

Havforskning fra Miljøstyrelsen

nr. 21

1993

Vind, turbulens og grænselagshøjde over Kattegat



Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**

Om Hav90 forskningsprogrammet

Hav90 forskningsprogrammet skal

- bidrage til at evaluere effekterne af den iværksatte Vandmiljøplan.
- styrke beslutningsgrundlaget for de forholdsregler, der skal tages i fremtiden for at imødegå stigende eutrofiering - og dermed beskytte havmiljøet omkring Danmark.

Denne rapport er én af ca. 55 rapporter, der udsendes som et resultat af Hav90 forskningsprogrammet. Med Miljøstyrelsen som ansvarlig for programmets gennemførelse, er der sat omkring 65 Hav90 projekter i gang ved 15-20 institutioner.

I forbindelse med Folketingets vedtagelse af Vandmiljøplanen i 1987, blev det aktuelt, at få en bedre forståelse af de fysiske og kemiske processer samt de biologiske effekter af belastningen i de danske havområder. Endvidere var der behov for undersøgelser af, hvilken påvirkning af havområderne der sker ved tilførsel af næringsstoffer fra atmosfæren og tilstødende udenlandske farvande. Herudover blev det fundet hensigtsmæssigt at udvikle modeller til beskrivelse af vand- og stoftransporten samt stofomsætningen i de danske farvande.

Med henblik på at skaffe en større viden indenfor disse områder besluttede Folketinget, i forbindelse med Vandmiljøplanens vedtagelse, at bevilge 85 mio. kr. til et forskningsprogram, der skulle strække sig over en 5-årig periode fra 1988 frem til udgangen af 1992.

I 1987 nedsatte Miljøministeren et rådgivende ekspertorgan, der skulle bistå Miljøstyrelsen, dels ved planlægning af den fremtidige havmiljøforskning, dels være med til at sikre den faglige og økonomiske afvejning af denne forskning. Der blev nedsat 4 koordinationsgrupper, som hver fik det faglige ansvar for følgende områder:

- Stofomsætningen- og transporten i kystvandene, herunder belastningernes effekt på samme.
- Stofomsætningen i de frie vandmasser.
- Sedimentets rolle i stofomsætningen.
- Meteorologiske processers betydning for eutrofieringsforholdene.

Rapporterne udsendes i serien: "Havforskning fra Miljøstyrelsen".

Miljøstyrelsens Hav- og Spildevandskontor har været sekretariat for programmet og har sammen med koordinationsgrupperne stået for redaktionen af rapportserien.

**Havforskning
fra Miljøstyrelsen
nr. 21**

1993

**Vind, turbulens
og grænselagshøjde
over Kattegat**

September 1990 - november 1992

Sven-Erik Gryning,
Forskningscenter Risø

**MILJØSTYRELSEN
BIBLIOTEKET
Strandgade 29
1401 København K**

Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**

Indholdsfortegnelse

Forord	5
Sammendrag	7
English Summary	9
1. Meteorologiske målinger	11
1.1 Profilmålinger	12
1.2 Instrumentering (profilmålinger)	14
1.2.1 Kop-anemometer	14
1.2.2 Vind-fane	16
1.2.3 Fugtighed	16
1.2.4 Tryk	16
1.2.5 Temperatur	18
1.2.6 Temperaturdifferens	18
1.2.7 Stråling	18
1.2.8 Dataopsamlingssystem for profilmålinger	18
1.3 Måling af atmosfærisk turbulens	19
1.3.1 Dataopsamling	20
1.3.2 Bearbejdning af dataene	20
1.3.3 Geometriske transformationer	21
1.3.4 Korrektion for flow distorsion	22
1.4 Radiosondemålinger	22
1.4.1 Radiosondens sensorer	23
1.4.2 Temperatur	23
1.4.3 Tryk	23
1.4.4 Fugtighed	23
1.4.5 Vind	23
1.4.6 Datatransmission	23
1.4.7 Opsendelsesprocedure	23
2. Vindhastighed over land/vand	25
3. Den atmosfæriske stabilitet over vand	31
4. Størrelsen af von Karman konstanten over vand	39
4.1 Bestemmelse af vindhastighedsgradienten	40
4.2 Bestemmelse af von Karman konstanten	42
4.3 Diskussion	44

5.	Inversionshøjden over vand	47
5.1	Inversionshøjden, fysisk beskrivelse	47
5.2	Analyse af inversionshøjden	49
5.3	Diskussion om grænselagshøjden	55
5.3.1	<i>Laveste inversion</i>	55
5.3.2	<i>Næst-laveste inversion</i>	56
6.	Referencer	57
	Registreringsblad	59

Forord

Taksigelse

Gennemførelsen af mere end 2 års meteorologiske målinger på Anholt har ikke været mulig uden støtte og hjælp fra en lang række personer. Især vil jeg fremhæve den hjælp og støtte, som projektet fik fra Helle og Sven Thomsen, der tilså den meteorologiske målestation, og Mai-Britt Johansson der sendte radiosonder op. Ud over at være meget omhyggelig og påpasselig med deres arbejde for projektet, hjalp de med at løse en lang række af de praktiske problemer, der altid opstår i løbet af så lang en måleperiode.

Opsætningen og den tekniske vedligeholdelse af den meteorologiske mast blev varetaget af Arent Hansen, og dataene fra profilmålingerne blev kvalitetskontrolleret og lagt i databank af Gunnar Jensen, begge Risø. Radiosondestationen tilhørte Danmarks Meteorologiske Institut, og Ole Berknov stod for opsætning, drift og kvalitetskontrol af radiosondedataene. Nicky Brown, Danmarks Miljøundersøgelser (DMU), forbehandlede radiosondedataene og klargjorde dem til videre bearbejdning

Hav90 programmet

Hav90 forskningsprogrammets atmosfæriske del har følgende formål:

- 1) Estimering af atmosfærisk kvælstof- og fosfordeposition over de indre danske farvande.
- 2) Estimere depositionens rumlige og tidsmæssige variation.
- 3) Estimering af hvor stort bidraget til deposition er fra danske og udenlandske kildeområder.
- 4) Estimere konsekvenserne af emissionsbegrænsende tiltag på atmosfærisk kvælstof- og fosfordeposition.

