



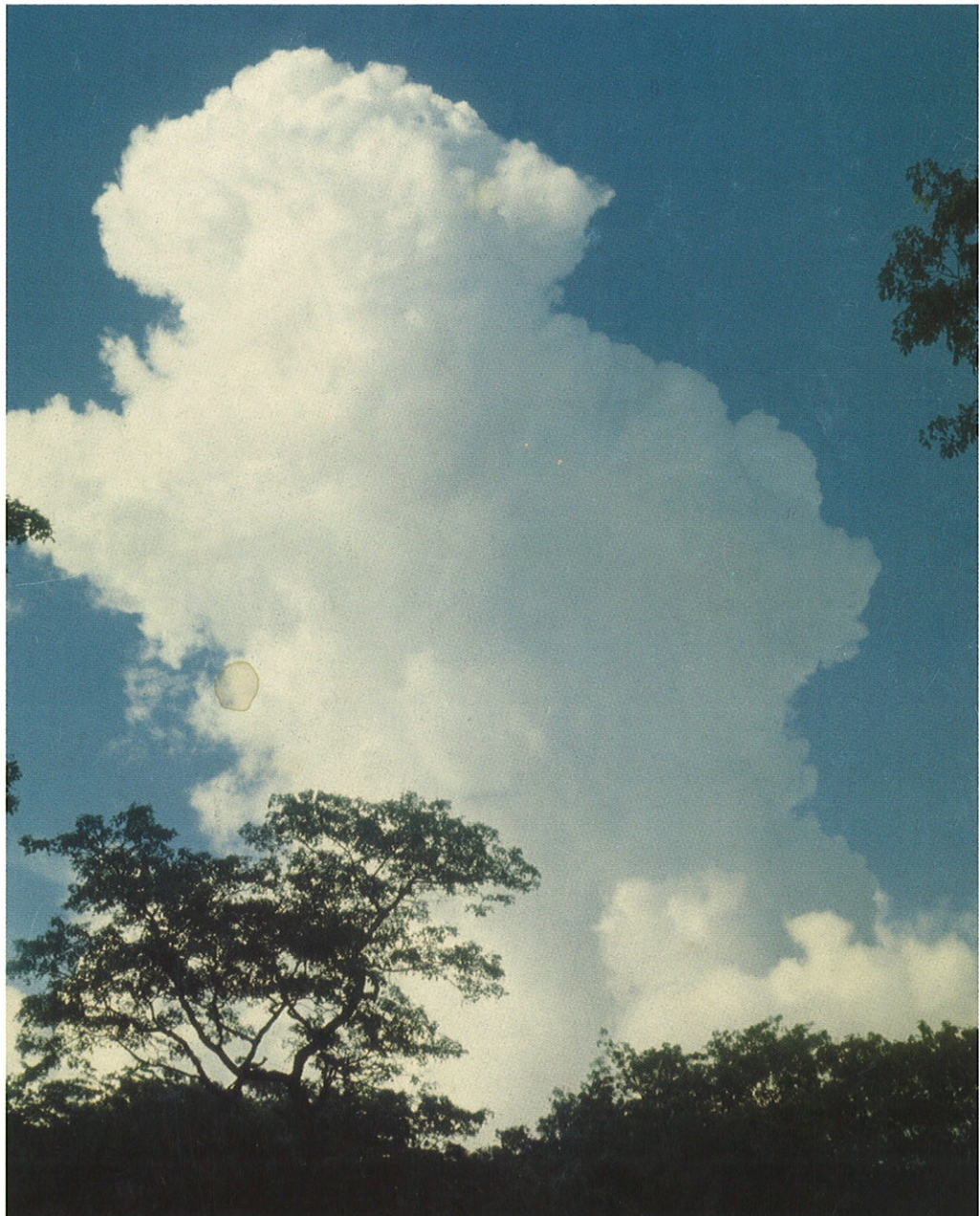
DNMI
Det norske meteorologiske institutt

Rapport nr. 23/98

KLIMA

Atmosfærens innvirkning på elektromagnetisk kommunikasjon generelt og i Svalbardområdet 29.08.1996.

Sofus Linge Lystad



DNMI-RAPPORT

DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT
POSTBOKS 43 BLINDERN, N-0313 OSLO
TELEFON: (+47) 22 96 30 00

ISBN 0805-9918

RAPPORT NR.

23/98 KLIMA

DATO

31.08.1998

TITTEL

**Atmosfærens innvirkning på elektromagnetisk
kommunikasjon generelt og i Svalbardområdet
29.08.1996**

UTARBEIDET AV

SOFUS LINGE LYSTAD

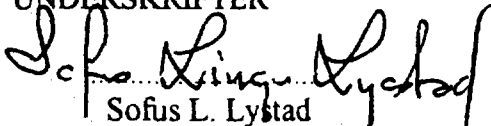
OPPDRAUGSGIVER

**DNMI - Klimaavdelingen
HSL - Havarikommisjonen for sivil luftfart**

SAMMENDRAG

Atmosfæretilstanden innvirker til en hver tid på utbredelsen av elektromagnetiske bølger gjennom sin brytningsindeks for denne type bølger. Denne er avhengig av atmosfæretrykk, temperatur og fuktighet. Rent teoretiske sammenhenger mellom elektromagnetisk kommunikasjon og atmosfæretilstand er diskutert. I sammenheng med radiosondeoppstigninger i Svalbardområdet den 29-8 1996 er de radioklimatiske forhold undersøkt med hensyn til brytningsindeksen og dennes mulige relasjon til feilnavigering og medfølgende flyulykke på Operafjellet ved Longyearbyen denne dato. Rapporten er ønsket av og produsert for "Havarikommisjonen for sivil luftfart".

UNDERSKRIFTER


Sofus L. Lystad
SAKSBEHANDLER


Bjørn Aune
FAGSJEF

Innholdsfortegnelse

	side
Sammendrag	3
1. Brytningsindeks, refraktivitet.	4
2. Effekten av refraktiviteten på radiobølger.	5
3. Ducting eller unormal bølgeutbredelse.	8
3.1 Klassifikasjon av ducttyper.	8
3.2 Meteorologiske forhold i forbindelse med ductsituasjoner.	11
4. Vurdering og resultater av tilgjengelig datamateriale, radiosonder.	13
4.1 Generell informasjon om datatilfang.	13
4.2 Vurdering av data.	14
5 Konklusjon.	26
Referanser	27
Appendiks 1: Eksempel på TEMP-kode	28
Appendiks 2: Eksempel på Høyoppløselige data	30
Appendiks 3: Geopotensial meter	33

Takk til Rebecca Rudsar, DNMI's EDB-avdeling, for tilretteleging av TEMP-data og til Ruth Arntzen, DNMI's Klima-avdeling, for å fremskaffe de høyoppløselige radiosondedata.

Sammendrag

Denne rapporten til Havarikommisjonen for sivil luftfart er delt i to adskilte deler. Del 1, (avsnittene 1 til 3), er en rent teoretisk del, basert på ulik teori og litteratur som definerer og forklarer ulike begreper innen elektromagnetisk kommunikasjon med hensyn til atmosfæriske forhold.

Del 2, (avsnitt 4 og 5), behandler så tilgjengelig atmosfærisk informasjon gitt via de meteorologiske radiosondeoppstigningene som rutinemessig er tatt i området omkring Svalbard den 29 august 1996. De rutinemessige radiosondeoppstigningene foretas kl. 00 og 12 UTC, eventuelt kl. 06 eller 18 UTC (en generell WMO-bestemmelse) slik at ingen av de tilgjengelige profiler gjennom atmosfæren ble tatt ved ulykkestidspunktet. De tanker som da er satt frem i del 2 vil så være rene spekulasjoner om atmosfæretilstanden som muligens *kan* ha vært årsak til en eventuell svikt i radiokommunikasjon mellom fly og bakke, eller vice versa. Likeså hvorvidt ILS-systemet ved Svalbard lufthavn kan ha fungert etter forutsetningene.

Denne rapporten tar imidlertid ikke stilling til de rene radiotekniske forhold, kun til de meteorologiske forhold som kan påvirke elektromagnetisk bølgeforplantning gjennom atmosfæren.

Man har imidlertid funnet ekstremt problematiske elektromagnetiske kommunikasjonsforhold ved de tidspunkter da radiosondene slippes, spesielt ved nattobservasjonen. Dette er en følge av varmt hav i august, med uttalte fordampningsducts som drives tilværs i morgentimene når solen får virke og varmer opp underlaget. Data fra stasjonene Jan-Mayen og Bjørnøya som observerer kl. 00 viser begge en ekstrem fordampningsduct som etter all sansynlighet skyldes varmt hav. Denne vil, ettersom energitilførselen mot underlaget øker med økende solhøyde, drives tilværs, og opptre som en "hevet bakke duct" utpå morgensiden.

En mulighet er også at etorstilet værssystem driver dette fordampningslaget inn i Adventsdalen (rapportert vindhastigheter på ca. 15 knop med retning omkring 240 grader, dvs. inn Adventsdalen), hvor topografien kan la dette laget følge terrenget og derved gi opphav til superrefraktive forhold, anormal refleksjon og unormal forsterkning av blant annet sidelobene av ILS-systemets "localizers". Vurderinger av "glide slope" er uaktuell siden denne ikke finnes på Svalbard lufthavn.

1. Brytningsindeks, refraktivitet.

I troposfæren skyldes brytningsindeksen for elektromagnetiske bølger den molekylære sammensetningen av luften, hovedsakelig nitrogen, oksygen, karbondioksid og vanndamp. Verdien av indeksen avviker fra 1 på grunn av:

1. Polariseringsevnen hos disse molekylene under påvirkning fra et elektromagnetisk felt.
2. Kvantemolekylær resonans.

Den siste effekten er konsentrert for ulike spektralbånd rundt f.eks 22 Ghz og 60 Ghz. Den første effekten er for frekvenser opp til millimeter bølger og er uavhengig av frekvens.

Atmosfærens brytningsindeks for elektromagnetiske bølger avviker i praksis meget lite fra 1.0, en typisk verdi ved jordoverflaten er 1.0003. Dette gjør det praktisk å innføre en modifisert brytningsindeks, refraktivitet, i N-enheter:

$$1.1 \quad N = (n - 1) \cdot 10^6$$

N er her selvfølgelig dimensjonsløs, men angies av praktiske årsaker i N-enheter. N avhenger av lufttrykket P (hPa), absolutt temperatur T (°K) og av partialtrykket av vanndamp e (hPa). Fra Debye-formelen, se [1], [2] eller [3], finner man:

$$1.2 \quad N = 77.6 \cdot (P/T) + 3.73 \cdot 10^5 \cdot (e/T^2)$$

Det første leddet, også kalt den "tørre refraktivitet", skyldes primært ikke-polare gasser som nitrogen og oksygen, mens det andre leddet (den "våte refraktivitet") skyldes de polare vanndampmolekylene. I bidraget til den totale refraktivitet N utgjør vanligvis den "tørre del" fra 60% til 80%.

I en atmosfære i ro uten noen varmekilder vil trykket avta eksponensielt med høyden. I ikke-mettet luft vil temperaturen avta lineært med ca. 1 °C pr 100 m (tørr-adiabatisk lapse rate). Variasjonen av vanndamptrykket er mer komplisert, dersom kondensasjon kan utelukkes, vil dette falle eksponensielt med høyden på samme måte som lufttrykket. Luft av en gitt temperatur kan bare holde en viss mengde fuktighet, luften er da mettet, og mengden av fuktighet angis for eksempel som "metningstrykk". Ved 0°C er metningstrykket 6.11 hPa (mbar) ved 25 °C er det 31.73 hPa. Stiger fuktigheten over denne grensen, felles fuktighet ut i dråpeform og danner f.eks. skyer. Siden metningstrykket synker med fallende temperatur, og temperaturen avtar med høyden, vil kondensasjon inntreffe i en eller annen høyde og derved redusere luftens fuktighetsinnhold. Vi kan derfor slutte at vanndamptrykket avtar raskere med høyden enn selve lufttrykket. Ved en kondensasjon frigjøres også latent varme (faseovergangs varme) som hever lufttemperaturen og derved kompliserer bildet enda mere.

Imidlertid vil totaleffekten av variasjonene i P, T og e medføre at refraktiviteten N avtar med høyden. Som en gangbar modell [4] for midlere forhold angies:

$$1.3 \quad N = N_s \exp(-z/H)$$

hvor N_s er refraktiviteten ved jordoverflaten, z høyden over jordoverflaten, og H er atmosfærens "skal høyde" eller den høyde hvor trykket har falt til $1/e$ -del av lufttrykket ved jordoverflaten. Denne inntreffer omkring en høyde på 7 til 8 km.

Dersom vi differensierer ligning 1.2 med bruken av eksponensiell høydeavhengighet for trykk og fuktighet og en lineær høydeavhengighet for temperaturen, finnes:

$$1.4 \quad \delta N = -40 \delta z$$

Det vil si at N avtar jevnt med 40 N-enheter pr. km i en godt blandet atmosfære (midlere forhold). Differensierer vi ligning 1.2 mhp. P, T og e (høyde er fast), finner vi:

$$1.5 \quad \delta N = 0.26 \delta P + 4.3 \delta e - 1.4 \delta T$$

Dette viser at pr. enhetsendring i P, e eller T er det e som gir det største bidraget til en endring i N , deretter temperatur og til sist lufttrykk. Mellom ulike luftmasser eller skikt i luften kan det godt være forskjeller på et par grader og noen få hPa i vanndamptrykk, noe som kan lede til endringer på flere titalls N-enheter over skiktgrensene, dette kan da gi opphav til et "duct"-lag.

