flytrafikken var selvfølgelig innstilt.

Situasjonen var preget av et stasjonært høytrykk over Nord-Kalotten og et lavtrykk sørvest av Irland som dypet seg og beveget seg mot kysten av Sørvest - Norge. Situasjonen ender opp med et stasjonært lavtrykk utenfor Vestlandet. Det var et relativt sterkt sørøstlig felt over Sør- og Midt-Norge (Fig.4.7).

Skiktningen oppstrøms var meget stabil, $F(1000m) = 15m/s / (0.02s^{-1} \cdot 500m) = 1.5$. Den sterke stabiliteten nådde helt opp i 3000m. Oppstigningen fra Gardermoen viser at det ikke forekom varmluftsadveksjon under 600 m fra kl. 00z til 12z til tross for en betydelig temperaturøkning av skiktet mellom 600 og 4000 m. Vindretningen var nordøstlig (10 - 90 grader) under dette lag og sørøstlig mellom 600 og 2000m. Det var moderate vindstyrker, men skyer og nedbør med adiabatisk skiktning under 600 m. Vinden var sterkere på mer utsatte steder enn Gardermoen. Det var skyer og nedbør med adiabatisk skiktning av dette lag. Dette viser at vi har å gjøre med en avbøyet kaldluftsstrøm, og at varmluften går over denne. Kaldluftsstrømmen gjør seg gjeldene i bakkenivå på Skagerrak-kysten med stiv og sterk kuling på flere fyrstasjoner (Torungen 17 m/s, Lyngør 19 m/s, se også Fig.4.7).

Varmluften som strømmer sørøstlig i 1 - 2 km s høyde over Gardermoen, slår ned i Møre og Romsdal. Temperaturen i Tafjord var oppe i 0.7 °C, og på Sunndalsøra 0.0 °C den 22 - 23.01. Dette er i overensstemmelse med potensiell temperatur på Gardermoen i dette skikt. På Sunndaløra var vindstyrken oppe i 16 m/s med kast på 33 m/s.

Oppstigningen fra Gardermoen viser at vinden var sørvestlig over skiktet med sørøstlig vind. Oppstigningen fra Ørland viser at luftstrømmen under ca. 1000m kommer fra områder nordøst for Gardermoen hvor den potensielle temperaturer vesentlig lavere. Dette forklarer hvorfor det ikke er varmere luft på Ørland enn på Gardermoen.

Oppstigningen på Ørland viser en adiabatisk skiktning under ca. 600 m i et kaldt bunnskipt, 0-800 m, den 22.01 kl. 12z. Etter 12t har temperaturen i dette skikt steget og vi har også fått adiabati opp til 1000m. Det var meget sterk vind i hele skiktet både før, under og etter denne 12 timers perioden. Det var således en markant varmluftsadveksjon! Dersom luftstrømmen skulle hatt katabatisk forsterkning (vind som øker i styrke fordi den er potensielt kaldere og tyngre i høyere nivå enn i lavere) måtte virkningen snarere være motsatt da denne effekt er knyttet til adveksjon av potensielt kaldere luft. Dette indikerer at det er overveiende sannsynlig at de sterke vindene i Trøndelag og Sør - Helgeland i episoden 21.01 - 23.01 85 ikke skyldtes kaldluftsutfall i tradisjonell betydning.

Ved overstrømning av det meget stabile skikt over blokkeringslaget vil

bølge-lengden i den oppstigende bølge være $\lambda_z = 2 \pi U/N = 2 \pi 15 \text{ m/s} / 0.02 \text{ s}^{-1} = 4.5 \text{ km}$ og $3/4 \lambda_z = 3.5 \text{ km}$. Overstrømmingen kan altså gi opphav til bølger som bryter i toppen av det meget stabile skikt. Dette kan forklare mange av skadene og de meget sterke kastene nedstrøms bratt terreng.

Luftstrømmen kanaliseres slik som diskutert i kap. 3.6. Den mest markante kanalsonen går mellom Sylene og fjellene i de mektigere deler av Kjølen lenger nord. Vindstyrken på Nordøyan var oppe i 28 m/s, og med det desidert høyeste middelvindtall i tre-døgnperioden. Også på Verdal var vinden svært sterk når vi tar i betraktning den høyere bakkeruhet over land. Av Tabell 4.3 ser vi at temperaturen på Nordøyan er meget lav til å være en fyrstasjon med såvidt lang vindtransport over hav. Dette illustrerer igjen at den høye middelvindstyrken har sammenheng med en kanalsone der vinden kommer fra lavere nivå enn områder lenger sør og nord. Også Harran i ytre Namdalen har høye maksimalvinder og lav temperatur.

Lenger nord går det flere løynefallende kanalsoner. Sør for Hjørgefjell - området strømmer vinden over Bindals-området lengst sør i Nordland. Her var det da også en rekke skader i fjordbygdene nedstrøms bratte fjell. Bl.a. ble en stor garasje løftet og store murblokker som fulgte med, løsnet i luften og traff en bil. Taket på en skolebygning ble fjernet av vinden. En buss blåste av veien samme sted både fram og tilbake på sin rute.

Nord for Hjørgefjellsområdet og sør for Svartisområdet går en sone med maksimal vindvirkning fra Sandnessjøen til Sjøna. Vindstyrken på Sandnessjøen gir svært sterke gust (~55 m/s), stedet ligger da også nedstrøms bratt terreng (de sju søstre) i en kanalsone for østlige vind i noe høyere nivå. Litt lenger nord, i Leirfjord-området, også nedstrøms bratt terreng, rasserte stormen en rekke naust. Vindstyrken på Nord-Solvær vest av Sjøna var meget høy, slik som Tabell 4.4 viser.

Lenger nord avtok bakgrunnsfeltet i styrke, men Bodø har likevel relativt sterk vind og lav temperatur. Dette er sonen nord for Svartisen/ sør for større fjellområder i Sverige.

Situasjonen har faktisk også føneeffekter. Dette er allerede påvist for Sunndalsøra og Tafjord. Effekten kan også påvises ved å sammenligne Trøndelagsstasjonene med stasjoner i Sverige. Temperaturen i Østersund ligger på -15 til -20 °C. Nedre lag er her godt gjennomblandet pga. skyer og vind. I indre strøk av Sør-Helgeland og Nord-Trøndelag er temperaturen -10 til -15 °C og på ytre strøk, -5 til -10 °C. Dette illustrerer også at vinden i ytre strøk kommer fra høyere nivå og er knyttet til en større skala enn tilfellet er i indre strøk (se kap 3.6). Føneeffekter illustreres gjennom en del forholdsvis høye maksimumstemperaturer, særlig på stasjoner i Sør-Trøndelag, men også Glomfjord og Svenningdal (Tabell 4.3) har tydelige "føneblaff" som indikerer nedslag fra høyere nivåer.

Til tross for fønevirkningen vil ingen kalle den kalde landvinden for fønevind. Dette fordi fønevind forbindes med varme le-vinder. Men det interessante er at effekten også finnes i kald le-vind, det er vind og temperaturprofilen oppstrøms, og da særlig potensiell starttemperatur, som avgjør virkningen og dermed klassifikasjonen nedstrøms.

Tabell 4.3.

Middeltemperaturen i perioden 21.01 til 23.01 1985 på værstasjonene fra Trondheimsfjorden til Bodø. Også maksimumstemperaturen for hver av dagen er gitt. For stasjoner beliggende i noen høyde over havet er temperaturen redusert med $-0.8 \text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{m}$, tatt fra oppstigningen på Ørland.