Foreløbige skøn viser, at atmosfærisk kvælstofdeposition bidrager med ca. 1/3 af den samlede kvælstoftilførsel til de indre danske farvande, mens det atmosfæriske bidrag af fosfor er meget ringe. Først for nylig er det blevet klart, at kvælstofbidraget fra atmosfæren er så vigtigt.

Deposition på havet

Det er imidlertid af praktiske årsager vanskeligt direkte at måle depositionen på havet. Målingerne kunne derfor, af praktiske hensyn, foregå på øer, men der er for få egnede øer til at betingelserne for et homogent målenet kan opfyldes. Derfor kan der af denne vej ikke opnås et repræsentativt billede af depositionen over de indre danske farvande. Endvidere er det stort set umuligt at sige noget med sikkerhed om bidraget fra danske og udenlandske kildeområder, eller om konsekvenserne af emissionsbegrænsende tiltag ud fra målinger.

Transportmodeller

Dette er årsagen til, at der er truffet beslutning om at anvende atmosfæriske transportmodeller til beregning af depositionen af kvælstof og fosfor. Udviklingen af en transportmodel specielt til beregning af depositionen af disse stoffer i et finmasket gitternet

foregår ved Danmarks Miljøundersøgelser i forbindelse med Hav90 forskningsprogrammet og benævnes ACDEP (Atmospheric Chemistry and Deposition Model), men også andre atmosfæriske transportmodeller anvendes til beregning af depositionen.

Atmosfæriske processer

For at kunne gennemføre for det første beregninger med en atmosfærisk transportmodel og siden afrapporteringer er det nødvendigt at have information om de vigtigste processer der indgår i modellen. Disse processer bliver beskrevet i 5 rapporter med følgende arbejdstitler:

- 1) Emission.
- 2) Transport og spredning.
- 3) Reaktioner.
- 4) Tørdeposition.
- 5) Våddeposition.

Udover de 5 rapporter er der en 6. rapport, hvori modelresultaterne præsenteres.

Nærværende rapport

Nærværende rapport er den anden i rækken og beskriver de meteorologiske forhold som har betydning for transport og spredning over havet.

Sammendrag

Med det formål at bestemme klimatologien af vind og turbulensforholdene samt grænselagshøjden over Kattegat, blev der opstillet en meteorologisk målestation på Anholt. Ved placeringen af stationen er det sikret, at målingerne repræsenterer forholdene over vand i vindsektoren 240° til 30°.

De meteorologiske målinger bestod dels af 10-min værdier af vindhastighed, vindretning, temperatur, fugtighed, indkommende stråling samt lufttryk, dels af den atmosfæriske turbulens, og dels af målinger af grænselagshøjden ved hjælp af radiosonder.

De meteorologiske målinger blev påbegyndt i september 1990 og afsluttes for den atmosfæriske turbulens vedkommende 7. oktober og for de resterende mastemålinger 17. november 1992. Radiosondeopsendelserne påbegyndtes i marts 1990 og afsluttes ligeledes oktober 1992. Ialt blev der opsendt cirka 400 radiosonder.

Vindhastigheden over vand forventes normalt at være højere end over land. For at bestemme hvor meget mere det blæser over Kattegat sammenlignet med forholdene over land, blev vindhastigheden på Anholt i 20 meters højde sammenlignet med vindhastigheden ved Tystofte i Sydvestsjælland. Vindhastigheden på Anholt er omkring 20% større end ved Tystofte. Forskellen er mindst, når atmosfæren ved Tystofte er ustabil, og størst når forholdene er stabile ved Tystofte.

Stabilitetsforholdene i atmosfæren over vand er helt forskellige fra hvad der råder over land på Anholt. For efteråret 1990 må atmosfæren over vandet nærmest karakteriseres som neutral, vinteren 1990/91 er karakteriseret ved en overvejende stabil atmosfære. De atmosfæriske forhold i foråret 1990 er ligeledes neutrale, sommeren og efteråret 1991 er generelt ustabile. Desværre mangler målingerne for vinteren 1991/92, men foråret 1992 ses tydeligt at være karakteriseret ved, at atmosfæren er ustabil. Forholdene i foråret 1992 skyldes sandsynligvis den milde vinter 1991/92, idet havet ikke blev afkølet tilstrækkeligt til at generere den stabile atmosfære. Det er interessant at bemærke, at der kan observeres en svag døgnvariation af den atmosfæriske stabilitet over vand. Variationen er karakteriseret ved, at atmosfæren er lidt mere ustabil midt på dagen end resten af døgnet. Såfremt havets temperatur er konstant på døgnbasis, skulle dette fænomen ikke optræde. En mulig forklaring på fænomenet kan være, at temperaturen i det øverste lag af vandoverfladen har en svag døgnrytme, således at vandet er lidt varmere om dagen end om natten. Det mest sandsynlige er, at effekten skyldes det lave vand foran masten, idet solindstrålingen vil være i stand til at opvarme vandet tæt ved kysten. Længere væk fra kysten, hvor vandet er dybere, vil solindstrålingen ikke være i stand til at opvarme vandet nævneværdigt.

På grundlag af turbulens og profilmålingerne fra Anholt er det muligt at bestemme størrelsen af von Karman konstanten over vand, der har betydning for forståelsen af vindprofilen. Over land anses von Karman konstanten at være 0.4. På grundlag af målingerne på Anholt blev dens størrelse bestemt til at være 0.63 og 0.67. Disse værdier passer med den sammenhæng der er fundet mellem ruheds Reynolds tallet og størrelsen af von Karman konstanten over land i det såkaldte Jylex eksperiment, og understøtter således den del af litteraturen, i hvilken von Karman konstanten anses for at være ikke-konstant, men afhænge af ruheds Reynolds tallet.