2. Effekten av refraktiviteten på radiobølger.

Hvis refraktiviteten i atmosfæren var konstant, ville de elektromagnetiske bølgene forplante seg langs rette linjer eller som en "ray" eller "stråle". En stråle vil til ethvert tidspunkt stå loddrett på bølgefronten, dvs. være den retning bølgen vil bevege seg. Denne beskrivelsesmåten kalles ofte for "ray optics".

Vanligvis betraktes atmosfæren som horisontalt homogen og ifølge hva som er indikert over, stratifisert med høyden. Endringen av refraktiviteten med høyden er da det som bestemmer strålegangen (bølgeforplantningen) i vertikalplanet. Avbøyningen av strålen mellom to lag bestemmes av Snell's brytningslov:

$$2.1 \quad n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2$$

der n_1 og n_2 er brytningsindeksene i lag 1 og lag 2, og θ_1 og θ_2 er vinklene som strålene har med normalene i de samme lag. Siden N og derved n avtar med høyden, vil strålene bøyes nedover mot jordoverflaten. En umiddelbar konsekvens av dette er at "radiohorisonten" ligger lenger vekk enn den synlige horisonten.

Det kan vises [3] at kurveradius r for en stråle er godt tilnærmet ved relasjonen:

$$2.2 \quad r = -dn/dz$$

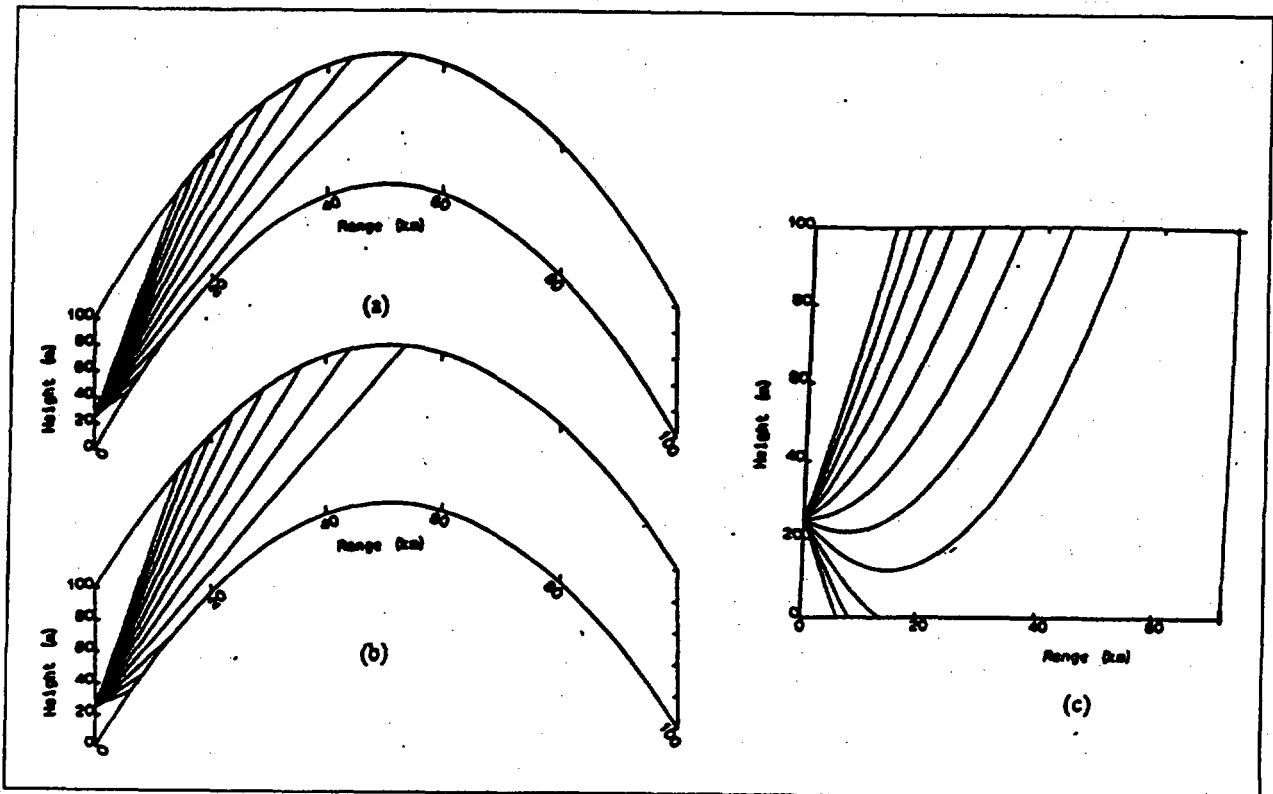
ved lave elevasjonsvinkler. Kurvaturen av jorden er $1/R$ hvor R er ekvatorial jordradius gitt som 6378 km [5]. Kurvaturen av en stråle relativt til kurvaturen av jorden er da $(1/R)-r$. Siden man i "radiobølgeutbredelses-sammenheng" oftest er interessert i denne, er det nyttig å definere en "effektiv jordradius" R_e , definert som:

$$2.3 \quad R_e = k \cdot R$$

hvor k i radiosammenheng er nevnt som "k-faktoren". Vi har da følgende relasjon:

$$2.4 \quad r - (1/R) = K - (1/R_e)$$

hvor K er den "effektive strålekurvatur" assosiert til den effektive jordradius. Vi har allerede vist at $r = 40 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1}$ i en midlere atmosfære på midlere breddegrader, (ligning 1.4), mens $1/R = 157 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1}$ (merk at kurvaturen for jorden medfører en nedoverbøyning av strålen). Rettlinjet utbredelse ($K=0$) relativt til effektiv jordradius kan finnes ved å sette $1/R_e = 117 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1}$ korresponderende med $k=4/3$. Dette er en demonstrasjon av den "velkjente" 4/3-jordradius som er ansett som meget nyttig innen radioteknikk: en stråle som er rettlinjet over et underlag basert på 4/3-effektiv jordradius, er ekvivalent med en stråle som beveger seg i en atmosfære med en midlere lapserate på -40 N/km . Figur 2.1 tatt fra [6] og viser strålegangen ved ulike k -faktorer



Figur 2.1 Strålegangen ved ulike k -faktorer: a: $k=1$, b: $k=4/3$, c: $k=\infty$ (flat jord)

Stråler brer seg ut fra en "transmitter" i 25m høyde i en "standard atmosfære" (-40 N/km); merk at strålene peker noe nedover for $k=1$ ($K=-40 \cdot 10^{-6} \text{ km}^{-1}$), men er rette for $k=4/3$ ($K=0 \text{ km}^{-1}$).

Et annet utgangspunkt, som er meget nyttig i studiet av ducts, er å erstatte den krumme jord med en flat jord ($k=\infty$) og modifisere kurvaturen for strålen slik at den relative kurvatur mellom jord og stråle er bevart. Dette kan gjøres ved å introdusere et fiktivt medium eller ved å erstatte N ved en modifisert refraktiv indeks M definert som:

$$2.5 \quad M = N + 10^6 \cdot z/R = N + 157 \cdot z$$

hvor z er i km, hvilket vil si

$$2.6 \quad dM/dz = dN/dz + 157$$

For en refraktivitet gitt i M-enheter bemerk at strålene har en bøyning oppover relativt til en flat jord (figur 2.1).

Vi kan nå innføre begrepene "sub-refraction", "standard-refraction" og "super-refraction", disse er vist i figur 2.2. Hvis lapserate av N er mindre enn 40 N/km, vil strålene bøyes nedover og betegnes som "sub-refraksjon". Er gradienten i N større enn 40 N/km, vil strålene bøyes oppover og betegnes som "super-refraksjon"

Vi kan sette opp følgende definisjoner:

Subrefraktiv	: $0 < k < 1$	$-1/10^{-6} \cdot R < dN/dz < 0$
Normal bøyning	: $1 \leq k \leq 4/3$	$0 < dN/dz < 1/10^{-6} \cdot R$
Superrefraktiv	: $k > 4/3$	$dN/dz > 1/10^{-6} \cdot R$

Når gradienten i N overskrider 157 N/km dvs. $dN/dz < -157$ eller i M-enheter $dM/dz < 0$, vil strålene brytes ned mot jordoverflaten med en kurvatur som er større enn jordens kurvatur. Dette fenomenet er det som betegnes som "ducting", og kan bevirke at bølgefremplantning kan foregå ekstremt langt bak horisonten. I figur 2.2 er skjematisk vist bølgeutbredelsesforhold i både N og M -enheter.

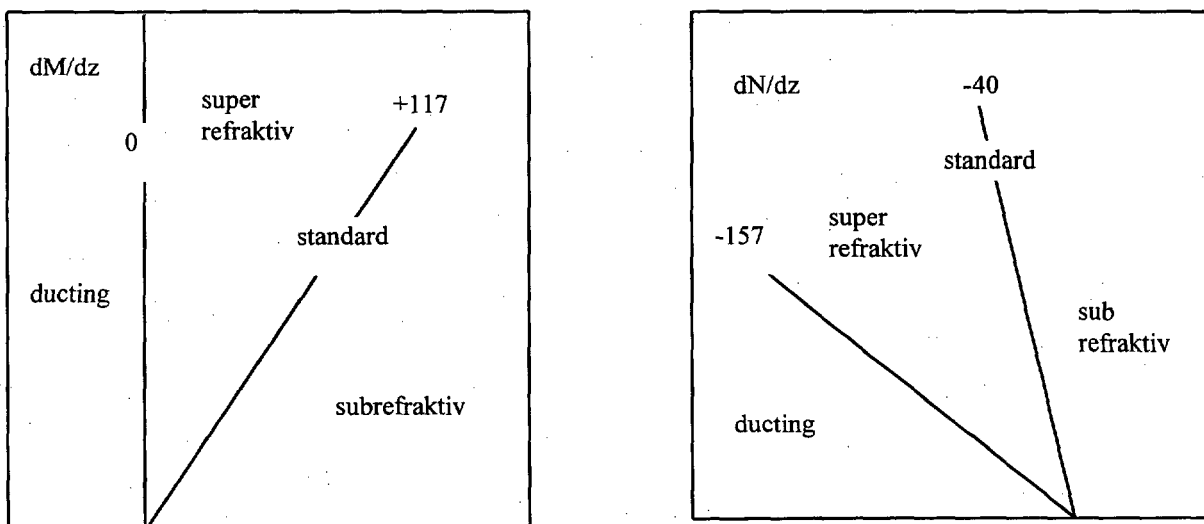


Fig 2.2 Skjematiske brytningsforhold i N og M -enheter, gradienter i N/km og M/km.

3. Ducting eller unormal bølgeutbredelse.

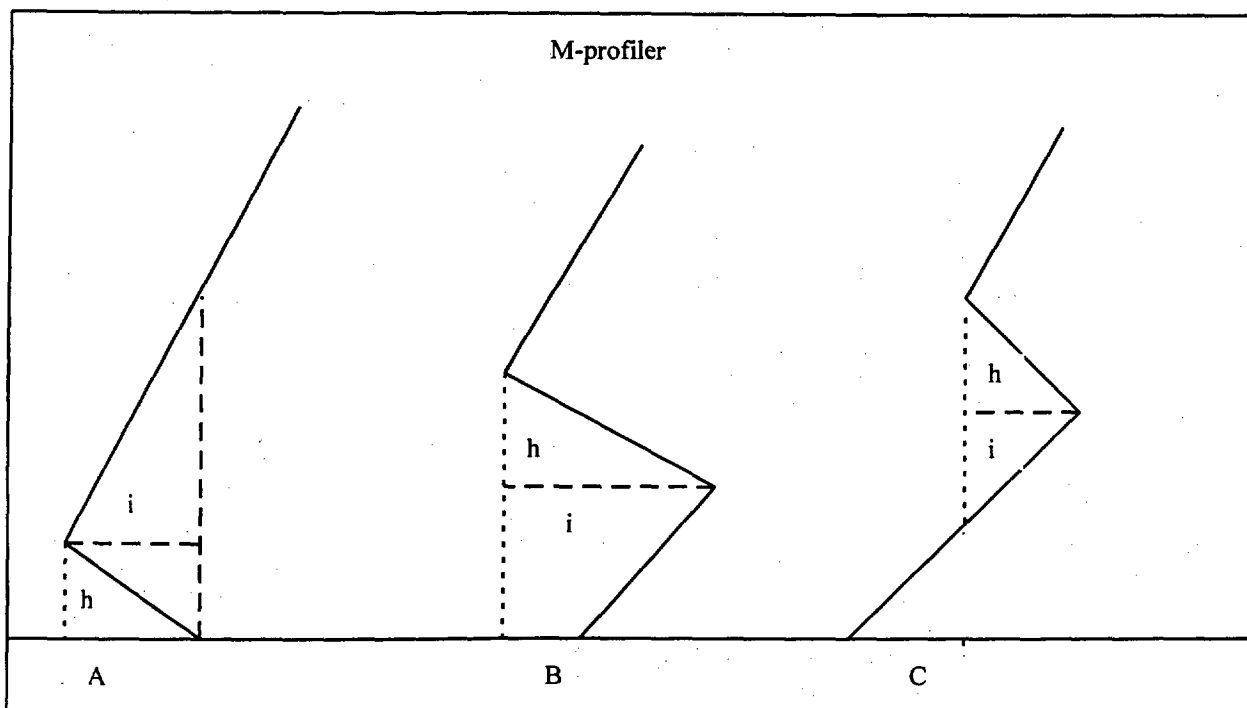
3.1 Klassifikasjon av ducttyper.