STASJON (se Fig.4.9)	(Hoh)	MAKSIMUMSTEMPERATURER			MIDDEL TEMPERATUR
		21	22	23	
Halten	(fyr)	-5.0	-5.2	-4.4	-7.4
Sklinna	(fyr)	-7.3	-6.2	-5.4	-7.7
Myken	(fyr)	-6.0	-7.3	-6.4	-7.8
Ørland		-7.0	-5.6	-3.6	-8.5
Nord-Solvær	(fyr)	-7.6	-7.2	-7.0	-8.6
Nordøyan	(fyr)	-9.3	-8.8	-8.5	-8.9
Glomfjord		-8.0	-8.1	-6.9	-9.4
Selbu - Stubbe	(245)	-8.2	-6.5	-6.0	-9.6
Vennafjell	(671)	-8.6	-6.6	-5.9	-9.7
Leka	(fyr)	-9.5	-7.6	-7.0	-9.9
Huholmsråsa	(fyr)	-8.0	-7.2	-7.2	-10.0
Værnes		-8.8	-7.6	-4.5	-11.0
Bodø		-10.6	-9.6	-9.2	-11.3
Namdalseid	(86)	-10.1	-8.9	-8.4	-11.3
Fauske	(165)	-12.1	-9.2	-9.2	-12.0
Majavatn	(339)	-11.7	-9.7	-9.3	-12.4
Kjøbli i Snåsa	(195)	-12.6	-10.0	-9.3	-12.6
Leiråmo	(217)	-11.5	-9.4	-9.6	-12.7
Verdal-Stiklest	(48)	-9.8	-9.8	-9.6	-12.8
Kletkovfjell	(793)	-11.5	-10.2	-10.5	-13.2
Meråker-Krog.	(145)	-9.4	-9.3	-8.2	-13.4
Vardefjell	(634)	-11.8	-9.9	-11.9	-13.5
Harran	(118)	-13.2	-11.2	-11.2	-13.6
Nerdal i Rana		-14.2	-10.6	-10.1	-13.7
Verdal-Sul	(245)	-13.2	-11.0	-9.9	-14.1
Saltdal	(81)	-14.0	-12.2	-12.8	-14.5
Svenningdal	(121)	-16.4	-6.5	-6.0	-15.3
Susendal	(265)	-17.1	-12.3	-12.3	-16.2
Raudvassdalen	(56)	-23.5	-9.2	-9.7	-17.3

Tabell 4.4

Vind (m/s) på værstasjonene fra Trondheimsfjorden til Bodø den 21. til 23.01.86. Tallene utenfor parantes viser maksimal 10 min middelvind pr. døgn, i siste kolonne dog midlere middelvind i perioden. Denne parameter fungerer også som sorteringstest. Tallene i parantes er maksimale 3-5s vindkast pr. døgn. Ved stasjonskategori E er vinden bare estimert av observatøren, mens ved kategori R er vinden registrert med anemometer.

Stasjon	Kategori	MAKSIMALE VINDSTYRKER			MIDDELVIND 21.-23.01
		21.01	22.01	23.01	
Nordøyan fyr	R	22	27	28	22.7
Verdal-Stikl.	F	19	19	23	17.3
Nord-Solvær fyr	F	12	23	27	16.7
Halten fyr	E	12	23	27	15.3
Sklinna fyr	R	17 (22)	20 (26)	23 (30)	15.3
Myken fyr	E	12	19	19	15.0
Buholmsråsa fyr	E	12	27	23	14.0
Vennafjell	F	12	19	19	13.7
Bodø	R	15 (19)	19 (24)	20 (26)	13.3
Harran	F	8	23	22	13.0
Leka	E	15	27	27	12.3
Ørland	R	10 (15)	19 (29)	23 (35)	11.3
Leiråmo	E	10	19	19	11.3
Brønnøysund	R	9 (14)	20 (33)	20 (30)	11.3
Sandnessjøen	R	10 (20)	19 (50)	23 (55)	10.8
Verdal-Sul	E	10	10	19	10.7
Namdalseid	E	10	12	23	10.3
Nerdal i Rana	E	9	14	14	9.3
Selbu Stubbe	E	10	12	15	9.3
Majavatn	F	1	15	15	9.0
Vardefjell	F	5	11	23	8.7
Raudvassdalen	E	1	19	19	8.0
Værnes	R	8 (12)	11 (18)	12 (19)	7.7
Saltdal	E	7	10	15	7.7
Kletkovfjell	E	10	12	12	7.3
Kjøbli i Snåsa	E	10	10	15	7.0
Glomfjord	E	7	12	15	6.0
Fauske	E	3	11	18	6.0
Susendal	E	7	7	10	6.0
Mosjøen	R	5 (7)	8 (19)	9 (21)	5.3
Svenningdal	E	5	7	7	5.3
Meråker-Krogst.	E	5	7	10	4.7

5. SAMMENDRAG

I denne artikkel er det samlet en del tanker fra nyere forskning vedrørende strømning mot og over fjellområder. Teoriene er anvendt på norske forhold. En har begrenset seg til å studere forholdene ved sørøstlige bakgrunnsfelt over Sør- og Midt - Norge.

Det er vist at strømmen må ha tilstrekkelig energi for å kunne heves over fjellrekken. Luftstrøm i nedre nivåer vil ved stabil skiktning ofte ikke ha nok energi og vil istedet stagnere eller avhøyes ved strømning mot fjellkjeden. Strømmen kan så aksellerere langs fjellsiden mot lavere trykk. Vinden er a - geostrofisk og blåser mer eller mindre på tvers av isobarene. Det tydeligste eksempel på slik kaldluftsavbøyning er nordøstvinden på Skagerrak-kysten. Denne kaldluftsstrøm øker i styrke nedover Sørlandskysten og bøyes rundt Lindesnes. Videre forsterkes ordinær sørøststrøm i retning Utsira, men en del av strømmen forplanter seg også som en østlig til nordøstlig luftstrøm mot vest og sørvest.

Trykkfeltet modifiseres ved oppstrøms blokkering, også kalt termisk blokkering. Dette skyldes trykkstigning pga. avkjøling ved heving av stabil luft og/eller kaldluftsadveksjon ved avbøyet kaldluftsstrøm. I stagnert luft vil dessuten strålingsprosesser avkjøle luften og bidra til trykkstigning.

På le-siden finner det sted en tilsvarende oppvarming ved kompresjon som følge av nedpresning. Dette fører til trykkfall.

Samlet gir effektene på le- og luv-siden opphav til den såkalte bølgedragseffekten som illustrerer fjellets motstand mot luftstrømningen. Effekten er tydelig på isobarkartene som viser en venstredreining av isobarene oppstrøms og en høyredreining nedstrøms.

Overstrømning skjer når luftstrømmen har tilstrekkelig energi. Betingelsen er gitt ved at et Froude-tall, $F = U/Nz$ overskrider en viss verdi. 1.6 er foreslått ut fra observasjoner andre steder. Her er U vindhastigheten, N Väisela- Brunt frekvensen som uttrykker strømmens stabilitets " - styrke", og z høyden fra det betraktede lag og opp til fjellkamnivå. Når fjellrekken er bredere enn ~10 km (avhenger av N og U) forplanter bølge-energien seg vertikalt og strømningene senkes på le-siden.

Strømningene kan bli så bratte at bølgen bryter. Ved refleksjon av bølge-energi fra brytningsnivået kan det utvikles en betydelig nedover-rettet le-amplitude. Slike le-amplituder vil lettest vokse der nedstrøms terreng er bratt. Området er konvektivt instabilt, og velutviklet turbulens med meget sterke vindkast tildels med hvirvelstormer kan transporteres til bakke-nivå.

Sprang i temperatur- og vindprofilet oppstrøms slik som ved inversjonslag kan forsterke virkningene nedstrøms.

Fuktigheten spiller inn dersom metning inntreffer under oppstigningen. Dette kan inkluderes i modellen ved den ekvivalentpotensielle temperatur. Et jevnt fuktighetsprofil vil i regelen redusere vind - virkningen, mens sprang i profilet kan forsterke virkningen.

Fjellkjeden er ikke jevn, og ved stabil skiktning vil strømmen følge kanalsoner/ dreie rundt mektigere partier i fjellkjeden. Den mest framtreddende kanalsonen går ut passene i Nord-Trøndelag mellom de sørlige og nordlige fjelltrakter. Dette gir opphav til en meget dominerende sørøstvind (Nordøyan, ytre Namdalen, Verdal). Ellers finnes det kanalsoner mellom Rondane/Dovre og Sylene (Sula, Ørland), mellom Rondane/Dovre og fjellmassivene Jotunheimen/ Breheimen/Jostedalbreen (indre Romsdalsfjord, Sunndalsøra). Lenger sør har vi vindforsterkningssoner mellom Jotunheimen/Breheimen/ Jostedalbreen og fjellene omkring Hallingskarvet (Lærdal) og sør for Hallingskarvet på begge sider av Folgefonna (indre Hardangerfjord, Midtlæger, Rosendal). Virkningen av disse sonene brer seg ofte langt nedstrøms.

Teorien gir ny forklaring på fønvind, den gamle må forkastes, evt. gir den bidrag i spesielle situasjoner (lav stabilitet kombinert med høy fuktighet og sterk vind). Temperaturøkningen på le-siden skyldes generelt nedslag av potensielt varmere luft som stammer fra høyere luftlag, generert ved fjellkjeden. Dette gir en samleteori for fønvind og en rekke av de tilfelle som tidligere har fått betegnelsen kaldluftsfall - utfall. Temperatur-(og evt. fuktighets)- og vindprofilet på oppstrømssiden avgjør temperaturen og derved klassifikasjonen av luftstrømningen på le-siden.

Når vi ser bort fra situasjoner/steder med lokale strålingsforhold (inversjoner, soloppvarming), vil luften i regelen være kaldere nedstrøms kanalsonene enn andre steder på le-siden fordi luft - strømmen her kommer fra lavest nivå.