For klimatologisk at bestemme på højden af det ustabile grænselag over vand, blev der i perioden marts 1991 til oktober 1992 opsendt cirka 400 radiosonder fra Anholt.

Det er interessant at bemærke, at mange af radiosonderingerne viser, at der er flere inversioner, typisk 2 og sjældent 3. Forekomsten af den anden inversion, der typisk befinder sig i 3 km's højde, er overraskende.

Sammenfattende om højden af den laveste inversion kan siges, at når atmosfæren over vandet er ustabil, så udviser tykkelsen af grænselaget en tendens til at følge samme mønster som over land, dog i langt ringere grad. Det vil sige, at grænselaget er lavt om morgenen og dernæst vokser i tykkelse i løbet af dagen. Tendensen over vand er dog langt mere uklar end over land. En forklaring på dette mønster kan være, at vanddybden umiddelbart vest for Anholt ud for målestedet er relativt lille. Det er derfor muligt, at solen kan varme vandet op, således at vandets temperatur vil udvise en variation over døgnet, lavest om natten og højest om dagen - på samme måde som over land.

Ofte er det ustabile grænselag over vand ikke lavt, men kan nå en anseelig højde, svarende til de mest ustabile forhold over land. En grund til at grænselaget kan blive så tykt er, at det kan vokse over lang tid, idet det ikke kolliderer om natten som over land, men først når en ny luftmasse advekteres ind over området.

Eksistensen af inversionen i cirka 3 til 4 km's højde er en stor overraskelse. I forureningsmæssig sammenhæng og hvad angår deposition af næringsstoffer til havoverfladen har inversioner i 3 til 4 km's højde næppe nogen betydning, idet opblandingen af forurening såvel som den karakteristiske største længdeskala for turbulensen i grænselaget er kontrolleret af den laveste inversion.

English Summary

In order to determine the climatology of wind, atmospheric turbulence and mixing height over Kattegat (an inner danish waters), a meteorological measuring station was put into operation at Anholt, a small danish island. The measuring station was positioned such that the measurements represent the meteorological conditions over the sea in the wind sector 240° to 30°.

The meteorological measurements consisted of 10 min averages of wind speed and direction, temperature, humidity, incoming radiation, pressure in addition to atmospheric turbulence and the mixing height, the latter is determined by use of radiosondes.

The meteorological measurements were started September 1990 and the turbulence measurements was finished 7. October, and the remaining mast measurements on 17. November 1992. The launching of radiosondes was started March 1990 and finished in October 1992. A total of 400 radiosondes were released.

The wind speed over water is expected to be larger than over land. To determine the increase in the wind speed over water compared to land, the measured wind speed at 20 meter was compared to the wind speed at the same height at the village Tystofte, situated in the southwestern part of Sjælland (Zealand). The wind speed at Anholt is about 20% higher than at Tystofte. The difference is smaller at atmospheric unstable conditions at Tystofte, and consequently bigger when the air at Tystofte is stable.

The measurements of the atmospheric stability over water are totally different from the conditions over land. For fall 1990 the atmosphere over water is mostly neutral, winter 1990/91 is characterised by predominantly stable conditions over the water. The atmospheric conditions in spring 1991 are neutral as well, summer and fall unstable. The measurements from the winter period 1991/92 are missing, but in spring 1992 the atmosphere is unstable. The unstable atmosphere over the water in spring 1992 is likely to be caused by the mild winter 1991/92. The sea was not cooled enough to produce a stable atmosphere over the water. It is interesting to notice, that a weak diurnal variation in the atmospheric stability can be observed. The atmosphere is slightly more unstable at mid day than the rest of the day. If the water temperature is constant, this phenomenon should be absent. Thus it suggests that the water is slightly warmer during the day as compared to night. This is probably caused by the shallow water close to the beach, which can be heated by the sun, whereas the deeper water further away from the beach will not be heated noticeably during the daily cycle.

Based on the measurements of turbulence and meteorological profiles, it was possible to determine the value of the von Karman constant over water, which is important for the understanding of the windprofile. Over land its value generally is considered to be 0.4. Based on the measurements at Anholt, the value over water was determined to be 0.63 and 0.67. These values fits in a plot of the von Karman constant versus roughness Reynolds number, which included values of the von Karman constant determined from the so-called Jylex experiment, and thus supports the assumption that the Reynolds number in the atmosphere is not big enough to exclude an influence on the windprofile.

To determine the climatology of the height of the mixed layer over the sea, approximately 400 radiosondes were launched. It is interesting to note, that typical 2 and in some cases 3 inversions were detected in the soundings. The frequent existence of an inversion at a height of 3 km was very surprising for the author.

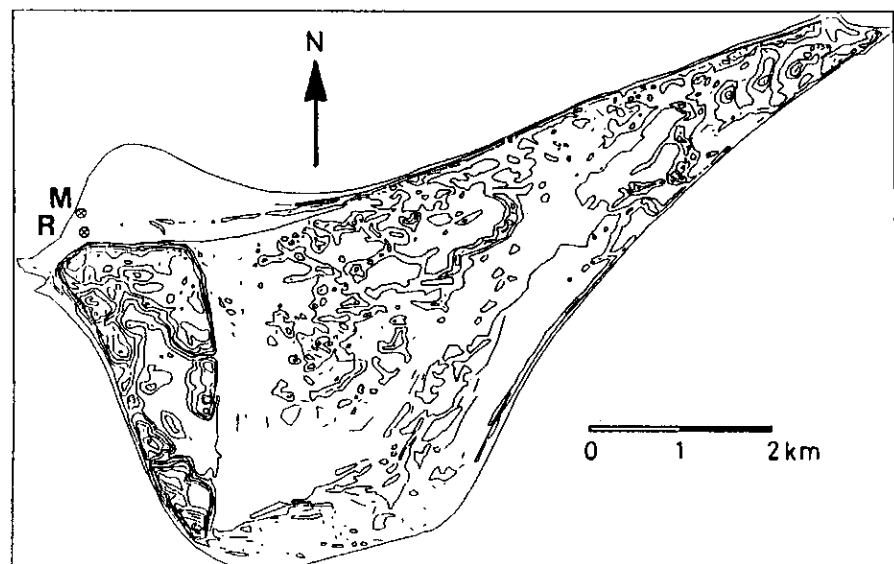
The height of the lowest inversion has a slight tendency to follow the pattern over land, being lower in the morning and then grow in height during the day. The pattern over land, however, is much more pronounced than over water. This pattern over the water might be ascribed to the warming of the shallow water upwind of the station. However, the height of the lowest inversion can be appreciable, corresponding to the most unstable conditions over land. The reason for this is, that the mixed layer does not collapse during night, as is the case over land, but continues to grow for several days, until it collapses when a new air mass is advected over the area, replacing the former one.