Vi identifiserer en ductsituasjon når $dN/dz < -157$ N-enheter pr km eller når $dM/dz < 0$ M-enheter pr. km. Selve profilet av refraktiviteten, dvs, $N=N(z)$ eller $M=M(z)$ vil så gi opphav til en oppdeling i ducttyper som hver har ulik effekt på bølgeutbredelsen. I tabell 3.1 er gitt definisjonene på såkalte "bakke-ducts" (surface based duct), "hevet bakke-duct" (elevated surface duct) og "høyde-duct" (elevated duct). Det er ikke noen innarbeidet norsk språkbruk for disse fenomener (duct er i seg selv et rent engelsk ord) så den engelske betegnelsen er gitt i parentes. Noen typer bakke-duct er også ofte betegnet som "fordampnings-duct" (evaporation duct), noe som utdypes nedenfor.

Bakke-duct (surface duct)	$(dM/dz)_{z=0} < 0$	
Hevet bakke-duct (elevated surface duct)	$(dM/dz)_{z=0} > 0$	$M(z)_{z>0} < M(z)_{z=0}$
Høyde-duct (elevated duct)	$(dM/dz)_{z>0} < 0$	$M(z)_{z>0} > M(z)_{z=0}$

Tabell 3.1 Definisjoner av ducttyper.

De samme typene er skjematisk vist i figur 3.1 som profiler i M-enheter. På figuren er også indikert begrepene "duct-høyde" eller "duct-tykkelse" (h) og "duct-intensitet" (i). Figuren er rent skjematisk, og flere ducttyper kan i realiteten opptre innen et og samme M-profil.



Figur 3.1 De tre ulike duct-typer, h er ducthøyde og i er ductintensitet. NB. M-enheter.
 A: "surface duct" eller overflatebasert duct, bakke-duct.
 B: "elevated surface duct" eller løftet bakke-duct.
 C: "elevated duct" eller høyde-duct.

En ductsituasjon vil ofte sammenlignes med en såkalt perfekt "wave guide" eller om man vil, med en optisk fiber hvor totalrefleksjon av alle stråler eller all energi er tilstede. Dette er imidlertid ikke tilfelle siden en atmosfærisk duct alltid vil ha en viss "lekkasje", dvs. noe energi eller noen stråler på visse frekvenser vil passere ducten og gå inn i de nærliggende atmosfærelag. Dette skyldes at refraktiviteten i atmosfæren har en kontinuerlig variasjon, snarere enn en singulær (abrupt) gang, noe som skyldes atmosfærens generelle blandingsevne eller evne til å tilstrebe en "likevekt". Innfallsvinkelen for strålen vil også spille en rolle.

Via bruk av "ray optics" eller geometrisk optikk kan man etablere følgende "tommelfingerregel" for den største "strålevinkel" i grader, θ_{\max} som fanges opp av en etablert duct [6]:

$$3.1 \quad \theta_{\max} = 0,081 \cdot |\Delta N|^{1/2}$$

Her er $|\Delta N|$ lik absoluttverdien av endringen av refraktiviteten gjennom ducten. I normale tilfelle vil ΔN skjelden overstige 50 N-enheter, slik at θ_{\max} da begrenses til 0.5-1 grad. For mere ekstreme bakkeducter, hvor ΔN kan være 400 til 500 N-enheter kan θ_{\max} øke til et par grader.

Ducthøyden eller ducttykkelsen vil også virke inn på hvilke frekvenser som fanges inn av ducten. Relasjonen som gir den største bølgelengden (λ_{\max}) som fanges opp i en duct er gitt via geometrisk optikk som følgende uttrykk:

$$3.2 \quad \lambda_{\max} = (128/9)^{1/2} \int_0^h (N(z) - N(h))^{1/2} dz$$

h er her høyden eller z -verdien der N -profilen har sitt minimum (senter i ducten). Antas så at N er en lineær funksjon av høyden med en midlere gradient dN/dz av størrelsesorden $1.0 \cdot 10^{-3}$ pr. m finnes [7], [8]:

$$3.3 \quad \lambda_{\max} = 0.014 h^{3/2}$$

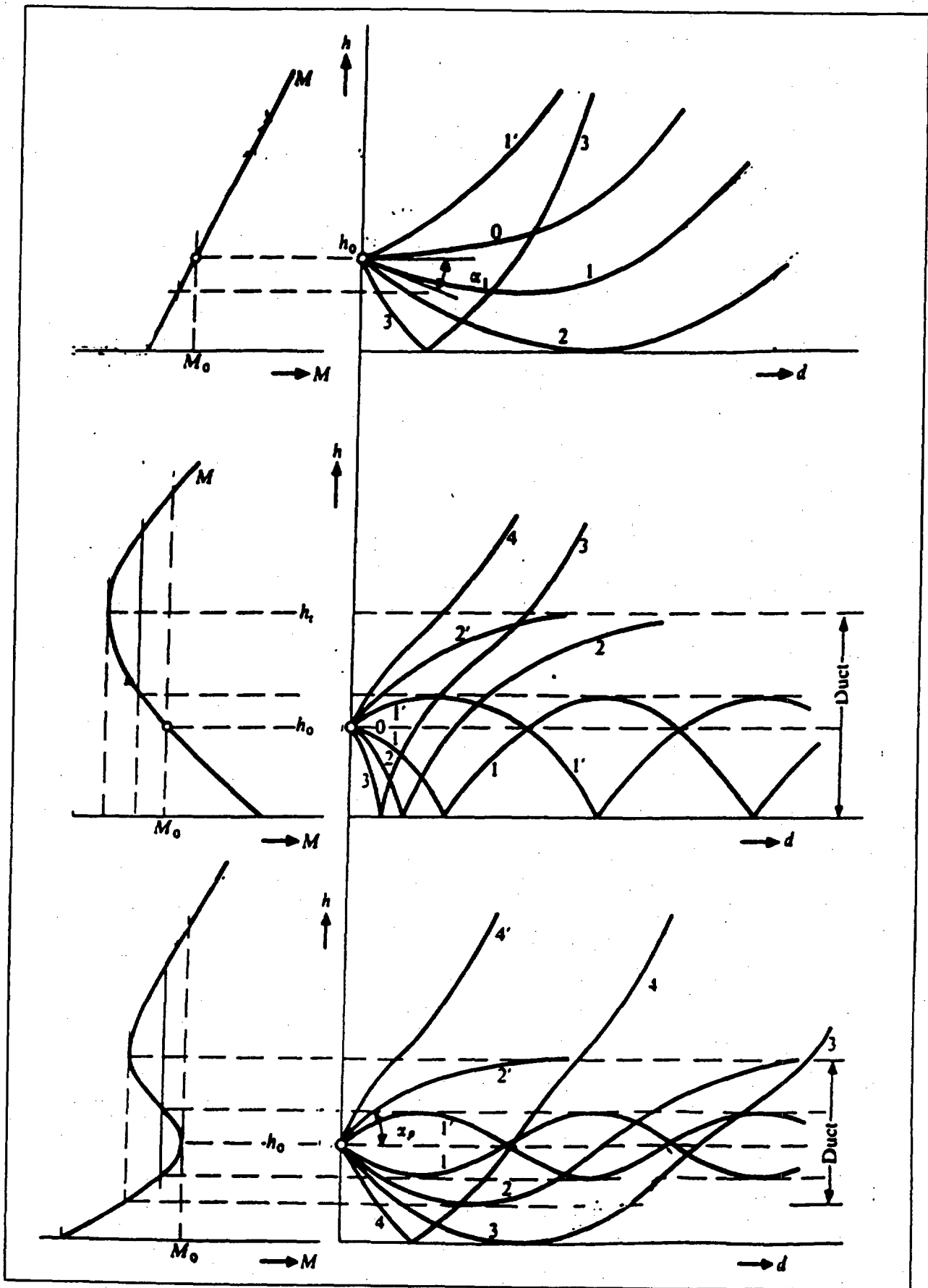
hvor λ_{\max} er i cm og h i foot. Om man foretar en omregning til metriske enheter vil følgende tabell [8] gi en ide om størrelsesorden:

Ducttykkelse (m)	Maksimum innfanget bølgelengde (m)
7	0.01
23	0.1
130	1.0
700	10.0

Tabell 3.2 Forhold mellom innfanget bølgelengde og ducttykkelse

Det må presiseres at tabellen er tilnærmet siden den avhenger av valget på gradienten for N -profilen.

I figur 3.2 er vist en skjematisk strålegang ved tre ulike M -profiler, et normal-profil, et profil som inneholder en bakke-duct og et profil med en høyde-duct.



Figur 3.2 Skjematiserte strålebaner for tre ulike M-profiler, et normalt, et med bakke duct og et med en høydeduct. Sender ligger i høydenivå h_0

Hvis endringen av refraktiviteten mellom to luftmasser er meget brå og stor, kan man også betrakte den felles grenseflaten som en reflekterende flate. Et lag med en tykkelse t kan sies å være en diskontinuitet hvis:

$$3.4 \quad t < 14 \lambda / \theta$$

Her er tykkelsen t og bølgelengden λ i samme enheter og θ er innfallsvinkel i grader.

Fra ligning 3.4 sees at distinksjonen mellom bøyning (refraksjon) og refleksjon er frekvens-avhengig og det blir et valg i metodikk for å beregne det elektromagnetiske feltet. Her vil refleksjonsmodeller være mest hensiktsmessige for VHF-frekvenser, mens duct/avbøyningsmodeller vil være et bedre utgangspunkt for UHF og høyere frekvenser [6].

3.2 Meteorologiske forhold i forbindelse med ductsituasjoner.

Generelt vil sjiktninger i atmosfæren være en nødvendig, men ikke tilstrekkelig betingelse for at en duct skal oppstå. Blanding av ulike luftmasser er et eksempel, et annet vil være lokale instabiliteter forårsaket av spesielle energetiske fenomen som endrer temperatur- eller fuktighetsforholdene på lokal- eller mikroskala.

Et meteorologisk fenomen som så absolutt er knyttet til ductsituasjoner, er "inversjoner". Dette er en spesiell stratifikasjon av atmosfæren. Istedenfor at temperaturen avtar med høyden, så skjer det motsatte, noe som igjen kan føre til store gradienter i både temperatur og fuktighet og dermed store refraksjonsgradienter.

Av de vanligste typene av inversjoner har vi:

- | | |
|-------------------------|--|
| Adveksjonsinversjonen : | Denne opptrer når et "varmt" luftlag beveger seg horisontalt inn over et kjøligere lag, eller når en varm luftstrøm beveger seg over en kald sjøoverflate. Dette gir en temperaturinversjon med en sterk negativ gradient i fuktigheten. |
| Subsidensinversjonen: | En inversjon som opptrer i høytrykksituasjoner, og som skyldes adiabatisk oppvarming av en stigende luftmasse. Som en følge av dette får vi en akumulering av kaldere luft ved bakken. Dette medfører gjerne et stort sprang i fuktighetsprofilen. |
| Strålingsinversjonen: | Jordoverflaten, som er varmet opp av solen i løpet av dagen, vil på natten «stråle» denne varmeenergien ut i atmosfæren. Dette resulterer i at temperaturen i overflatelaget synker, og vi får et temperaturprofil hvor temperaturen stiger med høyden. En slik inversjon kan også skapes i toppen på et skytag. |
| Turbulensinversjonen: | Opptrer ved blanding av ulike luftmasser som en følge av økende vind innen et område med liten eller ingen vind. |

Fordampningsduct.

Noen typiske bakke duct er ofte også kalt "fordampningsducts". Dette er et smalt, 10-30 meter tykt lag, oftest over hav eller i kystnære områder hvor fuktigheten er høy som en følge av god tilgjengelighet på vann. Normalt vil tykkelsen avhenge av sted på jorden, til vanlig regnes 5-10 m i Nordsjøområdene, 10 til 15 m i Middelhavet til 20-30 m i Gulfoområdene. Dette er imidlertid betinget av den momentane fordelingen av energi i det betraktede området. Har vi et etter forholdene varmt hav, har dette en nesten "uendelig fordampningskapasitet", dvs. ingen begrensning på energien som skal til for å fordampe vann. Mengden av fordampet vann er da i prinsippet kun avhengig av den ovenforliggende luftens evne til å holde på denne fuktigheten. Som nevnt tidligere, er denne evnen uttrykt gjennom metningstrykket av vanddamp, fallende med synkende temperatur. Imidlertid vil et varmt hav også varme luften over og på denne måten kunne sette igang konvektive "varme bobler av luft" som stiger tilværs og fører med seg fuktighet.

I studier av refraktiviteten under nordiske forhold har man eksempelvis resultater fra Bodø som belyser en spesiell situasjon [3]. Her er Saltenfjorden årsak til en bakke duct eller fordampningsduct som en følge av stadig tilførsel av fuktighet, over dette lag (ca. 20-30 m høyt) har man et utstrømningslag av tørr, kjølig luft opp til 200-300 meters høyde. Over dette igjen finnes "vestaværet", en fuktig maritim luftmasse som beveger seg fra vest mot øst. Her opptrer også vindskjær mellom lagene. Bodøområdet har derfor blant alle radiosonde-stasjonene en klar overhyppighet av bakke ducter som vanligvis er fordampningsducter.

Subsidsenduct.