Teorien er anvendt på fem situasjoner med bl.a. sterk nordøstvind på Skagerrak-kysten, utpreget fønvind på Vestlandet, hvirvelstormer i Hardanger og sterk landvind i Trøndelag.

6. REFERENSELISTE

- Clark, T.L., and W.R. Peltier, 1977: On the evolution and stability finite amplitude mountain waves.
J. Atmos. Sci., 34, 1715-1730.
- " , and R.D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness.
J. Atmos. Sci., 41, 329-350.
- Durran, R. and J.B. Klemp, 1982: The effects of moisture on trapped mountain lee waves.
J. Atmos. Sci., 39, 2490-2506.
- Eliassen, A., and E. Palm, 1960: On the transfer of energy in stationary mountain waves.
Geofys. Publ., 22, 1-23.
- " , and S. Thorsteinsson, 1984: Numerical studies of stratified air flow over a mountain ridge on the rotating earth.
Tellus, 36A, 172-186.
- Fossheim, H., 1979: Hvirvelvindens skadevirkninger.
Været, 3 - 1979.
- Harstveit, K., 1978: Vindforholdene i indre Romsdalsfjord og deres relasjon til den alminnelige vær-situasjon.
Hovedfagsoppgave i meteorologi, Bergen 1978.
- Hoinka, K., 1985: Observations of the air flow over the Alps during a foehn event.
Quart. J. R. Met. Soc., 111, 199-224.
- Houghton, D.D., and E. Isachsen, 1968: Mountain winds.
Stud. num. Anal., 2, 21-52.
- Klemp J.B., and D.K. Lilly, 1975: The dynamics of wave-induced downslope winds.
J. Atmos. Sci., 32, 320-339.
- " , 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves.
J. Atmos. Sci., 35, 78-107.
- Manins, P.C., and H.L. Sawford, 1982: Mesoscale observations of upstream blocking.
Quart. J. R. Met. Soc., 108, 427-434.
- Petkovsek, Z., 1984: Some characteristics of Bora gusts.
Zbornik 13. Conference of Alpine Meteorology, Yugoslavia, 1984, pp. 119-126.
- Peltier, W.R., and T.L. Clark, 1979: The evolution and stability

of finite-amplitude mountain waves. Part two: Surface wave drag and severe downslope windstorms.
J. Atmos. Sci., 36, 1498-1529.

" , 1983: Nonlinear waves in two and three spatial dimensions.
Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109, 527-548.

" , 1984: Critical level reflection and the resonant growth of nonlinear mountain waves.
J. Atmos. Sci. Meteor. Soc., 41, 3122-3134.

Pierrehumbert, R.T., 1984: Linear results on mesoscale mountains.
J. Atmos. Sci., 41, 1356-1367.

Smith, R.B., 1977: The steepening of hydrostatic mountain waves.
J. Atmos. Sci., 34, 1634-1654.

" , 1979a: The influence of the earth's rotation on mountain wave drag.
J. Atmos. Sci., 36, 177-180.

" , 1979b: Some aspects of the quasi-geostrophic flow over mountains.
J. Atmos. Sci., 36, 2385-2393

" , 1979c: The influence of mountains on the atmosphere.
Advances in Geophysics, Vol. 21, Academic Press, 87-230.

" , 1981: Synoptic observations and theory of orographical disturbed wind and pressure.
J. Atmos. Sci., 39, 60-70.

" , 1984: Aerial observations of the yugoslavian bora.
Zbornik 13. Conference of Alpine Meteorology, Yuugoslavia, 1984, pp. 119-126.

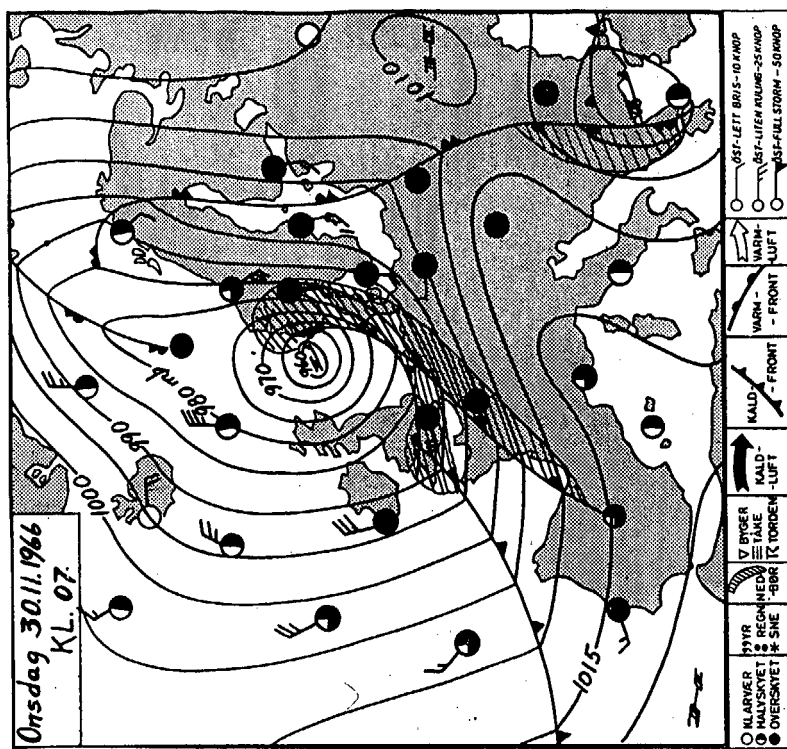
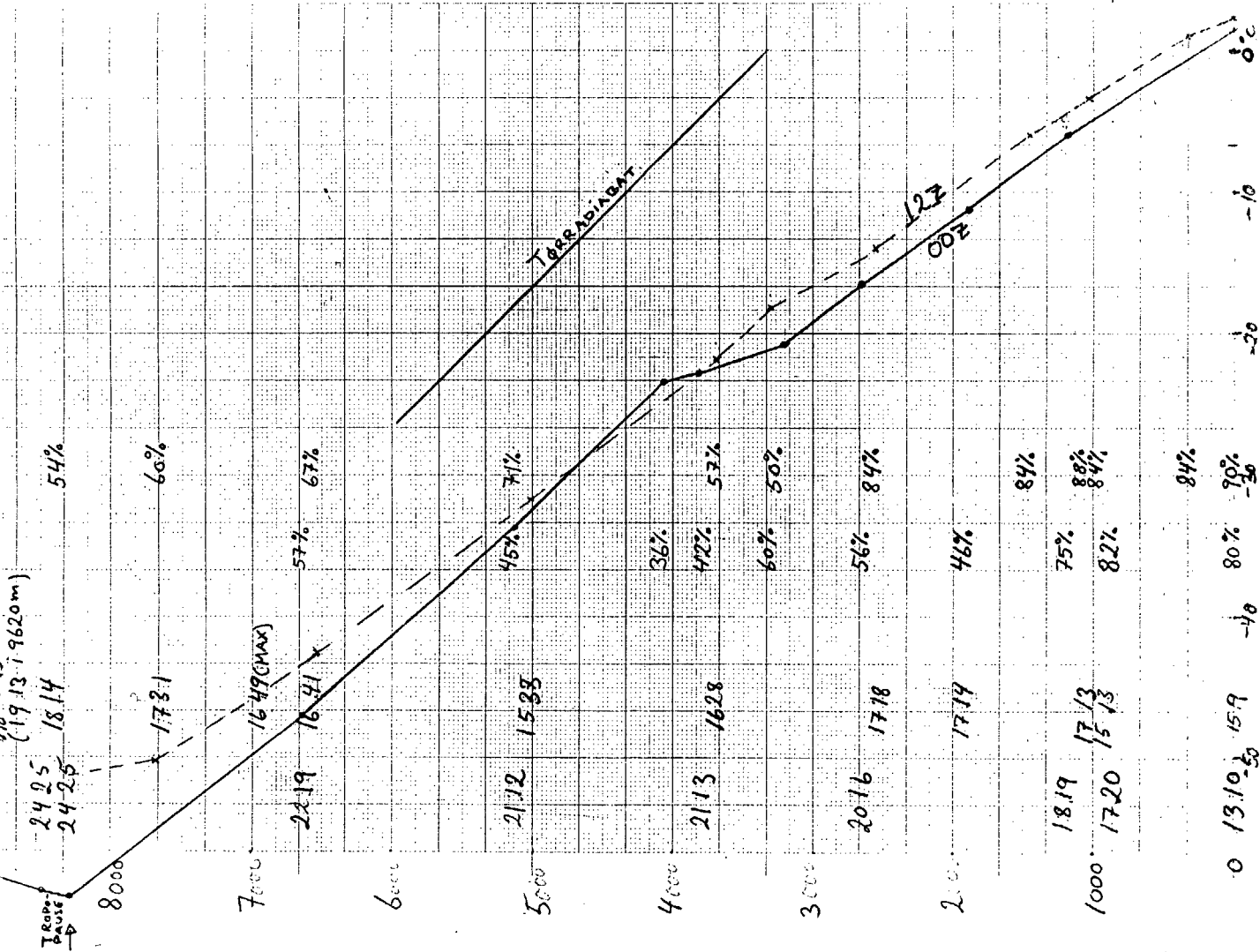


Fig. 4.1. Situasjonskart og oppstillinger 30.11.66, kl. 00z og 12z.