The detection of the inversion at 3 to 4 km height came as a surprise. In the context of air pollution and nutrients and deposition of pollution to the water surface, the existence of second inversion is considered irrelevant.

1. Meteorologiske målinger

Formål

Med det formål at bestemme klimatologien af vind og turbulensforholdene samt grænselagshøjden over de indre danske farvande, blev der opstillet en meteorologisk målestation på Anholt. Målingerne skal være repræsentative for de meteorologiske forhold over vand, og det mest naturlige ville derfor være at etablere målestationen på havet. Dette er imidlertid økonomisk meget krævende, og målestationen blev derfor i stedet etableret på land så tæt på vandet som praktisk muligt. Placeringen af målestationen er vist på figur 1.1. Som det ses, er den placeret på den nordvestlige del af Anholt, hvorved målingerne er repræsentative for forholdene over vand i en vindsektor fra $\sim 230^\circ$ til $\sim 30^\circ$. Ved denne placering blev det opnået, at de vindretninger for hvilke målingerne repræsenterer forholdene over havet, lige netop inkluderer sydvest, der som bekendt er den fremherskende vindretning i Danmark. Ved udvælgelsen af positionen er der ligeledes taget hensyn til, at landskabet bagved masten så vidt muligt skal være fladt for at undgå blokerings effekter og trykeffekter forårsaget af klinter, skrænter og lignende, idet dette kan have stor effekt på de lokale meteorologiske forhold. Inspektion af forholdene på Anholt viste, at et af de få velegnede steder, hvor der ikke var en skrænt i umiddelbar nærhed af stranden, var på øens nordveststrand. Det sted på denne strand, hvor højdeforskellen på overgangen mellem stranden og klitten var mindst, blev udvalgt som målested. Da det yderligere viste sig at være i nærheden af campingpladsen, løste denne placering desuden praktiske problemer hvad angår strøm, opsyn med mere.



Figur 1.1. Placering af meteorologimast(er) (M) og radiosondestation (R) på Anholt.

Som det fremgår af figur 1.1 er der i sektoren $\sim 90^\circ$ til $\sim 180^\circ$ cirka 300 meter fra positionen af de meteorologiske master til en cirka 40 meter høj bakke, i andre retninger er landskabet fladt. Denne bakke forventes ikke at påvirke de meteorologiske forhold ved målepositionen, når vinden kommer fra vandet, men vil naturligvis påvirke de meteorologiske forhold, når målestationen ligger i læ af bakken.

De meteorologiske målinger bestod dels af bestemmelse af 10 min middelværdier af vindhastighed, vindretning, fugtighed, temperatur, temperaturdifferens samt stråling og lufttryk (profilmålinger), dels af målinger af den atmosfæriske turbulens og dels af målinger af grænselagshøjden ved hjælp af radiosonderinger.