Denne opptrer gjerne i forbindelse med storskala atmosfærisk subsidens i en høytrykks-situasjon. Kjølige luftmasser som følger høytrykket, blir varmet opp via adiabatisk sammenpresning når de presses ned mot lavere nivåer. En sterk temperaturinversjon dannes mellom denne luften og den mer velblandete luften nær bakken. En stor differanse i fuktighetsinnhold vil også følge med temperaturinversjonen. Begge disse mekanismer vil danne en høydeduct med senter ca 1 til 2 km over underlaget i den tidligere fasen av subsidensen. Med en velutviklet subsidens minker ducthøyden betraktelig. Det er også rapporter som tyder på en uttalt døgnlig gang i inversjons- eller ducthøyden [6], [7]. Lokale vertikalbevegelser i atmosfæren kan også gi opphav til lokal subsidens. Dette gir meget tynne sjikt med uvanlig store gradienter, som ofte har kort levetid og begrenset utstrekning, men som likevel kan gi opphav til store problemer innen elektromagnetisk kommunikasjon. Det kan nok være riktigere å henføre denne typen subsidens duct til turbulens ducter selvom mekanismen er subsidens.

Adveksjonsduct.

Adveksjons ducter er av stor viktighet i kystnære-områder. Adveksjon er et stor- eller meso-skala bevegelsesmønster i atmosfæren. Når ulike luftmasser møtes, eller når «land-luft» strømmer utover et varmere eller kaldere hav vil det kunne oppstå betydelige gradienter i temperatur og fuktighet, noe som igjen gir store gradienter i refraksjonen. Veldefinerte front-systemer er et godt eksempel på dette, et annet eksempel er luftmassenes interaksjon med luft som er nær underlaget. Slike adveksjons ducter er som oftest bakkebasert med en ducthøyde på noen hundre meter. Strukturen i en adveksjons duct vil være jevnere og mer regulær enn den tilsvarende i en subsidens duct.

4. Vurdering og resultater av tilgjengelig datamateriale, radiosonder.

4.1 Generell informasjon om datatilfang.

Data som eksisterer i området og som beskriver atmosfæretilstanden er radiosondata fra Ny-Ålesund (Alfred Wegener Institutt), Barentsburg (Russisk Meteorologisk institutt), Bjørnøya og Jan-Mayen (Det Norske Meteorologiske Institutt). Radiosondene måler lufttrykk, lufttemperatur og luftfuktighet sammen med vindretning og vindstyrke. De tre førstnevnte parametre er tilsterkelige for å beregne atmosfærens refraktivitet (ligning 1.2). Observasjonstidene for radiosondene er bestemt av WMO som klokken 0 og 12 UTC, eller i visse tilfelle også klokken 06 og 18 UTC (som regel da bare med vindparametre og da ikke med den såkalte PTU, dvs. trykk, temperatur og fuktighet. Generelle data etter WMO bestemmelser (TEMP og PILOT-telegrammer) legges ut på GTS til generell meteorologisk bruk.

Ingen av de nevnte stasjoner leverer data kl. 06 eller 18, og Ny-Ålesund bare kl. 12 UTC. Data som er generelt tilgjengelig, foreligger som nevnt i form av TEMP og PILOT-telegrammer. TEMP består av data for faste trykkflater, det vil si 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa trykkehøyder samt noen spesifiserte høyder over disse. Det kan her nevnes at en 100 hPa høyde ligger på ca 15000 m.

I tillegg skal data for "signifikante høyder" for temperatur og fuktighet rapporteres. Signifikante høyder er her definert som høyder hvor endringen av vedkommende parameter overstiger en gitt verdi med hensyn til høydedifferans.

Som et eksempel er en dekodet TEMP-kode for Ny-Ålesund for 29/8-1996 kl 12 UTC gitt i appendiks 1.

Moderne radiosonder observerer kontinuerlig gjennom atmosfæren. Oppløsningen for data er kun avhengig av hvor raskt den enkelte sensor er istand til å "resette" seg selv. En oversikt over de ulike sonders evne til å gjengi data er gitt i f.eks. [9]. Den "dårligste oppførsel" har fuktighetssensoren som har problemer med å "komme seg" etter passasjer ut og inn av f.eks. skyer, med en tidskonstant på ca 2 sek. Med en gjennomsnittlig stigehastighet på ca. 5 m/s vil en da for en moderne radiosonde få data pr. 10 m gjennom atmosfæren. Både DNMI og Alfred Wegener benytter Vaisala RS-80 sonder som har denne muligheten. Som nevnt gjør Ny-Ålesund (kl 12 UTC), Bjørnøya og Jan-Mayen (kl 00 og 12 UTC) sondeoppstigninger.

Som et eksempel er en bit av «finstruktur fil» for Jan-Mayen for 29/8-1996 kl 12 UTC gitt i appendiks 2.

Med en så hyppig sampling er muligheten for å registrere såkalte "outliers" innen data så absolutt tilstede. For å avhjelpe dette har programvaren på DNMI for beregning av refraktivetsvariable en "glatte-prosedyre" for data. Antar man at den første sampling som foretaes med observerte verdier fra bakken (kalibreringsverdier for selve radiosonden) er korrekte settes neste sampel (10m) lik midlet av sampel 1,2,3. Det I'te sampel er da midlet av sampler (I-1), I og (I+1). En vil da beholde antallet høyder (sampler) i den originale oppstigningen, mens data glattes noe ut. Dette er viktig å huske på i en vurdering av resultatene.

4.2 Vurdering av data.

Siden det ikke eksisterer atmosfæredata for ulykkesstedet, ei heller for ulykkestidspunktet for eksisterende stasjoner, blir følgende vurdering kun synspunkter på hva som *kan* ha vært atmosfæretilstanden og dermed refraktiviteten i området.

Utfra informasjonen i TEMP-koden beregnes N profiler opp til ca 9000 meter (avhengig av hvor høyt sonden går i den gitte oppstigning) som vist i figur 4.1 for kl 00 UTC (Jan-Mayen og Bjørnøya). I figur 4.2 tilsvarende for kl 12 UTC (Jan-Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund). I figur 4.3 er vist de samme data som i figur 4.2, men nå begrenset til de laveste 500 m og skalaen er forstørret. Beregnet dN/dz er også gitt i tabellene 4.1 til 4.5 for Jan-Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund. I tabellene er også indikert type av refraktivitet (se Fig 2.2).

For kl 00 ser man en ekstrem bakkeduct for Jan-Mayen, (tabell 4.1), formodentlig en fordampningsduct. Videre finner man en duct i ca 900 meters høyde. I 1800 til 1900 meter er det to lag, det laveste superrefraktivt, laget over subrefraktivt. Vi finner også et sterkt subrefraktivt lag i 2400-meters nivået. Det samme bildet går stort sett igjen for luftrommet over Bjørnøya (tabell 4.2). Fordampningsducten i det nederste lag er ikke så ekstrem, men likevel mer enn velutviklet. Ductstrukturen i 900-meters nivå over Jan-Mayen finnes ikke, heller ikke kombinasjonen av super- og subrefraktive strukturer i 1900 til 2000-meters nivå. Det sterkt subrefraktive laget i 2400 meter for Jan-Mayen finnes igjen som en "nesten duct"

øvre grense	nedre grense	middel h	dN/dZ	karakteristikk
17.0	9.0	13.0	-923.7	duct
91.0	17.0	54.0	35.2	
405.0	91.0	248.0	-36.8	
507.0	405.0	456.0	-29.1	
724.0	507.0	615.5	-39.7	
848.0	724.0	786.0	-29.4	
985.0	848.0	916.5	-168.4	duct
1416.0	985.0	1200.5	-29.9	
1823.0	1416.0	1619.5	-22.5	
1934.0	1823.0	1878.5	-108.2	superrefraktiv
1995.0	1934.0	1964.5	105.2	subrefraktiv
2326.0	1995.0	2160.5	-52.8	
2368.0	2326.0	2347.0	4.2	
2421.0	2368.0	2394.5	298.4	sterkt subrefraktiv
2968.0	2421.0	2694.5	-32.5	
3115.0	2968.0	3041.5	-20.1	
3184.0	3115.0	3149.5	-94.9	superrefraktiv
3816.0	3184.0	3500.0	-27.2	
4584.0	3816.0	4200.0	-18.0	
5540.0	4584.0	5062.0	-23.0	
5627.0	5540.0	5583.5	-18.8	
7160.0	5627.0	6393.5	-17.7	
7814.0	7160.0	7487.0	-14.6	
7910.0	7814.0	7862.0	-24.1	
9130.0	7910.0	8520.0	-96.9	superrefraktiv

Tabell 4.1 Atmosfæresjikt over Jan-Mayen 29/8-96 kl 00 fra TEMP-kode.

øvre grense	nedre grense	middel h.	dN/dz	karakteristikk
35.0	18.0	26.5	-462.7	duct
130.0	35.0	82.5	-24.5	
322.0	130.0	226.0	-42.3	
752.0	322.0	537.0	-26.6	
767.0	752.0	759.5	-55.6	
1455.0	767.0	1111.0	-37.0	
2668.0	1455.0	2061.5	-31.3	
2722.0	2668.0	2695.0	-156.7	duct
2876.0	2722.0	2799.0	-26.7	
2919.0	2876.0	2897.5	-174.7	duct
2953.0	2919.0	2936.0	-25.6	
2994.0	2953.0	2973.5	68.5	
3282.0	2994.0	3138.0	4.0	
3851.0	3282.0	3566.5	-26.8	
3974.0	3851.0	3912.5	-51.3	
4331.0	3974.0	4152.5	-26.3	
4369.0	4331.0	4350.0	-108.6	superrefraktiv
4660.0	4369.0	4514.5	-26.9	
5087.0	4660.0	4873.5	-9.3	
5504.0	5087.0	5295.5	-16.8	
5560.0	5504.0	5532.0	-41.4	
5773.0	5560.0	5666.5	-24.4	
5990.0	5773.0	5881.5	-5.9	
6146.0	5990.0	6068.0	-24.6	

Tabell 4.2 Atmosfæresjikt over Bjørnøya 29/8-96 kl 00 fra TEMP-kode

øvre grense	nedre grense	middel h	dN/dZ	karakteristikk
59.0	9.0	34.0	-114.8	superrefraktiv
240.0	59.0	149.5	-31.3	
416.0	240.0	328.0	-28.6	
459.0	416.0	437.5	-39.6	
545.0	459.0	502.0	-29.3	
615.0	545.0	580.0	62.2	svakt subrefraktiv
696.0	615.0	655.5	-148.6	sterkt superrefraktiv
722.0	696.0	709.0	-75.1	
895.0	722.0	808.5	-80.8	
1328.0	895.0	1111.5	-26.8	
1396.0	1328.0	1362.0	-38.6	
2357.0	1396.0	1876.5	-24.1	
2957.0	2357.0	2657.0	-31.9	
3884.0	2957.0	3420.5	-27.7	
3934.0	3884.0	3909.0	-181.9	duct
3984.0	3934.0	3959.0	-52.7	
4395.0	3984.0	4189.5	-24.9	
4895.0	4395.0	4645.0	-18.6	
5020.0	4895.0	4957.5	0.0	
5530.0	5020.0	5275.0	-17.2	

Tabell 4.3 Atmosfæresjikt over Jan-Mayen 29/8-96 kl 12 fra TEMP-kode.