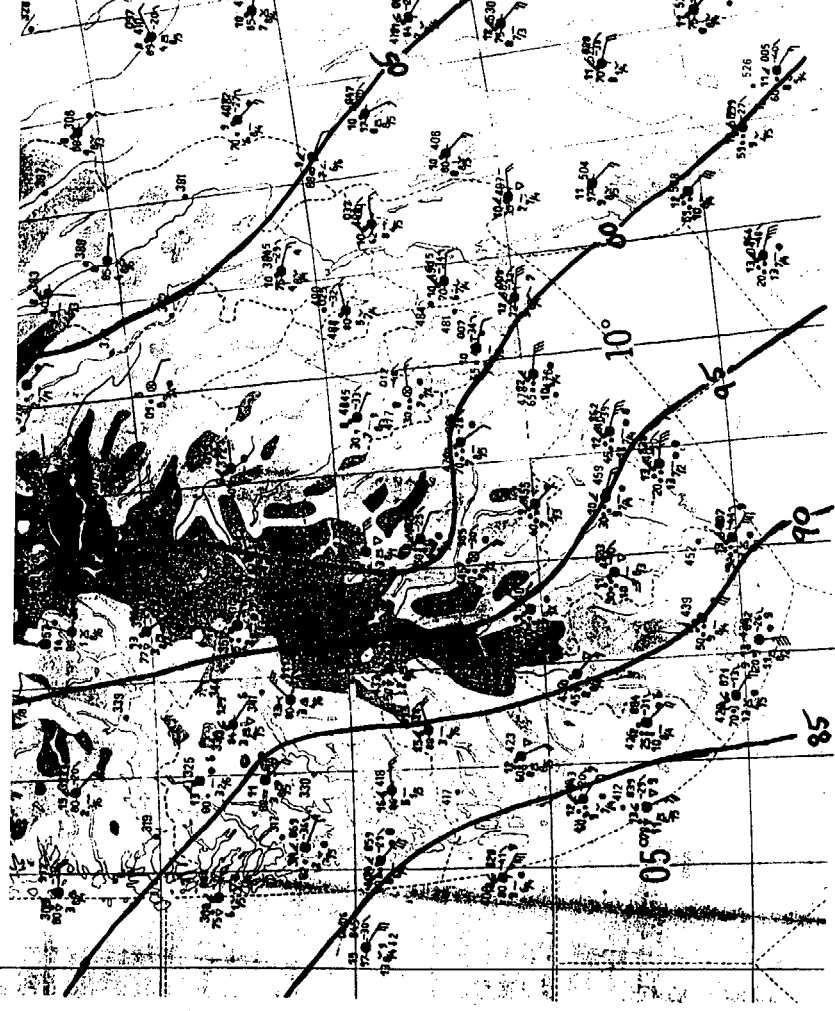
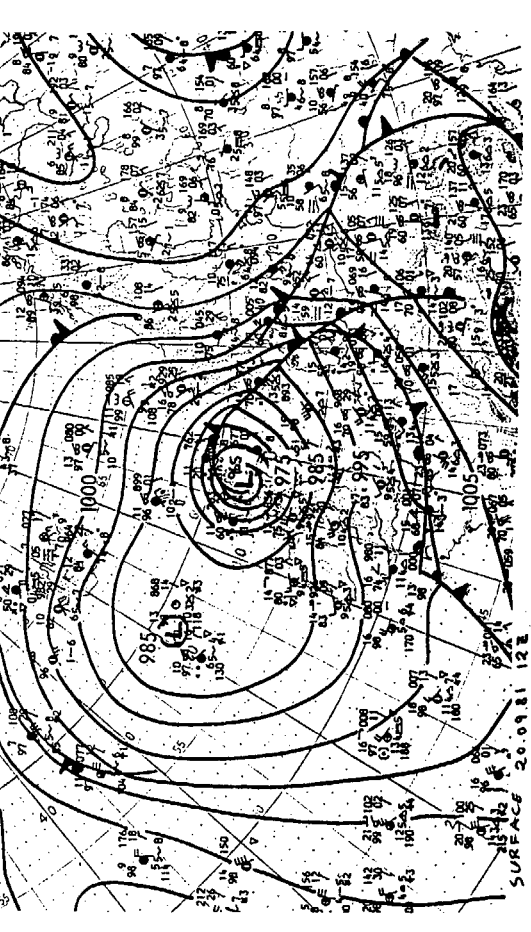
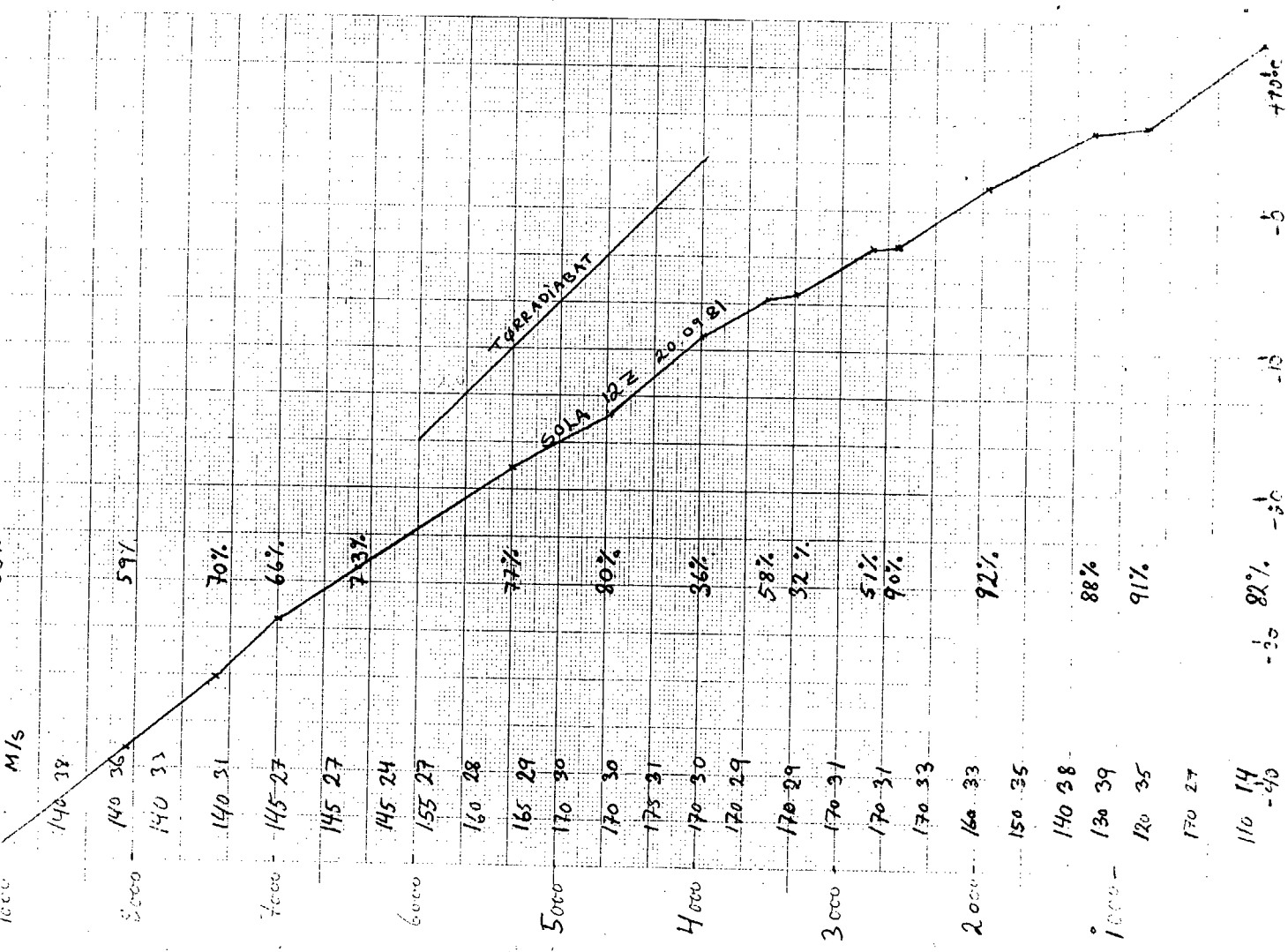


Fig. 4.2. Situationskart og oppstilling 20.09.81. kl. 12z.