1.1 Profilmålinger

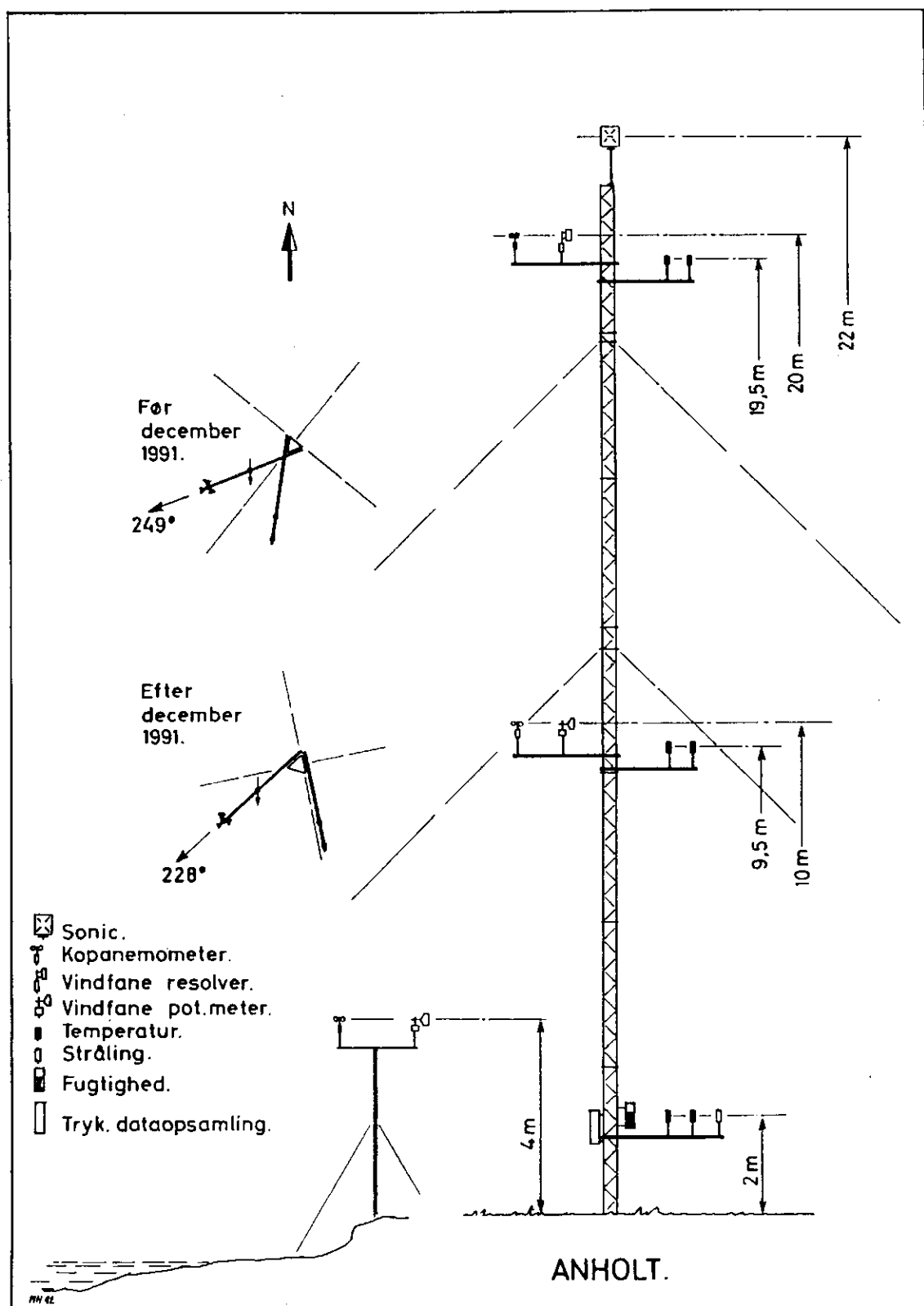
Master

Målingerne af profiler af meteorologiske parametre blev udført ved hjælp af to master. I vindretningssektoren 230° til 30° er der mellem vandet og målepositionen en strand på cirka 15 meter, men afstanden er naturligvis afhængig af vandstanden, dernæst følger et cirka 300 meter fladt område med klitbevoksning, hvor masten er placeret cirka 20 meter fra stranden. Klitområdet afsluttes ved campingpladsen. Overgangen mellem strand og klitområdet består af en cirka 30 cm høj skrænt.

Placering

Det var naturligvis ønskeligt at foretage målingerne fra en mast placeret direkte på stranden eller endnu bedre i vandet. Dette er i praksis imidlertid umuligt, idet fundamentet til masten vil blive uforholdsmæssigt dyrt, fordi sandet mister sin evne til at bære, når det bliver oversvømmet. Målepositionen måtte derfor nødvendigvis placeres i klitområdet, og på en sådan måde at bardunerne ligeledes blev befæstet i klitten, som kun under exceptionelle betingelser bliver oversvømmet.

Målingerne blev derfor i praksis udført på 2 master. En 20 meter høj mast blev rejst 20 meter fra overgangen mellem strand og klit, således at bardunerne kunne fastgøres i klitten. Målinger på den nederste del af masten vil imidlertid være forstyrret af stranden og klitten og således ikke være repræsentative for forholdene over vand. Effekten af stranden vil kunne mærkes i strømningen i op til cirka 3 meters højde. Der blev derfor placeret en mindre mast i overgangen mellem stranden og klitten, således at målingerne på denne mast vil repræsentere forholdene i den nederste del af atmosfæren over vand, idet indflydelsen af stranden ved denne masts position kun vil give sig til kende under 1 meters højde. Instrumenteringen af masten fremgår af tabel 1.1, tabel 1.2 og er illustreret på figur 1.2.



Figur 1.2. Illustration af instrumenteringen af meteorologimasterne.

Tabel 1.1 Detaljer vedrørende instrumenterne til profilmålinger

Channel	Measured parameter	Unit	Height (m)	Sensor, type/serial No.	Calibration
1	Pressure ⁺	mb	1.5	Yellow Springs 14121	$P = 943.09 + N \cdot 0.09321 + N^2 \cdot 9.485 \cdot 10^{-5} - N^3 \cdot 4.2076 \cdot 10^{-8}$
2	Wind speed, 10 min	m/s	4*	MK/Makrolon/7	$\bar{u}_4 = N \cdot 0.03185 + 0.29$
3	Wind direction ⁺	deg. (360)	4*	Aanderaa 2053/359	$D_4 = N \cdot 0.3486 + 1.5 + 46 + 354.07$
4	Wind speed, 10 min	m/s	10	ED/Makrolon/118	$\bar{u}_{10} = N \cdot 0.03260 + 0.42$
5	Wind speed, 10 min	m/s	20	ED/Makrolon/119	$\bar{u}_{20} = N \cdot 0.03292 + 0.37$
6	Wind direction ⁺	deg. (360)	10	Aanderaa 2750/959	$D_{10} = N \cdot 0.3486 + 1.5 + 48 + 357.39$
7	Temperature ⁺	°C	2	Aanderaa 1289/2088	$T_2 = 4/0.0038836 \cdot (N - 509.5)/(11253 + 509.5 - N)$
8	Temperature ⁺	°C	19.5	Aanderaa 1289/2114	$T_{19.5} = (4/0.0038836 \cdot (N - 515)/(11253 + 515 - N))$
9	Temp. difference ⁺	°C	9.5-2	Aanderaa 1289A/1481-1480	$\Delta T_{9.5-2} = (23.34 - N \cdot 0.045764) \cdot (1 + 0.0039 \cdot ((T_2 + T_{19.5})/2))$
10	Temp. difference ⁺	°C	19.5-9.5	Aanderaa 1289A/1483-1482	$\Delta T_{19.5-9.5} = (23.43 - N \cdot 0.045764) \cdot (1 + 0.0039 \cdot ((T_2 + T_{19.5})/2))$
11	Humidity, relative ⁺	%	2	Lambrecht/470690	$H = N \cdot 0.13246 - 23.35$
12	Radiation 0.3 - 2.5 μ	mW/cm ²	2	Aanderaa 2770/264	$R = N \cdot 0.5587 - 286.6$
13	Wind direction	deg. (360)	20	EL/Resolver/2	$D_{20} = N/10$
14	Wind direction, var.	deg. (360)	20	EL/Resolver/2	$V_{20} = N/10$

⁺ Averaging time determined by the time constant of the sensor.