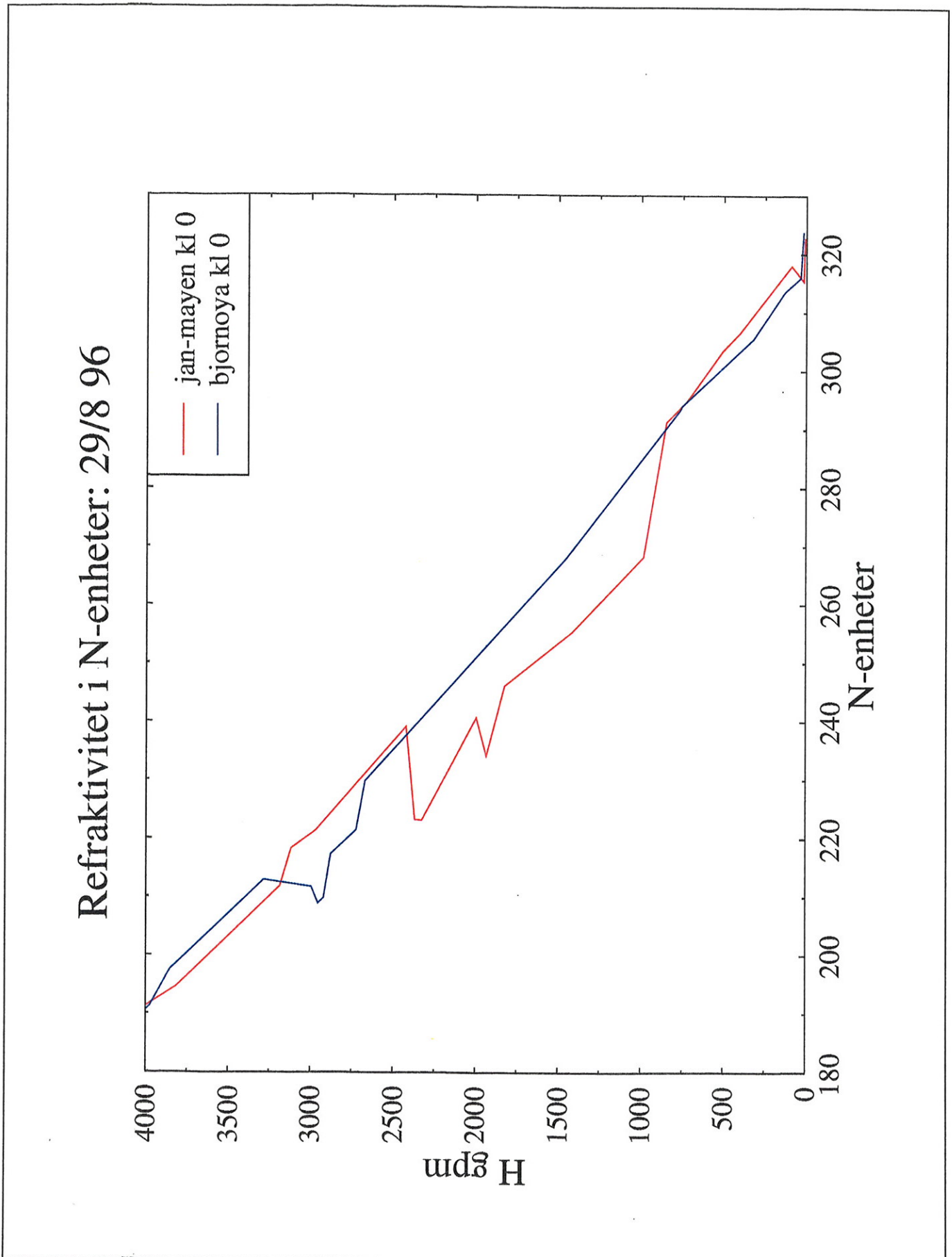
øvre grense	nedre grense	middel h.	dN/dz	karakteristikk
35.0	18.0	26.5	-503.9	duct
128.0	35.0	81.5	-8.4	
566.0	128.0	347.0	-37.9	
644.0	566.0	605.0	-154.8	nesten duct
762.0	644.0	703.0	-71.6	
776.0	762.0	769.0	87.1	
1451.0	776.0	1113.5	-39.9	
1779.0	1451.0	1615.0	-41.1	
2646.0	1779.0	2212.5	-26.1	
2843.0	2646.0	2744.5	17.7	
2964.0	2843.0	2903.5	-13.5	
3001.0	2964.0	2982.5	-18.8	
3179.0	3001.0	3090.0	-20.0	
4318.0	3179.0	3748.5	-25.7	
4370.0	4318.0	4344.0	-96.5	superrefraktiv
4607.0	4370.0	4488.5	-27.7	
4782.0	4607.0	4694.5	2.2	
5560.0	4782.0	5171.0	-19.7	
7152.0	5560.0	6356.0	-17.2	
7170.0	7152.0	7161.0	-15.8	

Tabell 4.4 Atmosfæresjikt over Bjørnøya 29/8-96 kl 12 fra TEMP-kode

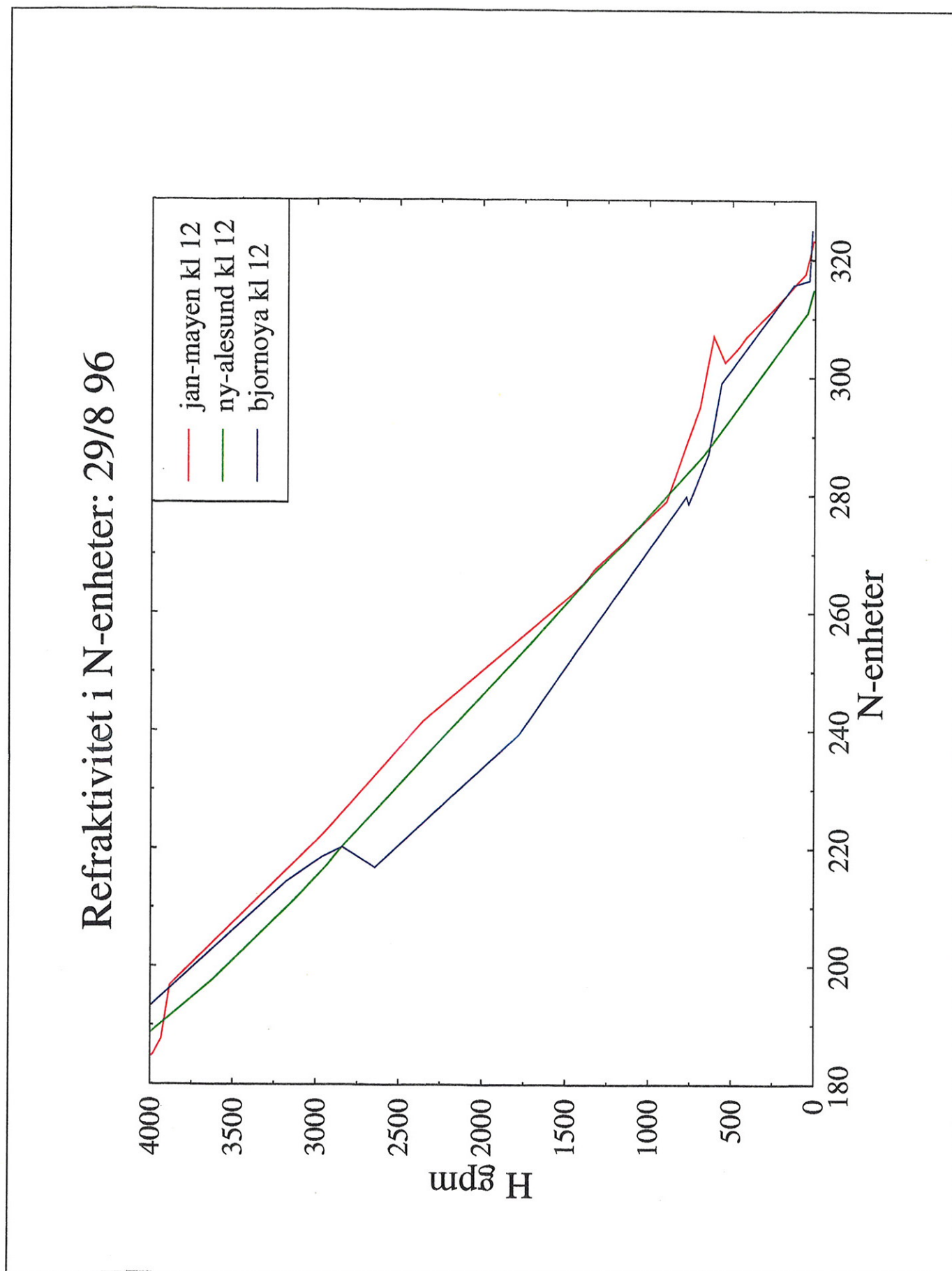
øvre grense	nedre grense	middel h	dN/dZ	karakteristikk
45.0	8.0	26.5	-104.7	superrefraktiv
671.0	45.0	358.0	-38.4	
1134.0	671.0	902.5	-31.6	
1341.0	1134.0	1237.5	-28.4	
1722.0	1341.0	1531.5	-31.3	
2845.0	1722.0	2283.5	-30.5	
2884.0	2845.0	2864.5	-33.0	
2928.0	2884.0	2906.0	-36.2	
3130.0	2928.0	3029.0	-30.2	
3622.0	3130.0	3376.0	-27.7	
4159.0	3622.0	3890.5	-23.6	
4447.0	4159.0	4303.0	-33.7	
5390.0	4447.0	4918.5	-18.5	
5666.0	5390.0	5528.0	-18.2	
6228.0	5666.0	5947.0	-19.4	
6990.0	6228.0	6609.0	-14.9	
8173.0	6990.0	7581.5	-14.0	
8930.0	8173.0	8551.5	-14.4	
9016.0	8930.0	8973.0	-11.9	
10003.0	9016.0	9509.5	-15.0	
10140.0	10003.0	10071.5	-15.8	
10381.0	10140.0	10260.5	-16.1	
11640.0	10381.0	11010.5	-10.3	

Tabell 4.5 Atmosfæresjikt over Ny-Ålesund 29/8-1996 kl 12 fra TEMP-kode.

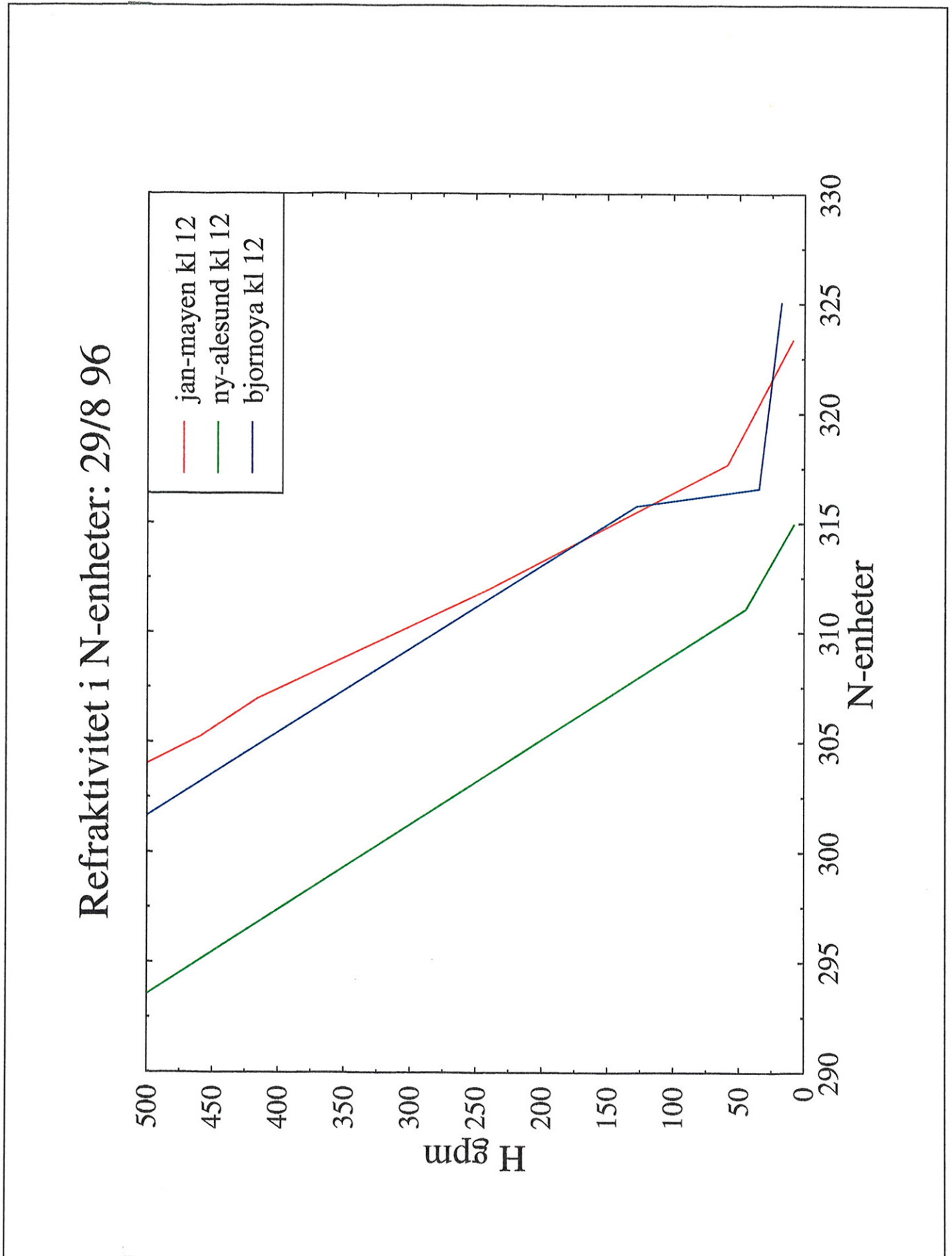
Figur 4.1 Refraktivetsgradient [N/km] for Jan-Mayen og Bjørnøya 29/8 1996 kl. 00 UTC
laveste 4000 m. Data fra TEMP-telegram



Figur 4.2 Refraktivitetsgradient [N/km] for Jan-Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund 29/8 1996 kl. 12 UTC, laveste 4000 m. Data fra TEMP-telegram



Figur 4.3 Refraktivetsgradient [N/km] for Jan-Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund 29/8 1996 kl. 12 UTC, laveste 500 m. Data fra TEMP-telegram



over Bjørnøya i 2700 -meters nivå. Et ductlag finnes også i 2900-metersnivå over Bjørnøya, samt et superrefraktivt lag i 4350-meters høyde.

Det må presiseres at høydeangivelser er gitt fra havnivå for at alle tabeller skal være sammenlignbare. Stasjonshøyde for Jan-Mayen er 9 m (laveste nivå), For Bjørnøya er denne 18 m og for Ny-Ålesund er stasjonshøyden 8 m. I tabellene er stasjonshøyde vanlige metriske meter, mens de øvrige høydene er gitt i geopotensial meter (gpm), se appendiks 3.

Data for klokken 12 (for Jan-Mayen i tabell 4.3) viser at fordampningsducten er tynnet ut, luftlag har effektivt blandet seg, enten som følge av vind eller soloppvarming. Ducten i 900-meters nivå har enten blitt drevet tilværs og endt i et nivå på 3900 meter, eller forsvunnet helt. Da kan en ny duct ha dukket opp i 3900-meters nivået, dette er vanskelig å avgjøre.

For Bjørnøya viser 12-oppstigningen (tabell 4.4) en mer velutviklet fordampningsduct, enten som et resultat av en mer velutviklet fuktighets transport i de nederste lag (økt stabilitet over det nederste nivået), eller som en følge av en kjøligere luftmasse som kan ha invadert luftrommet over de helt nederste lag. Kombinasjonen av en subrefraktiv og en sterk superrefraktiv struktur over Jan-Mayen i 600 til 700-meters nivå er her replasert med en "nesten duct", gradienten i N-enheter er 155 N/km. Ducten i 3900-meters nivå over Jan-Mayen har her som motstykke et superrefraktivt lag i 4300-meters nivå.