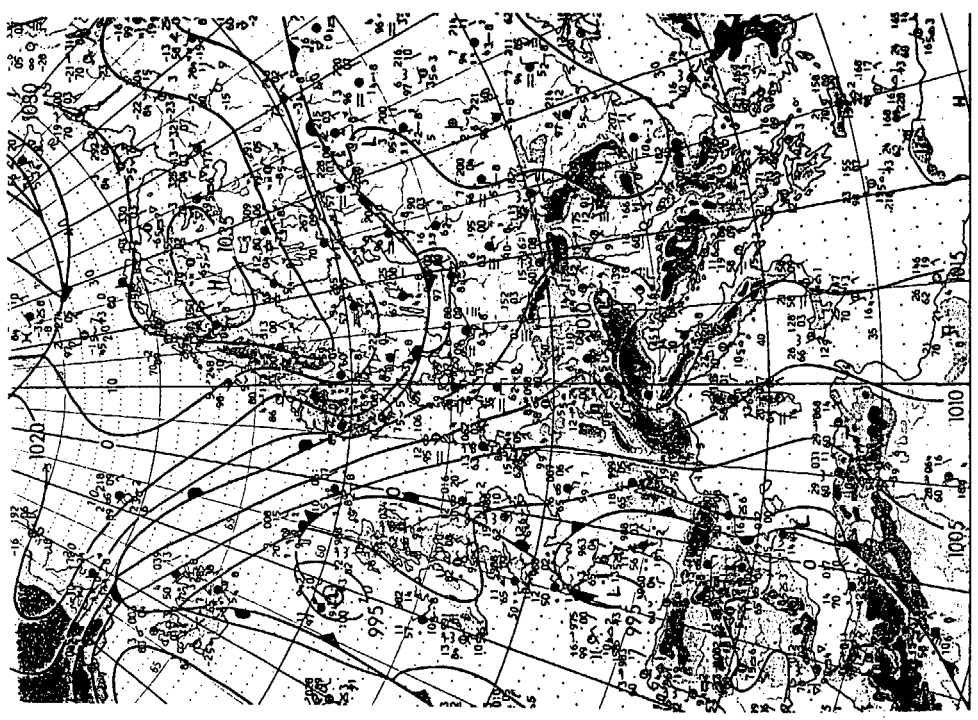
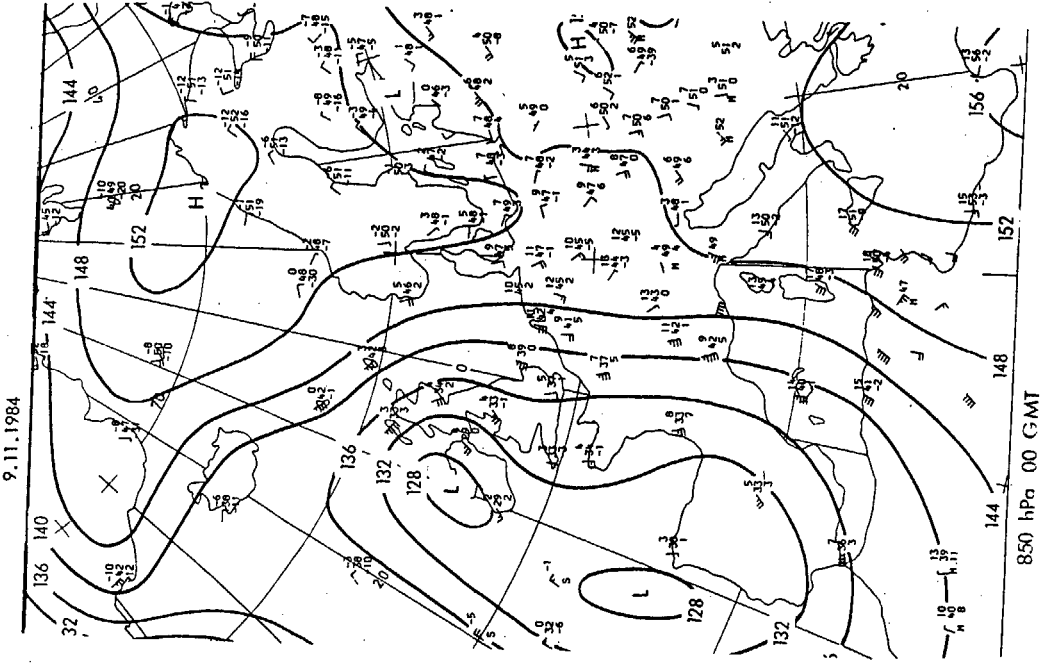
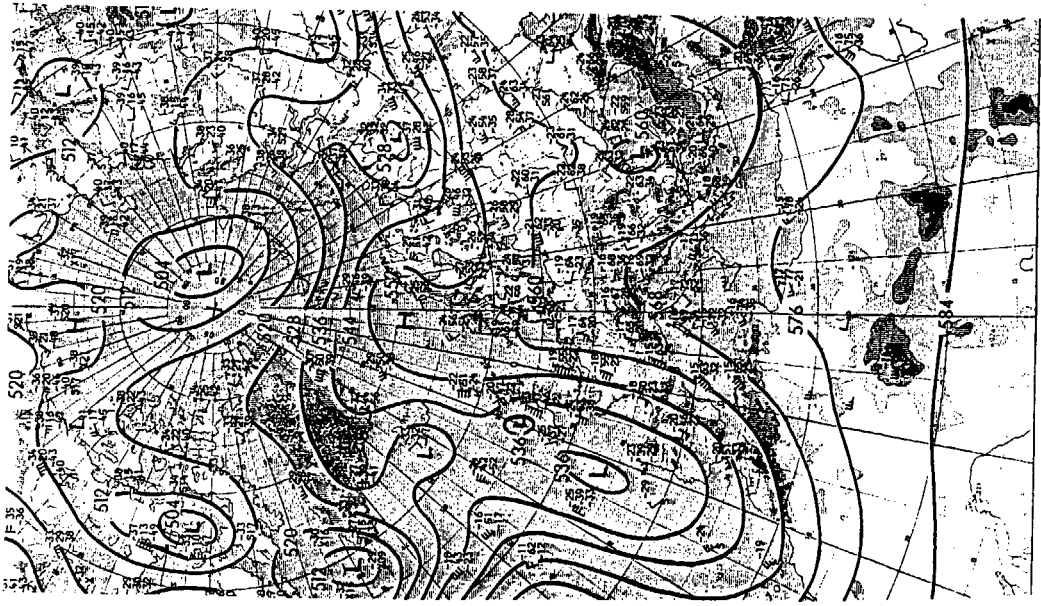


Fig. 4.3. Situasjonstart 09.11.84, kl. 00z og 12z.