* Small mast at the sea site

Tabel 1.2 Instrumentering af meteorologimasterne (profilmålinger)

Type af instrument	Højde over jorden (m)	Bemærkninger
Kop-anemometer	2(l),10,20	(l) Før 17. April 1991 2 meters højde, derefter 4 meters højde
Vind fane (retning)	2(l),10	(l) Før 17. April 1991 2 meters højde, derefter 4 meters højde
Vind fane (varians)	20	
Temperatur	2(s),19.5	(s) målt på store mast
Temperaturdifferens	9.5-2(s),19.5-9.5	(s) målt på store mast
Fugtighed	2(s)	(s) målt på store mast
Stråling	2(s)	(s) målt på store mast
Tryk	2(s)	(s) målt på store mast

1.2 Instrumentering (profilmålinger)

1.2.1 Kop-anemometer

Respons

De kop-anemometre, der er anvendt, er af typen Aanderaa. Dette er et robust instrument med en lav vægt med 3 kopper, der er lavet af plastik. Responstiden er afhængig af vindhastigheden og svarer til en længdekonstant på cirka 1.5 meter. Det vil sige at på den tid det tager koppen at ændre hastigheden med 63% af en påtrykt ændring af vindhastigheden, har luften bevæget sig en afstand svarende til længdekonstanten. Kop-anemometre reagerer imidlertid hurtigere når vindhastigheden øges end når den aftager. Denne effekt kaldes overspeeding. En af konsekvenserne af overspeeding er, at i et turbulent flow vil et kop-anemometer måle for høj en vindhastighed hvis det er kalibreret i et laminart flow, for eksempel en vindtunnel, hvilket ofte er tilfældet.

Overspeeding

Størrelsen af denne effekt er diskuteret i Busch & Kristensen (1976). Her vises det, at for et hurtigt responderende kop-anemometer som den type der er anvendt ved disse målinger, er effekten af overspeeding mindre end σ_u^2/u^2 , som typisk er 1%. σ_u er standard afvigelsen af vindhastighedsfluktuationerne i vindretningen og u er middelvindhastigheden. Hvert kop-anemometer er individuelt kalibreret i en vindtunnel. Standardafvigelsen mellem den lineære regressions linje og målingerne (kop-anemometer visning mod vindhastigheden i vindtunnelen målt med et pitotrør) er af en typisk størrelse på 0.02 m/s. Usikkerheden på målingen af vindhastigheden med pitot røret i vindtunnelen er af størrelse 0.08 m/s.

1.2.2 Vind-fane

Den horisontelle vindretning blev bestemt med et Aanderaa Instruments 2750 vind fane. Den består af en letvægts fane der er fastgjort til en vertikal aksel. Fanens retning aflæses ved at fastholde fanen og aflæse dens retning.

Respons

Derudover anvendes i 20 meters højde en letvægts vindfane, der er specielt designet til at følge de hurtige fluktuationer i vindretningen. Denne fane er designet, således at den har en meget lav vægt og lav friktion. Fanen består af en flad polystyrenplade. Fra den teoretiske sammenhæng mellem bevægelsen af en vindfane og den sande vindretning kan det ses, at en vindfane med god tilnærmelse opfører sig som et andens ordens filter med overførselsfunktionen

$$H_w(\omega) = [1 - (\frac{\omega}{\omega_e})^2 - 2i\zeta(\frac{\omega}{\omega_e})]^{-1} \quad (1)$$

hvor ω_e er en karakteristisk frekvens (rad/sec), ζ er dæmpningen og ω er frekvens (rad/sec). Overførselsfunktionen $H_w(\omega)$ og den tilhørende faseforskydning er vist på figur 1.3 som funktion af den normaliserede frekvens. Som det ses, opnås den bedste opførsel af vindfanen for en dæmpning på $\zeta=0.6$. Ved en lavere dæmpning vil vindfanen have oversving, mens den ved større dæmpning vil have for små udsving. Den karakteristiske frekvens, ω_e , er knyttet til en længdekonstanten, λ , for vindfanen, der afhænger af fanens design og kun i ringe grad af den aktuelle vindhastighed. For at en vindfane skal respondere hurtigt kræves at ω_e er stor, hvilket svarer til at λ er lille. Den vindfane, der blev anvendt på Anholt, er karakteriseret ved $\zeta=0.6$ og $\lambda=1.5$ meter.