Data fra Ny-Ålesund kl 12 (tabell 4.5) viser rester av en mulig fordampningsduct i nederste nivå som nå er absolutt superrefraktivt. Atmosfæren over er meget normal, det vil si godt blandet.

Sammenligningen av N-profilene for kl 12 av Jan-Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund viser en god overenstemmelse i de nedre 500 meter, figur 4.2, det er derfor ikke urimelig å anta at det i området Ny-Ålesund/Longyearbyen og flyplassen *kan* ha eksistert en nattlig bakke duct eller fordampningsduct av en tilsvarende styrke som de som er observert ved Jan-Mayen og Bjørnøya. Med vind fra fjorden og inn dalen *kan* også dette luftlaget ha blitt drevet inn i dalen. Med større ruhet over land vil turbulens forsøke å blande ut dette laget slik at gradientene svekkes, men fortsatt kan det med utgangspunkt i en intens fordampningsduct, være igjen strukturer som så absolutt kan gi opphav til anomal kommunikasjon til utpå morgenen.

Som nevnt tidligere, er skifte mellom mellom natt og dag samt tidsrummet etterpå den periode hvor den lokale atmosfære er i omlegg. Øket energitilførsel fra den oppgående sol varmer underlaget og gir stigende luftstrømmer. Bakke ducter vil således tynnes ut, mens andre diskontinuiteter i luften drives tilværs. Ofte vil dannelse av hevede bakke ducter være et resultat av slike konvektive strømninger. Dette er rapportert via radiosondeoppstigninger på Gardermoen hvor det nettopp taes en oppstigning kl. 06 [10]. Midt på dagen eller rett etter solhøyden har hatt maksimum, og energistrømmen begynner å avta, har blandingen av atmosfæren vært optimal slik at de fleste, om ikke alle diskontinuiteter har forsvunnet i de nedre lag av troposfæren. Det er nå at mer storstilet adveksjonsinversjoner (se avsn. 3.2) vil kunne skape de diskontinuiteter som kan gi anomale refraksjonsforhold.

Ser vi på de høyopløselige radiosondata er disse best anskuelige i grafisk form. Det er da også best å skifte over til M-enheter siden ductsituasjoner da gies av $dM/dz < 0$. Ductnivåer med ulik intensitet vil da vises som linjer til venstre for 0-linjen. Vi har da slike data fra Jan-Mayen og fra Bjørnøya. I figurene 4.4 og 4.5 er vist resultater for dM/dz opptil 5000 meter med verdier pr. 10 meter. Høydeangivelse er her regnet om fra geopotensialmeter til "vanlige metriske" meter (se appendiks 2 (eksempel på "fine-structure file") og appeniks 3). I figurene 4.6 og 4.7 er vist de samme resultatene for dM/dz , forstørret, opptil 1500 meters høyde.

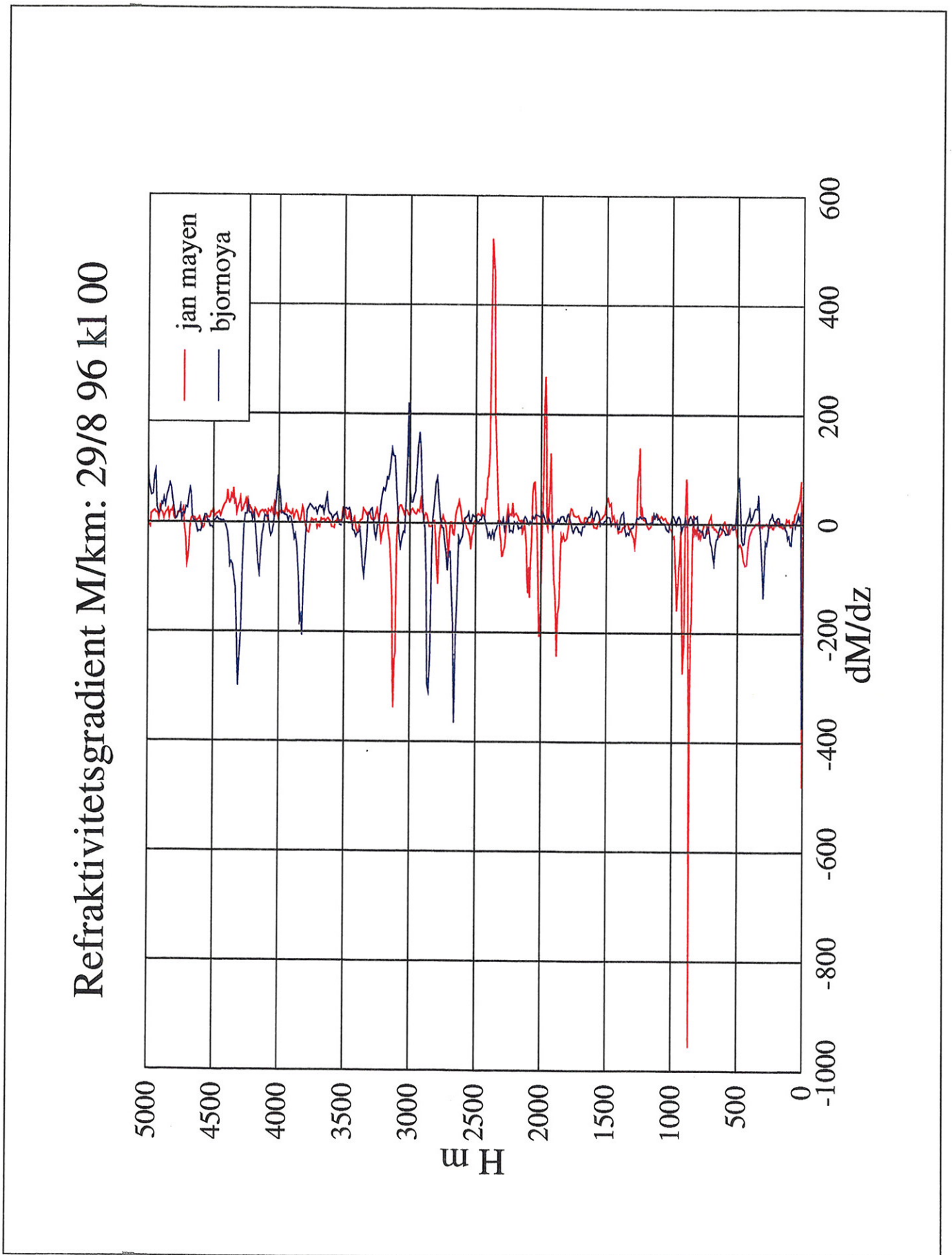
I forhold til profilene gitt via de "utjevnete" data fra TEMP-telegrammet, ser vi her et uttalt uttrykk for mikrostrukturen i atmosfæren. Tynne sjikt som danner hyppige diskontinuitetsflater som en følge av vertikale bevegelser. Dette er eksempler på de tidligere nevnte subsidens- eller turbulensducter, som er lokale i vertikalstrukturen (også selvfølgelig i horisontalen) og har en begrenset levetid. Men som nevnt kan de imidlertid gi opphav til anomal bølgeutbredelse (refleksjon, avbøyning og ducting), med kommunikasjonsproblemer som er resultat. Vi ser igjen fordampningsducten i det nederste laget. Verdien er for Jan-Mayen redusert til noe bortimot det halve som et resultat av glatteprosedyren i programmet. Vi ser også igjen ducten i 900-meters nivå, men her viser de høyopløselige data strukturen i ductlaget med en intens duct sentrert rundt 865 meter. Det superrefraktive laget omkring 1870 meter (TEMP-kode data) viser seg nå også å inneholde en duct rundt 1879 meter. De subrefraktive lagene vises også godt og avløses av en mindre duct omkring 2012 meter. Det superrefraktive laget i 3100-meters nivå inneholder også en ductstruktur, sentrert rundt 3122 meter.

For Bjørnøya har vi også fordampningsducten i bunnsjiktet. Denne er helt sikkert resultatet av det varme havet i august måned og derfor sikkert eksisterende i større eller mindre grad i hele området. Subrefraktive strukturer finnes i de nedre 500 meter, i området mellom 2500 meter og 3000 meter. Her ligger også ducter i nivåer på 2663 meter og 2856 meter. Disse avløses av superrefraktive lag omkring 3000 meter. Ductlag finnes også innen nivåer fra ca 3800 meter opptil 4400 meter. Atmosfæren fra ca. 500 meter og opp til ca. 2500 meter er mer «normal» enn det tilsvarende nivået som er over Jan-Mayen.

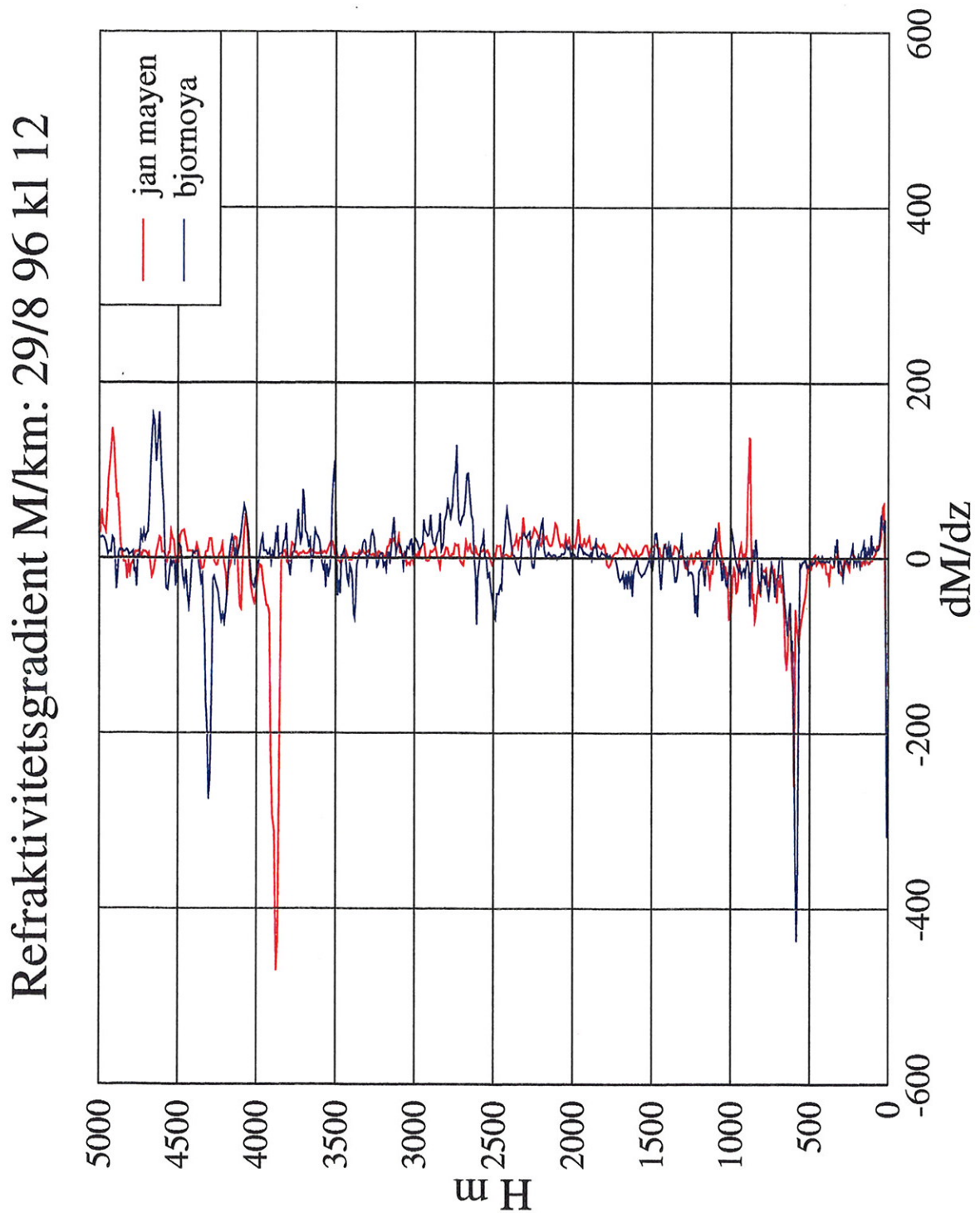
De høyopløselige data for kl. 12 den 29/8 viser en meget mer velblandet atmosfære. Fordampningsducten er naturlig nok fortsatt eksisterende og man ser også noe som ligner på en hevet bakkeduct, for Jan-Mayen i 600 til 650-meters nivå, for Bjørnøya noe lavere, i nivå mellom 570 og 620 meter. Utover dette har vi for Jan-Mayen en ductstruktur omkring 3875 meter, for Bjørnøya noe høyere ca 4300 meter. Sporadiske superrefraktive sjikt observeres også. Man registrerer med all ønskelig tydelighet en meget mer "normal" atmosfære ved dette tidspunktet, der diskontinuitetene er tydelig svekket som en følge av omrøring av atmosfæren. Nattsituasjonen er mer stabil enn dagsituasjonen som nevnt tidligere.