Sola 09.11.84

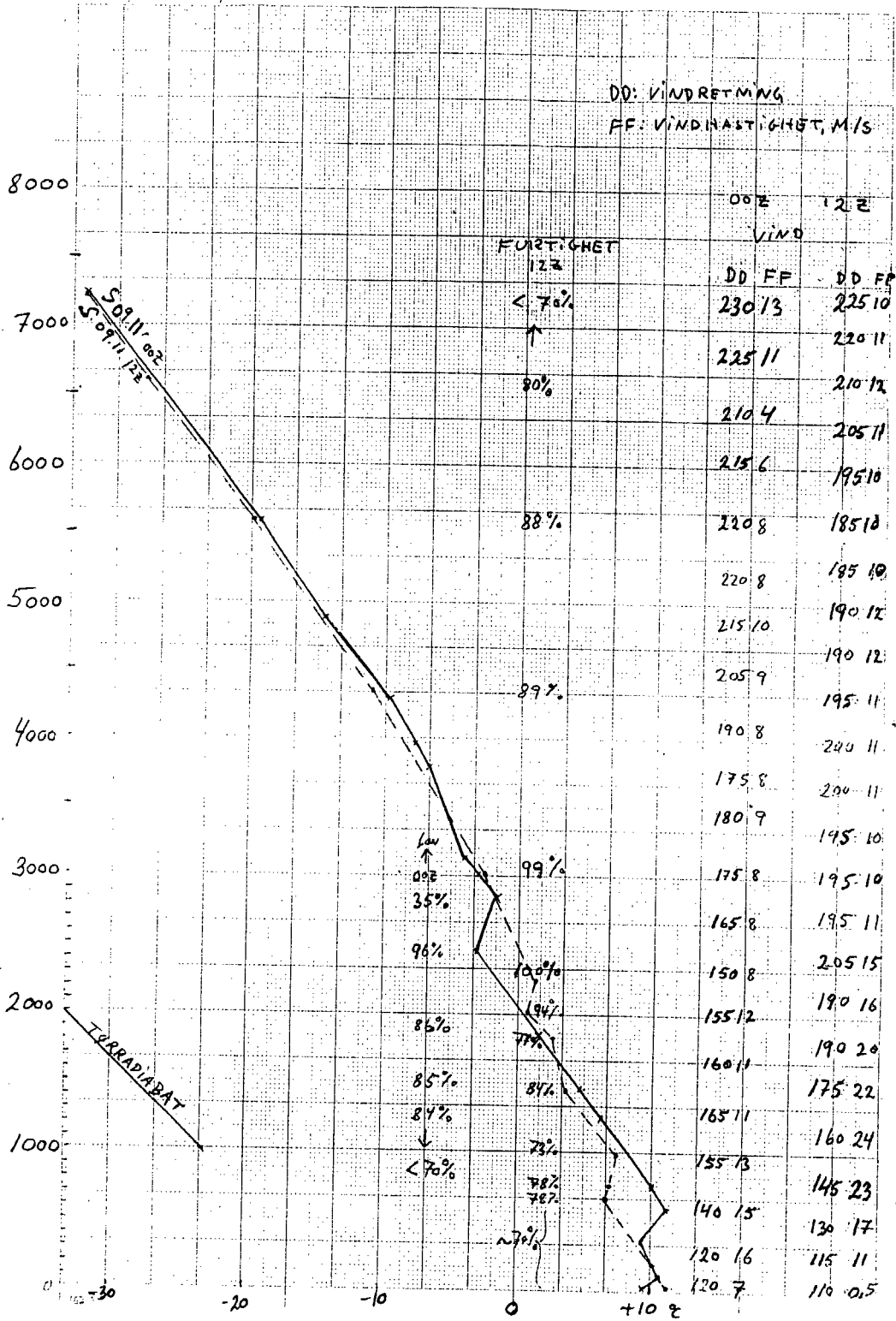


Fig. 4.4. Oppsetninger fra 09.11.84, kl. 00z og 12z.

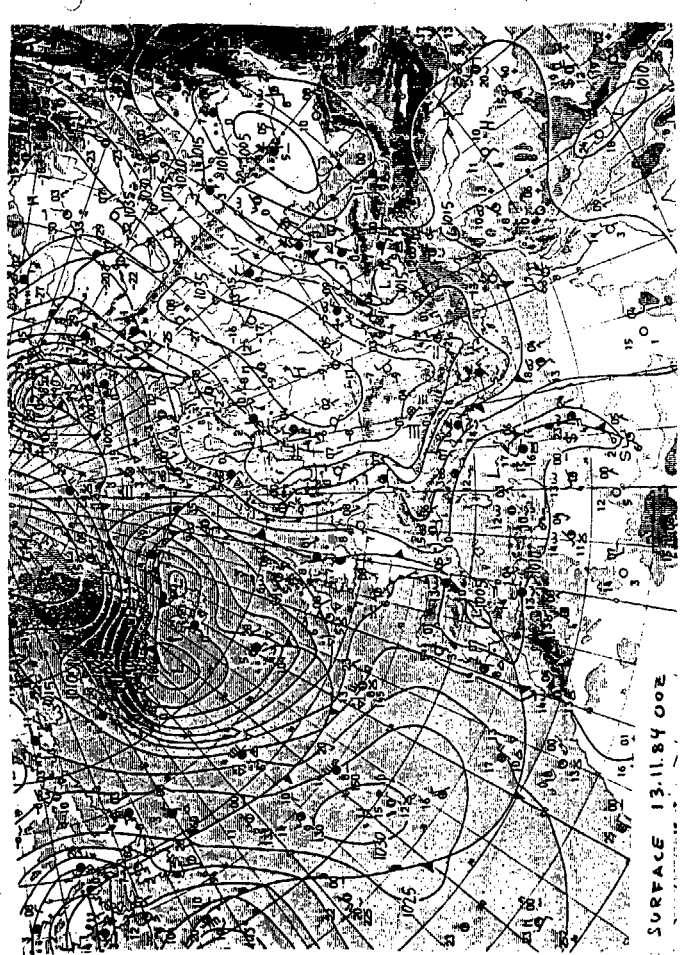
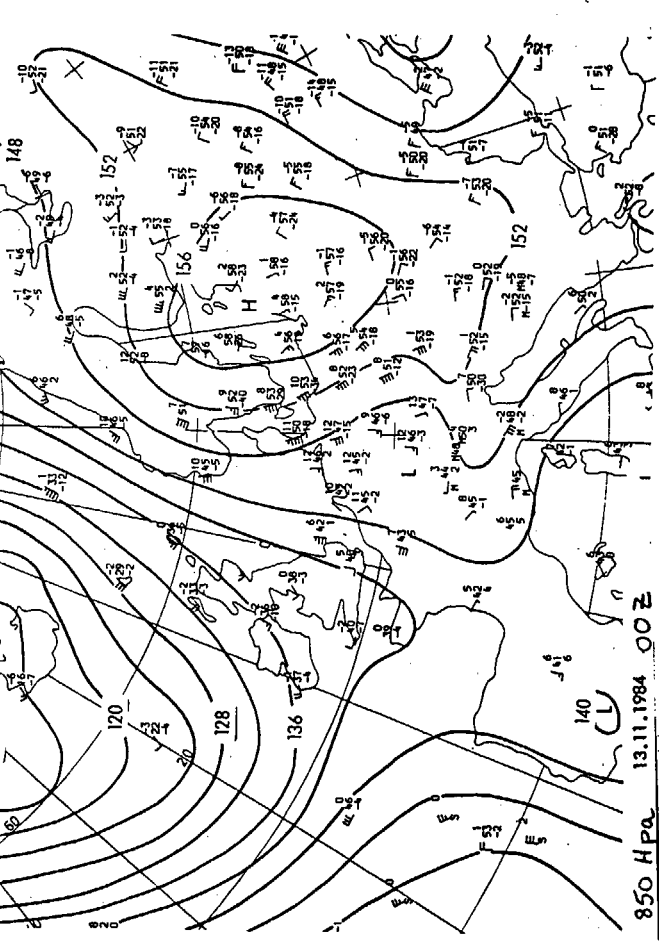
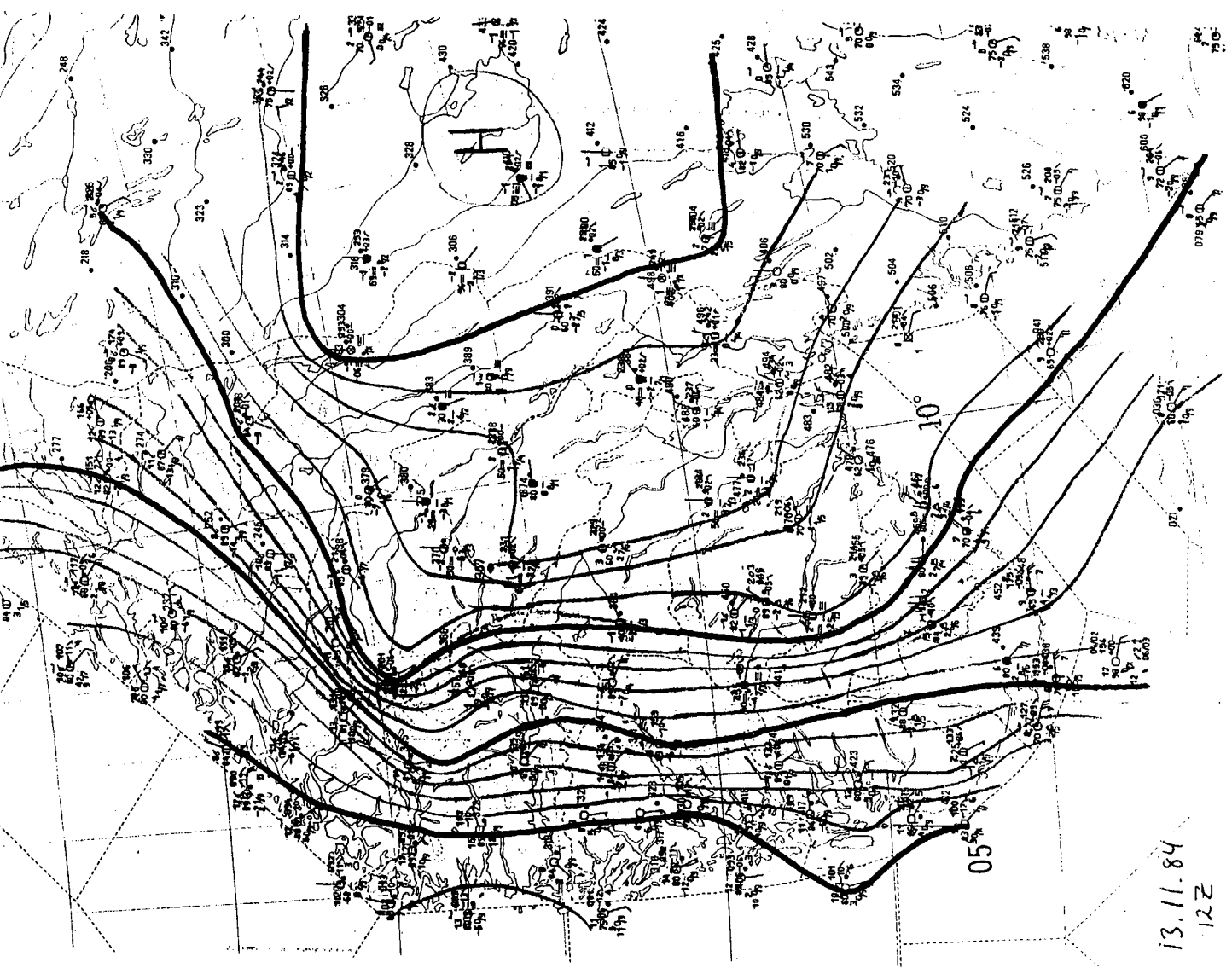