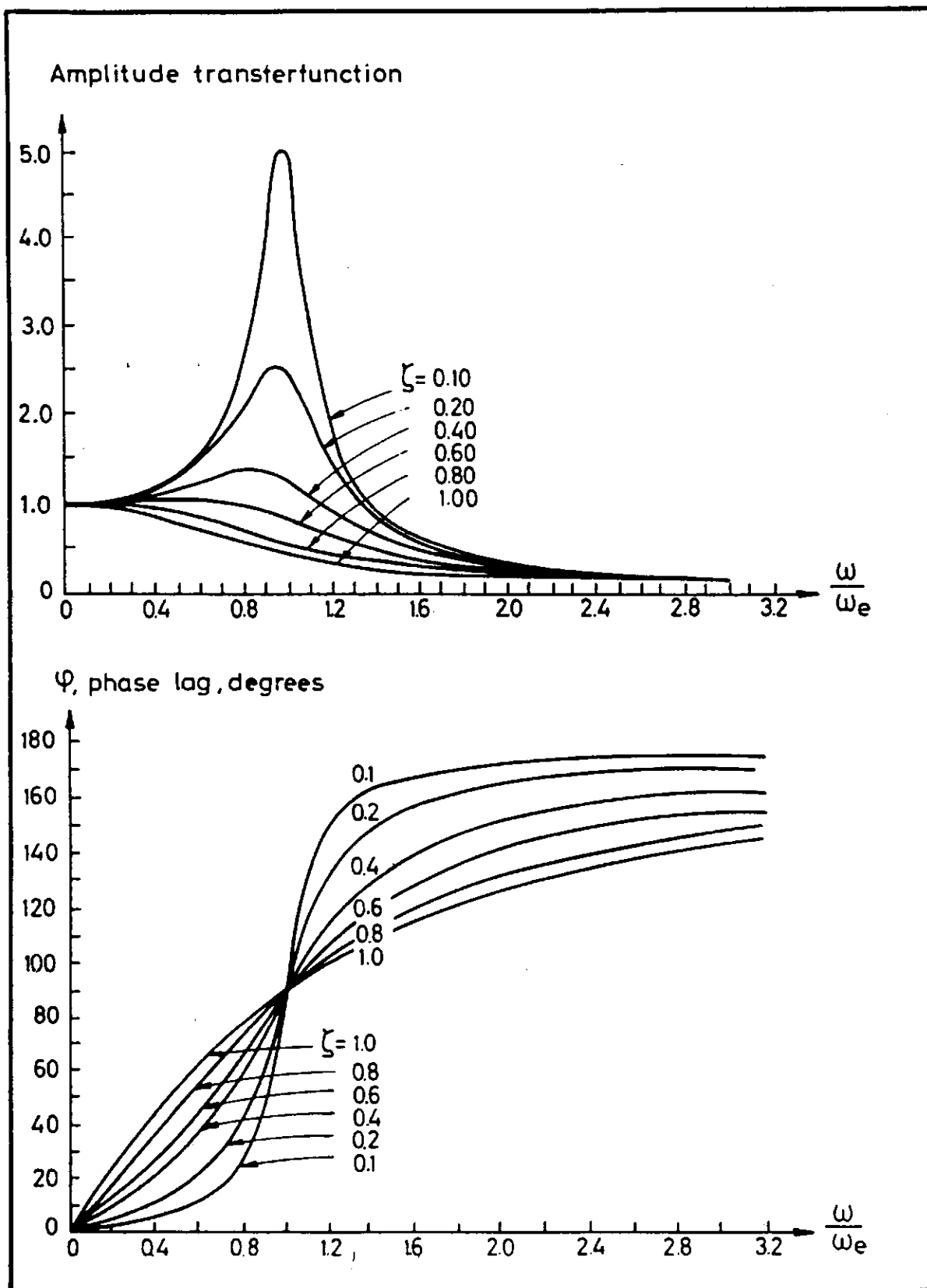
1.2.3 Fugtighed

Nøjagtighed

Luftfugtigheden blev målt med et hårhygrometer af fabrikat Lambrecht. Kalibreringen foretages ved at måle luftfugtigheden med et Asmann-psykrometer i forbindelse med inspektion og vedligeholdelse af målestationen. Efter nogle vedligeholdelseseftersyn var et passende fugtighedsområde dækket, og regressionslinjen mellem luftfugtighed målt med Asmann-psykrometeret og hårhygrometeret kunne bestemmes. På denne måde blev hårhygrometeret individuelt kalibreret. Fugtighedsmålingen med Asmann-psykrometeret blev gennemført ved hvert service besøg, således at kalibreringen af hårhygrometeret løbende blev kontrolleret.

1.2.4 Tryk

Måling af lufttrykket blev udført med et Yellow Spring Aneroid barometer. Nøjagtigheden på trykmålingen er på 0.4 mb.



Figur 1.3. Overførselsfunktionen for amplituden og fasevinkelen som funktion af dæmpningen ζ og den normaliserede frekvens, ω/ω_e .

1.2.5 Temperatur

Temperatur og temperaturdifferens blev målt med "platinum-resistance" termometre. Følerne er placeret inde i en skærm for at forhindre, at de bliver påvirket af direkte eller diffus stråling, som om dagen vil bevirke, at den målte temperatur vil blive for høj og om natten for lav. Strålingsskærmen er ikke ventileret, det vil sige at den ventileres udelukkende af vinden og ikke ved hjælp af en pumpe der suger luft forbi temperatursensorerne. I en undersøgelse af strålingsskærme der blev foretaget på Risø (Mortensen & Jensen, 1986) blev den type strålingsskærm, der blev anvendt på Anholt, fundet at give den bedste beskyttelse mod strålingsfejl for uventilerede skærme, og beskyttelsen mod stråling var lige så god som for ventilerede skærme når vindhastigheden var højere end 1-2 m/s.

1.2.6 Temperaturdifferens

Temperaturdifferensen blev bestemt som den relative forskel mellem målingerne af to "platinum-resistance" følere af samme type som beskrevet under temperaturmålinger. Temperaturdifferensgiverne er individuelt kalibreret og den absolutte nøjagtighed er bestemt til 0.04°C . Det skal bemærkes, at sensorerne til bestemmelse af temperaturdifferensen er placeret i særskilte strålingsskærme af samme type som der anvendes ved temperaturmålingerne.

1.2.7 Stråling

Måling af den indkommende solstråling og diffuse stråling blev foretaget med en solar radiation sensor 2770 (pyranometer) fra Aanderaa Instruments. Målingerne af den indkommende stråling er karakteristisk for stråling med bølgelængder i området $0.3\text{-}2.5 \cdot 10^{-6}\text{m}$. Målegiveren består af en lysfølsom termisk bro, som måler temperaturforøgelsen af en sort overflade under en glaskuppel. Den absolutte målenøjagtighed er bedre end 20 W/m^2 med en opløselighed på 4 W/m^2 . Måleområdet er på -2000 til 2000 W/m^2 med en liniaritet bedre end 1%.