Imidlertid kunne man spekulere på om de gjenværende ductsjiktene i 600 meters nivå og omkring 4000 meter er så konservative (siden de opptrer på begge stasjonene) at de kan ha gyldighet også for et stort geografisk område som også innbefatter Svalbard. Sjiktene er så tynne at TEMP-telegrammet ikke rapporterer disse som ducter, men som superrefraktive strukturer (Jan-Mayen og Bjørnøya). Ny-Ålesund-sonden gir en, etter TEMP-koden, signifikant høyde først i 670 meters nivå noe som flater gradienten i N kraftig ut. Den rapporterte høyden før (nedenfor i profilet fra TEMP-koden), var bare 45 meter i forbindelse med fordampnings-ducten (ref tabeller 4.3 til 4.5).

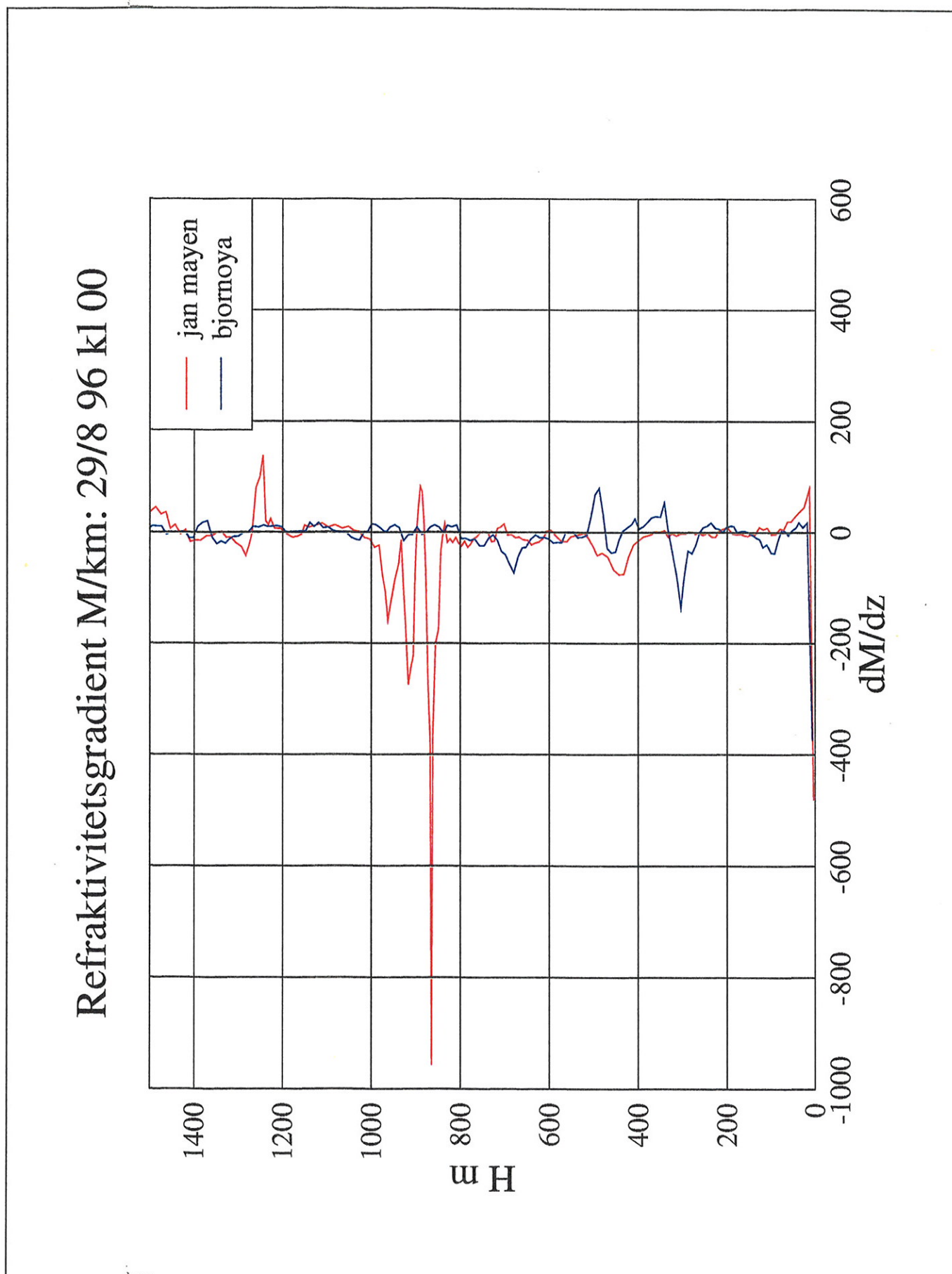
Figur 4.4 Refraktivitetsgradient [M/km] for Jan-Mayen og Bjørnøya 29/8 1996 kl. 00 UTC.
Vertikal oppløsning ca.10m, maksimum høyde 5000 meter.



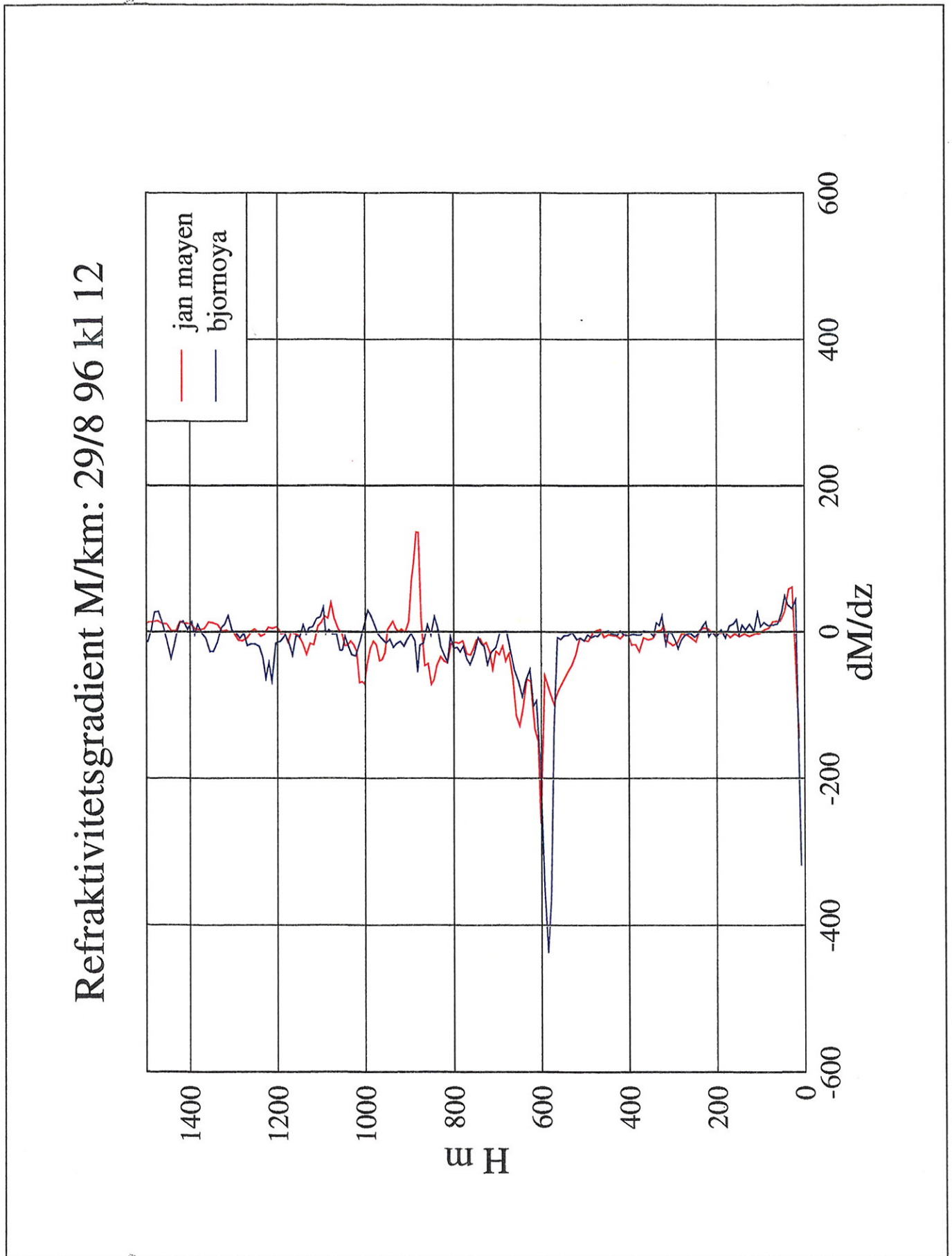
Figur 4.5 Refraktivitetsgradient [M/km] for Jan-Mayen og Bjørnøya 29/8 1996 kl. 12 UTC.
Vertikal oppløsning ca.10m, maksimum høyde 5000 meter.



Figur 4.6 Refraktivitetsgradient [M/km] for Jan-Mayen og Bjørnøya 29/8 1996 kl. 12 UTC.
Vertikal oppløsning ca.10m, maksimum høyde 1500 meter.



Figur 4.7 Refraktivitetsgradient [M/km] for Jan-Mayen og Bjørnøya 29/8 1996 kl. 12 UTC.
Vertikal oppløsning ca. 10m, maksimum høyde 1500 meter.



5 Konklusjon.

Ut fra tilgjengelig meteorologisk informasjon om atmosfæretilstanden den 29/8 1996 kan det fastslås følgende med hensyn til radioklimatiske forhold i Svalbardområdet :

1. Velutviklede og tildels intense fordampningsducter eksisterer i hele området på natten til den 29/8. Ducthøyden ligger på i underkant av 30 m over havnivå, dvs. ca. 10 til 20 m over stasjonsnivå.
2. Fordampningsductene er persistente over tid og eksisterer også kl 12 UTC, enten som reelle ducter eller som superrefraktive strukturer.
3. Ductstrukturer i 600 og 4000-meters nivå kan synes å eksistere i store deler av området på morgensiden den 29/8.

Når det gjelder den generelle vær-situasjonen om morgenen den 28/8 rapporteres om en trågpasasje, med vind av retning omkring 240° (dvs. inn Adventsdalen), og med hastigheter på ca. 15 knop. Man kan derfor spekulere på om fuktig og temperert havluft kan drives inn i dalen og her danne ductlag eller superrefraktive strukturer. Øket ruhet over land vil her naturlig forsøke å blande de ulike luftmassene. Men for en morgensituasjon er det å anta som sansynlig at luftsiktene over land vil ha en lavere temperatur enn de tilsvarende sjikt over hav, siden havet har en langt større varmekapasitet enn landmassene. Den turbulente blandingsprosessen som en følge av større ruhet kan slik mer enn oppveies av en større diskontinuitet i temperaturen. Dette vil igjen forårsake en forsterkning av en eventuell superrefraktiv struktur eller et refleksjonslag mellom eksisterende luft og den luftmassen som beveger seg innover land.

Dersom luftmassen også "følger terrenget" vil diskontinuitetsflaten ikke være "horisontal" som over hav, men bølge mer eller mindre i takt med terrenget. Dette kan da medføre meget kompliserte bølgeforplantningsforhold med hensyn til ducting, refleksjon og også forsterking av signaler.

Referanser.

- [1] Debye P.: Polar molecules
Chemical Catalog Co.
New York 1929
reissued: Dover 1977
- [2] Bean B.R & Dutton E.J: Radio Meteorology
US National Bureau of Standards, monograph 92. 1966
- [3] Lystad S.L. Surface Refractivity and Refractivity Gradients in Lower
Atmosphere of Norway
Report nr 04/94 Klima
Det Norske Meteorologiske Institutt
Oslo 1994
- [4] CCIR Recommendations of the CCIR 1990 vol V
Geneva 1992
- [5] IAU Transactions of the International Astronomical Union XVI
1977
- [6] Propagation of Radiowaves
ed. P.M.Hall, L.W.Barclay, M.T.Hewitt
The institution of Electrical Engineers
London 1996
- [7] Propagation of Short Radiowaves
ed. D.E.Kerr
McGraw-Hill Book Company, Inc.
New York 1951
- [8] David P. & Voge J. Propagation des Ondes.
Eyrolles Éditeur
Paris 1966
- [9] Lystad S.L.: Bibliography of Radiosondes.
Report no. 02/95 Klima
Det Norske Meteorologiske Institutt
Oslo 1995
- [10] Lystad S.L.: Use of High Resolution Radiosonde Data for Determination of
Refractivity Parameters.
Report no. 34/95 Klima
Det Norske Meteorologiske Institutt
Oslo 1995

Appendiks 1

Eksempel på dekodet TEMP-telegram for Ny-Ålesund for 29/8-1996 kl 12 UTC

Tabellforklaring:

Nivaa	Trykkflate (atmosfæretrykk) [hPa]
Vind	Vindretning (tall no. 1) [grader]
	Vindhastighet (tall no. 2) [knop]
Temp	Lufttemperatur [grader Celcius]
Dugg	Duggpunktstemperatur [grader Celcius]
Høyde	Høyde over stasjonsnivå [gpm, geopotensialmeter]