Fig. 4.5. Situasjonskart 13.11.84, Kl. 00Z og 12Z.



13.11.84

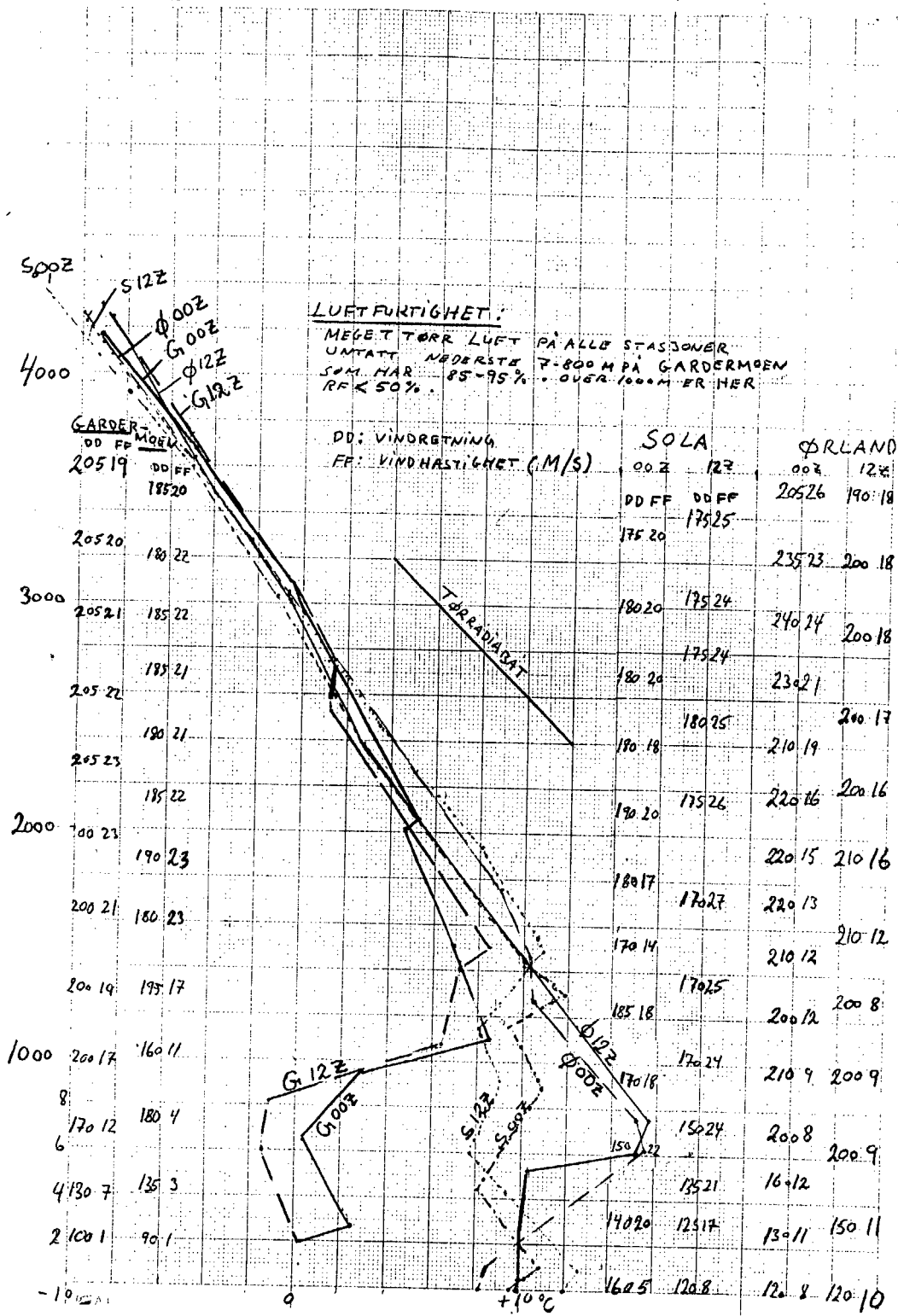


Fig. 4.6. Oppstigninger 13.11.84, kl. 00z og 12z.