Ingen rapporterte data ifølge TEMP-kode oppsett

TEMP DEL A OG B

 SONE : 1 STASJONSNR: 4
 TIDSPUNKT: 29 8 1996 12 GMT

-Nivaa---Vind--Temp--Dugg-Høyde					-Nivaa---Vind--Temp--Dugg-Høyde						
1004	220	12	2.8	1.2	8	1000	215	14	3.0	0.1	45
925	215	19	-0.9	-3.7	671	895	210	17	*****	*****	
872	*****		-4.7	-5.9	1134	850	225	18	-5.3	-6.0	1341
809	*****		-6.3	-6.7	1722	793	250	22	*****	*****	
700	245	30	-13.7	-14.5	2845	696	*****		-13.9	-14.8	2884
692	*****		-12.3	-13.7	2928	674	*****		-11.1	-13.4	3130
632	*****		-12.3	-15.8	3622	589	*****		-14.7	-18.0	4159
567	*****		-15.3	-24.3	4447	500	265	28	-22.7	-29.7	5390
481	*****		-25.1	-32.1	5666	445	*****		-28.9	-44.9	6228
400	260	30	-34.7	-47.7	6990	360	265	37	*****	*****	
336	*****		-44.3	-56.3	8173	300	255	40	-47.3	-60.3	8930
296	255	40	-48.1	-61.1	9016	282	250	41	*****	*****	
255	*****		-46.5	-63.5	10003	250	250	35	-45.3	-63.3	10140
241	*****		-42.9	-60.9	10381	200	250	32	-45.9	-64.9	11640
192	245	33	*****	*****	*****	150	265	27	-46.3	-67.3	13560
145	270	26	*****	*****	*****	121	255	21	*****	*****	
100	260	16	-48.3	-66.3	16240	86	260	19	*****	*****	
85	*****		-49.9	-70.9	*****	78	290	17	*****	*****	
76	285	12	*****	*****	*****	72	240	11	-47.3	-66.3	*****
70	240	12	-48.9	-68.9	18590	64	275	14	*****	*****	
62	275	14	-51.7	-71.7	*****	52	*****		-47.5	-69.5	*****
50	250	10	*****	*****	*****	50	255	11	-49.5	-71.5	20790
47	*****		-49.9	-71.9	*****	45	285	15	*****	*****	
30	245	9	-48.1	-73.1	24140	29	245	11	*****	*****	
20	290	5	-46.9	-81.9	26810	16	0	0	*****	*****	
13	*****		-46.5	-81.5	*****	11	50	8	*****	*****	
10	90	9	-44.3	-80.3	31420	9	95	5	*****	*****	
6	280	10	*****	*****	*****	5	275	9	-35.9	-73.9	*****

Appendiks 2

Eksempel på høyoppløselige data, «fine structure file».
Data fra Jan-Mayen 29/8 1996 klokken 00 UTC.

Tabellforklaring:

Time	tid fra sondeslipp [minutter og sekunder]
Pressure	Atmosfæretrykk [hPa]
Height	Høyde over stasjonsnivå [gpm, geopotensialmeter]
Temperature	Temperatur [grader Celcius]
RH	Relativ fuktighet [%]
VirtT	Virtuell temperatur [grader Celcius]
DPD	Duggpunktsdepresjon [grader Celcius]
Lrate	Lapse rate, temperatur [grader Celcius pr. km]
AscRate	Stigningshastighet [m/s]

Complete listing of Fine Structure file
File: C:\METGRAPH\CURRENT\96082823.03E

Started at 28 August 96 23:3 GMT

Station : 1
Location : 70.90 N 8.70 W 9 m/MSL

Sounding type : PTU Omega
RS-number : 550202006
Sounding processor serial number: 0

Ground check :	Ref	RS	Corr
Pressure :	0.5	0.0	0.5
Temperature :	0.0	0.0	0.0
Humidity :	-1	0	-1

Clouds : 9/////

Special 1 : /////

Special 2 : /////

Telemetry noise level : 95 %

	P	T	U
Accepted (%) :	85.4	94.2	93.4
Replaced (%) :	12.8	4.0	4.8
Rejected (%) :	1.8	1.8	1.8

Omega stations in wind calculations (%)

Norway	: 100.0
Liberia	: 0.0
Hawaii	: 0.0
North Dakota	: 73.0
La Reunion	: 92.5
Argentina	: 100.0
Australia	: 0.0
Japan	: 100.0
Krasnodar	: 100.0
Komsomolskamur	: 94.1
Novosibirsk	: 99.7

Reason for termination : Increasing pressure

Time	Pressure	Height	Temperature	RH	VirtT	DPD	LRate	AscRate
min s	hPa	gpm	deg C	%	C	C	C/km	m/s
0 0	1010.1	9	4.7	99	5.6	0.1	0.0	0.0
0 2	1009.0	17	4.7	82	5.5	2.8	0.0	4.0
0 4	1007.6	29	4.6	87	5.4	2.0	8.3	6.0
0 6	1006.1	41	4.5	90	5.3	1.5	8.3	6.0
0 8	1004.9	51	4.5	92	5.4	1.2	0.0	5.0
0 10	1003.6	61	4.4	93	5.3	1.0	10.0	5.0
0 12	1002.6	69	4.3	94	5.2	0.9	12.5	4.0
0 14	1001.7	77	4.3	95	5.2	0.7	0.0	4.0
0 16	1000.7	85	4.3	95	5.2	0.7	0.0	4.0
0 18	999.5	95	4.2	96	5.1	0.6	10.0	5.0
0 20	998.3	105	4.2	96	5.1	0.6	0.0	5.0
0 22	997.0	114	4.1	96	5.0	0.6	11.1	4.5
0 24	995.8	124	4.0	96	4.9	0.6	10.0	5.0
0 26	994.8	132	4.0	96	4.9	0.6	0.0	4.0
0 28	993.6	142	3.9	97	4.8	0.4	10.0	5.0
0 30	992.4	152	3.9	97	4.8	0.4	0.0	5.0
0 32	991.5	160	3.8	97	4.7	0.4	12.5	4.0
0 34	990.7	166	3.8	97	4.7	0.4	0.0	3.0
0 36	989.8	174	3.8	97	4.7	0.4	0.0	4.0
0 38	988.6	184	3.7	97	4.6	0.4	10.0	5.0
0 40	987.6	192	3.7	97	4.6	0.4	0.0	4.0
0 42	986.1	204	3.6	97	4.5	0.4	8.3	6.0
0 44	984.9	214	3.5	97	4.4	0.4	10.0	5.0
0 46	984.0	222	3.5	97	4.4	0.4	0.0	4.0
0 48	982.8	232	3.4	98	4.3	0.3	10.0	5.0
0 50	981.8	240	3.4	98	4.3	0.3	0.0	4.0
0 52	980.6	249	3.4	98	4.3	0.3	0.0	4.5
0 54	979.4	259	3.3	98	4.2	0.3	10.0	5.0
0 56	978.2	269	3.3	98	4.2	0.3	0.0	5.0

0 58	977.3	277	3.2	98	4.1	0.3	12.5	4.0
1 0	976.3	285	3.2	98	4.1	0.3	0.0	4.0
1 2	974.9	297	3.1	98	4.0	0.3	8.3	6.0
1 4	973.5	309	3.0	98	3.9	0.3	8.3	6.0
1 6	972.3	319	2.9	98	3.7	0.3	10.0	5.0
1 8	971.1	329	2.9	98	3.7	0.3	0.0	5.0
1 10	969.9	339	2.8	98	3.6	0.3	10.0	5.0
1 12	969.0	346	2.8	98	3.6	0.3	0.0	3.5
1 14	967.8	356	2.7	98	3.5	0.3	10.0	5.0
1 16	966.6	366	2.7	98	3.5	0.3	0.0	5.0
1 18	965.4	376	2.7	99	3.5	0.1	0.0	5.0
1 20	964.2	386	2.7	99	3.5	0.1	0.0	5.0
1 22	963.3	394	2.7	99	3.5	0.1	0.0	4.0
1 24	962.4	402	2.6	99	3.4	0.1	12.5	4.0
1 26	960.9	414	2.6	99	3.4	0.1	0.0	6.0
1 28	959.5	426	2.6	99	3.4	0.1	0.0	6.0
1 30	958.1	437	2.7	99	3.6	0.1	-9.1	5.5
1 32	957.0	447	3.0	99	3.9	0.1	-30.0	5.0
1 34	955.6	459	3.3	98	4.2	0.3	-25.0	6.0
1 36	954.2	471	3.6	96	4.5	0.6	-25.0	6.0
1 38	952.5	485	4.0	95	4.9	0.7	-28.6	7.0
1 40	951.1	497	4.3	95	5.2	0.7	-25.0	6.0
1 42	950.0	507	4.4	94	5.3	0.9	-10.0	5.0
1 44	948.8	517	4.4	93	5.3	1.0	0.0	5.0
1 46	947.7	527	4.4	92	5.3	1.2	0.0	5.0
1 48	946.7	535	4.3	92	5.2	1.2	12.5	4.0
1 50	945.4	547	4.2	92	5.1	1.2	8.3	6.0
1 52	944.2	557	4.2	92	5.1	1.2	0.0	5.0
1 54	943.3	565	4.2	92	5.1	1.2	0.0	4.0
1 56	941.9	576	4.1	92	5.0	1.2	9.1	5.5
1 58	940.5	588	4.1	92	5.0	1.2	0.0	6.0
2 0	938.7	604	4.1	91	5.0	1.3	0.0	8.0
2 2	938.0	610	4.1	91	5.0	1.3	0.0	3.0
2 4	936.9	620	4.1	92	5.0	1.2	0.0	5.0
2 6	935.7	630	4.1	92	5.0	1.2	0.0	5.0
2 8	934.8	638	4.1	92	5.0	1.2	0.0	4.0
2 10	933.9	646	4.2	92	5.1	1.2	-12.5	4.0
2 12	933.0	654	4.3	92	5.2	1.2	-12.5	4.0
2 14	931.8	664	4.3	92	5.2	1.2	0.0	5.0
2 16	930.7	674	4.2	91	5.1	1.3	10.0	5.0
2 18	929.8	682	4.2	91	5.1	1.3	0.0	4.0
2 20	928.9	690	4.2	91	5.1	1.3	0.0	4.0
2 22	927.8	700	4.2	91	5.1	1.3	0.0	5.0
2 24	926.8	708	4.2	91	5.1	1.3	0.0	4.0
2 26	925.9	716	4.1	91	5.0	1.3	12.5	4.0
2 28	925.0	724	4.1	91	5.0	1.3	0.0	4.0
2 30	924.4	730	4.0	92	4.9	1.2	16.7	3.0
2 32	923.5	737	4.0	92	4.9	1.2	0.0	3.5
2 34	922.8	743	4.1	92	5.0	1.2	-16.7	3.0
2 36	921.7	753	4.1	92	5.0	1.2	0.0	5.0
2 38	920.8	761	4.1	92	5.0	1.2	0.0	4.0
2 40	919.9	769	4.2	93	5.1	1.0	-12.5	4.0
2 42	919.0	777	4.2	93	5.1	1.0	0.0	4.0
2 44	918.1	785	4.2	93	5.1	1.0	0.0	4.0
2 46	917.4	791	4.2	93	5.1	1.0	0.0	3.0
2 48	916.7	797	4.3	93	5.2	1.0	-16.7	3.0
2 50	915.8	805	4.4	93	5.3	1.0	-12.5	4.0
2 52	915.2	811	4.5	93	5.5	1.0	-16.7	3.0
2 54	914.5	817	4.5	93	5.5	1.0	0.0	3.0
2 56	913.6	825	4.4	92	5.3	1.2	12.5	4.0
2 58	912.9	831	4.4	92	5.3	1.2	0.0	3.0
3 0	912.3	837	4.3	92	5.2	1.2	16.7	3.0
3 2	911.6	843	4.3	91	5.2	1.3	0.0	3.0
3 4	910.9	849	4.2	91	5.1	1.3	16.7	3.0
3 6	910.5	853	4.2	91	5.1	1.3	0.0	2.0
3 8	910.0	857	4.2	92	5.1	1.2	0.0	2.0
3 10	909.4	863	4.2	91	5.1	1.3	0.0	3.0
3 12	908.5	871	4.2	90	5.1	1.5	0.0	4.0
3 14	908.0	875	4.5	83	5.4	2.6	-75.0	2.0
3 16	907.8	877	4.7	77	5.5	3.7	-100.0	1.0
3 18	907.4	881	4.9	78	5.7	3.5	-50.0	2.0
3 20	906.7	887	5.1	66	5.8	5.8	-33.3	3.0
3 22	906.3	891	5.3	64	6.0	6.2	-50.0	2.0
3 24	905.8	895	5.4	64	6.1	6.3	-25.0	2.0
3 26	905.4	899	5.5	65	6.2	6.0	-25.0	2.0

Appendiks 3

Geopotensialmeter.

Geopotensial meter er en praktisk størrelse innen meteorologi siden den gir et begrep om en luftsjikts potensielle energi. Definisjonen på et slikt geopotensial er:

Geopotensialet F i et punkt i atmosfæren med en høyde h over underlaget (midlere havnivå) er definert som den potensielle energi pr. enhets masse som forårsakes av gravitasjonen i dette punkt.

I meteorologien er man interessert i flater med konstant geopotensial for blant annet å ha en ide om fordelingen av masse i atmosfæren. Denne er ikke konstant og avstanden til slike flater med konstant geopotensial vil variere. Det vil igjen si at måleenheten geopotensial meter ikke er lik den vanlige metriske meter. For å gi en ide om sammenhengen mellom disse to størrelser er vist differansen i meter som en funksjon av høyden i meter for U.S. Standard Atmosphere 1976 i figur a3. For høyder mindre enn 500 meter er forskjellen uten betydning, men den øker jevnt oppover og er ca. 140 meter i en høyde av 35 km.

For de høyoppløselige data med en vertikal oppløsning på ca. 10 meter vil det derfor være mest hensiktsmessig og angi høyder og dybder av luftsjikt i reelle meter.

Figur 3a Differanse i meter mellom høyde i geopotensialmeter og høyde i meter for U.S. Standard Atmosphere 1976.