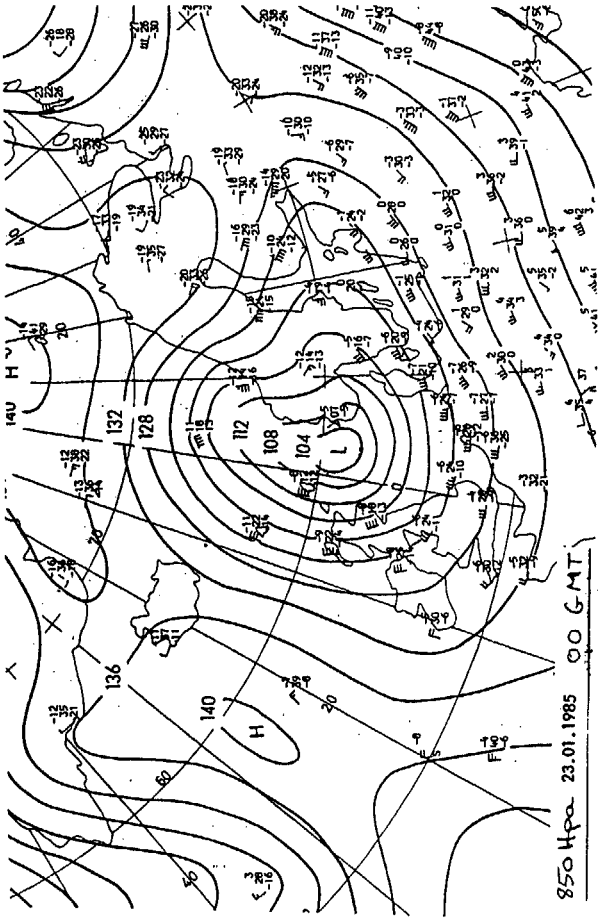
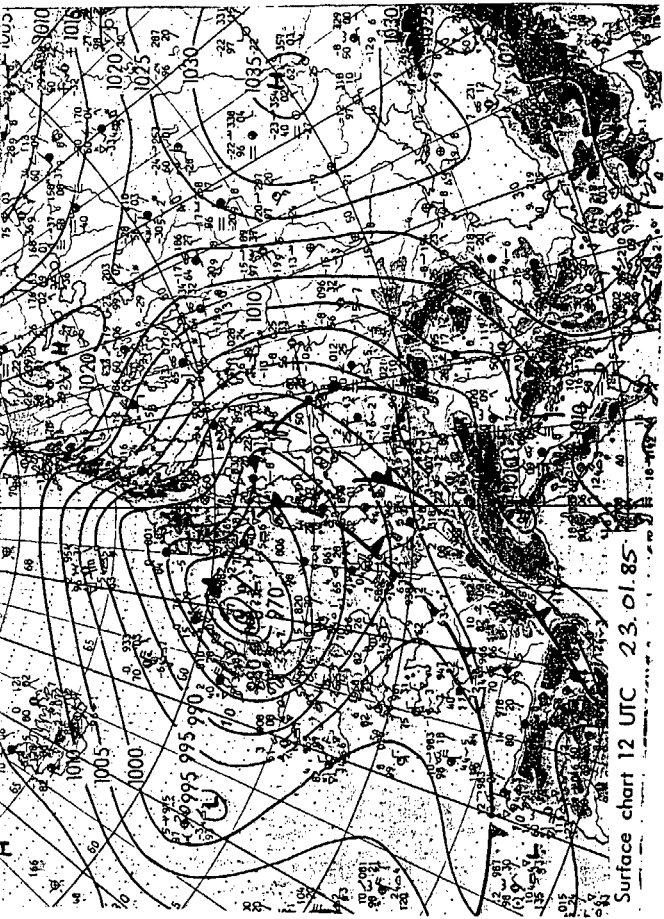
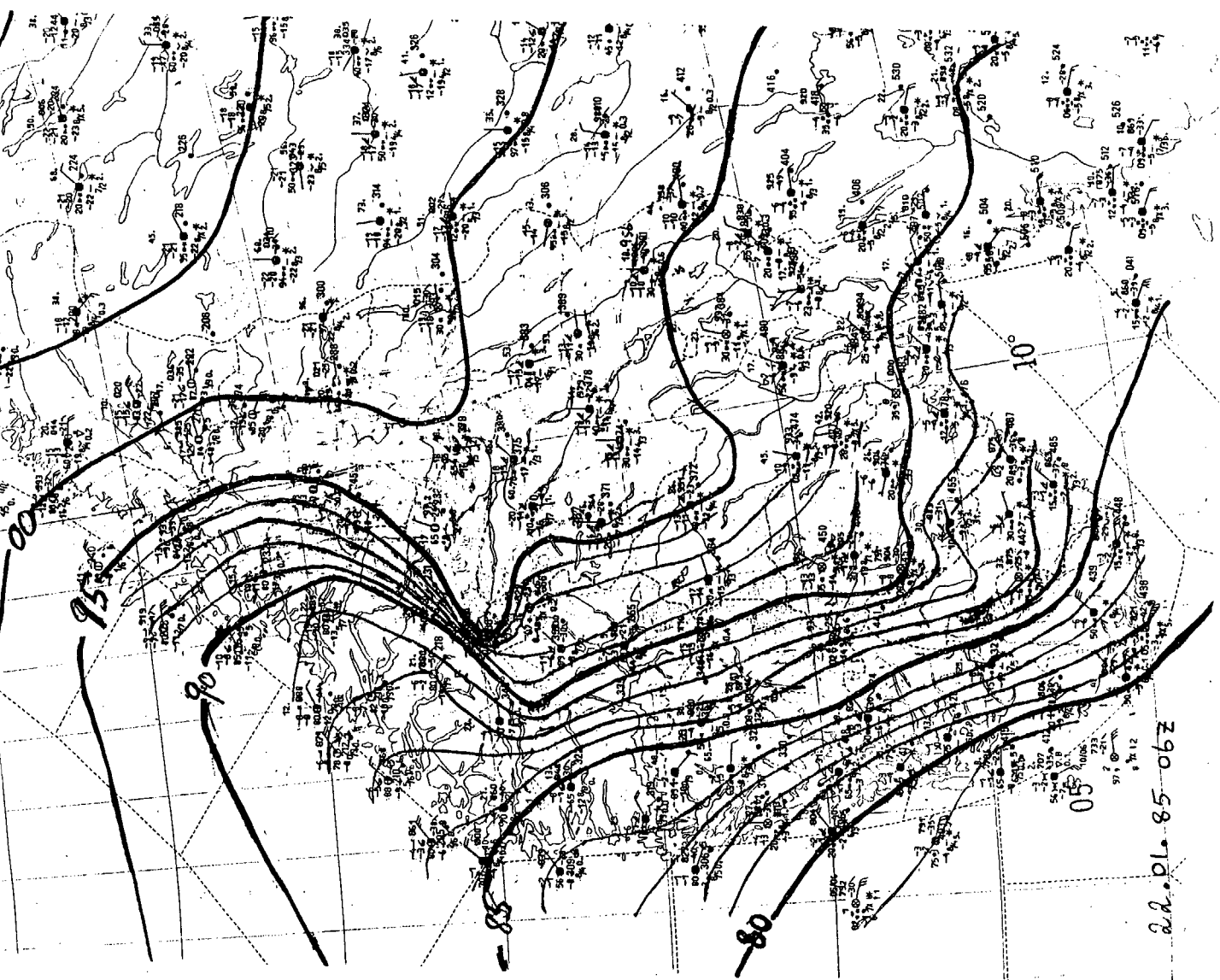


FIG. 4.7. Situationskarta 22.01.85, kl.00z eg 23.01, kl. 00z.



22.01.85 06z

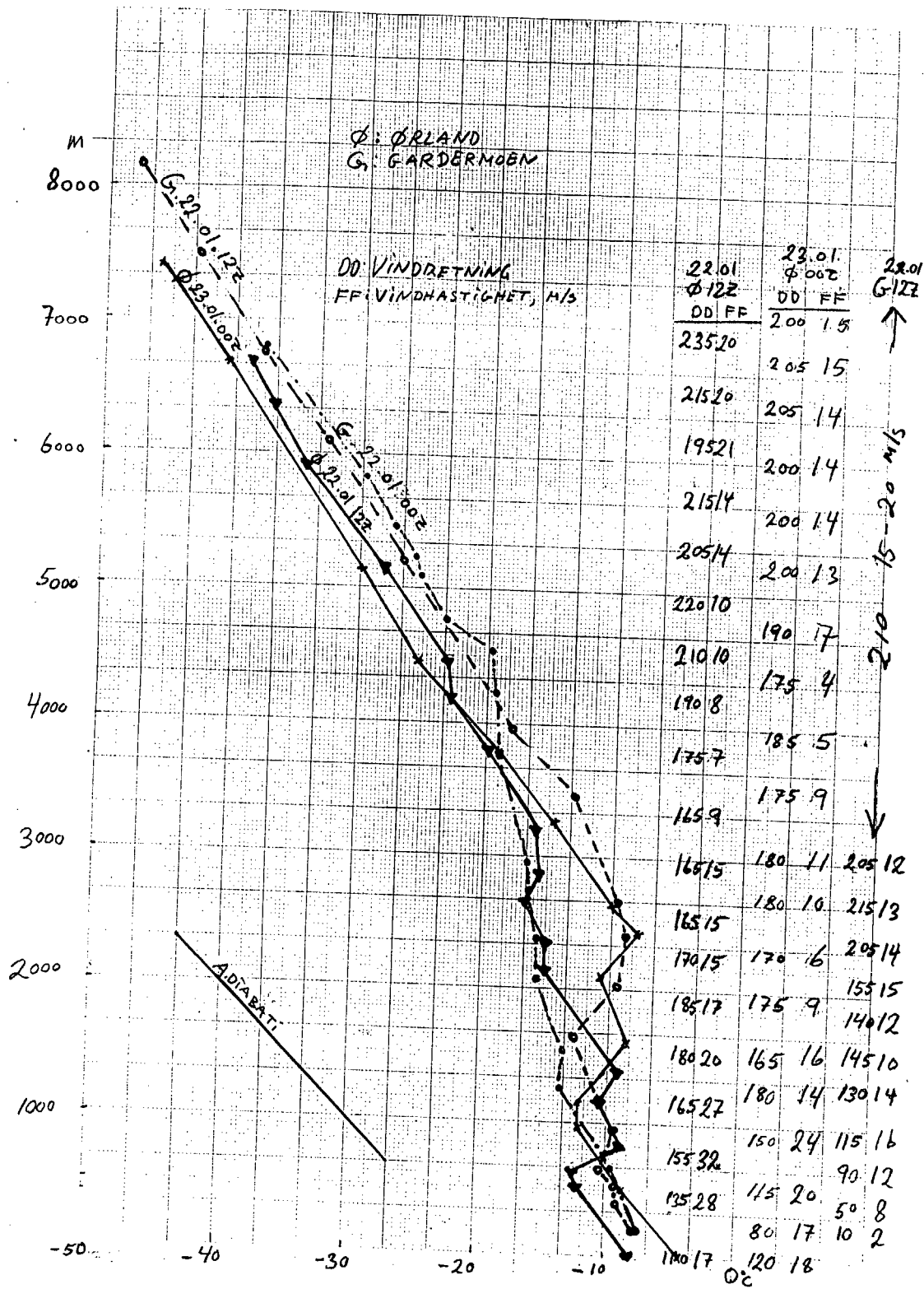


Fig. 4.8. Oppstigninger 22.01.85, kl.00z-12z og 23.01., kl.00z.