1.2.8 Dataopsamlingssystem for profilmålingerne

Målingerne fra kop-anemometrene, vindfaner (retning samt varians på retningen i 20 meters højde), temperaturgiverne, fugtighed og strålingssensoren blev opsamlet på et dataopsamlingssystem, der er udviklet på Risø. Målingerne blev foretaget hvert 10. minut. Målingen af vindretning og variansen af vindretningsfluktuationerne i 20 meters højde er midlet over 10 min., det samme gælder vindhastigheden. De øvrige målinger repræsenterer øjebliksværdier bestemt ved slutningen af hver 10 min. måleperiode. Dataene blev yderligere lagret i et speciel batteridrevet dataopsamlingssystem for det tilfælde, at der skulle forekomme længerevarende strømsvigt - det vil sige mere end de cirka 10 min som det system til beskyttelse af strømsvigt, alle instrumenter var tilsluttet (AC Power Backup PWM-500), var istand til at levere den nødvendige strøm.

Målingerne, der var opsamlet i dataopsamlingssystemet, blev overført cirka en gang om ugen over telefonnettet til Risø, hvor de blev

kvalitetskontrolleret og lagt i en databank.

1.3 Måling af atmosfærisk turbulens

Målinger af fluktuationerne i vindhastigheden og temperaturen samt bestemmelsen af deres statistiske karakteristika blev foretaget med et ultrasonic-anemometer. Instrumentet var placeret i toppen af den store meteorologimast i 22 meters højde.

Måleprincip

Måleprincippet for et ultrasonisk anemometer er baseret på at måle den tid det tager for en lydimpuls at passere mellem en lille højttaler og mikrofon, der begge er anbragt på sensoren. Ved at foretage målingen i begge retninger opnås, at rejsetiderne for lydimpulsen repræsenterer lydimpulshastighed plus vindhastighed samt lydimpulshastighed minus vindhastigheden, hvorved vindhastigheden kan bestemmes. Ved at foretage målingen i tre forskellige retninger er det muligt at bestemme den tre-dimensionale vindvektor. Da lydimpulshastigheden afhænger af den aktuelle lufttemperatur er det ligeledes muligt at bestemme luftens temperatur.

Vindhastighed

Hver transducer har en hældning på 45° til den horisontale plan, og set ovenfra er vinkelen mellem transducerne på 120°. Afstanden mellem to sammenhørende transducere er cirka 20 cm. Meget kort kan teorien for bestemmelse af vindhastigheden og lufttemperaturen beskrives således, at når afstanden mellem to sammenhørende transducere kaldes l , lydimpulshastigheden c og vindhastighedens komponent i retningen mellem de to transducere V_a , så er tiden t som det tager en lydimpuls at bevæge sig mellem de to transducere givet ved

$$t_1 = \frac{l}{c + V_a} \quad (2)$$

$$t_2 = \frac{l}{c - V_a} \quad (3)$$

hvor t_1 er tiden når lydimpulsen går i vindens retning, og t_2 når lydimpulsen går imod vinden. Ud fra disse to ligninger ses det let, at

$$V_a = \frac{1}{2} \left[\frac{l}{t_1} - \frac{l}{t_2} \right] \quad (4)$$

og

$$c = \frac{1}{2} \left(\frac{l}{t_1} + \frac{l}{t_2} \right) \quad (5)$$

Det almene udtryk for lydens hastighed i en gas er

$$c = \frac{c_p}{c_v} \frac{RT}{M} \quad (6)$$

Temperatur

hvorved temperaturen T kan bestemmes. R er den universelle gas konstant, M luftens molvægt, c_p og c_v er luftens varmekapaciteter ved konstant tryk og volumen. Det skal bemærkes, at lydens hastighed i luften foruden temperaturen også afhænger af luftens fugtighed, således at T ikke er et udtryk for luftens temperatur i gængs forstand, men er "the sound virtual temperature". Forskellen mellem "sound virtual temperature" og den sande temperatur er mindre end 0.5°C . Målingerne af vindhastighed og temperatur med sonic anemometer blev udført med en frekvens på 19 Hz.

1.3.1 Dataopsamling

Dataopsamlingen blev foretaget med en regnemaskine af PC-typen baseret på en Intel-80286 processor. Et specielt program til opsamling af data blev skrevet til at udføre denne opgave. De analoge signaler fra sonic anemometeret blev opsamlet med en frekvens på 19 Hz. Dernæst blev de digitaliseret med en DT 2811 analog til digital konverter. Dette kort er en 12 bit konverter med en nøjagtighed på 0.03% af det fulde 10 Volt område. Den digitale opløsning af vindhastighedssignalet er på 0.025 m/s, og temperatursignalet har en digital opløsning på 0.025°C . Dataene blev opsamlet med en midlingstid på 10 min., og de beregnede statistiske parametre af den atmosfæriske turbulens dernæst lagret på en diskette. Denne diskette blev skiftet manuelt ca. hver 14. dag, og sendt til Risø.

1.3.2 Bearbejdning af dataene

Statistik

Karakteristiske statistiske parametre til beskrivelse af den atmosfæriske turbulens blev løbende beregnet over perioder på 10 min. De statistiske parametre er middelværdier, varianser og co-varianser af de parametre der løbende måles med sonic anemometeret. I det horisontale plan benævnes vindhastigheden i middelvindretningen u , og vindhastigheden på tværs af vindretningen v . Den vertikale vindhastighed kaldes w og "sound virtual temperature" T . Der beregnes følgende statistiske størrelser, hvor symbolet ' på en parameter angiver at der er tale om den fluktuerende del af parameteren, det vil sige øjebliksværdien minus middelværdien

$$\begin{array}{cccc} u'u' & u'v' & u'w' & u'T' \\ v'v' & v'w' & v'T' & \\ w'w' & w'T' & & \\ & T'T' & & \end{array}$$

1.3.3 Geometriske transformationer

To geometriske transformationer af vindhastigheden fra sonic anemometeret blev udført. Først transformeres signalerne (a,b,c) fra de tre retninger, som de direkte målinger blev udført i (120° separation), til et ortogonalt system med hovedretningerne (x',y',z') svarende til (øst, nord og lodret). Med den geometri, dette sonic anemometer har, gøres dette ved transformationen

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \sqrt{2/3} & -\sqrt{2/3} \\ 2\sqrt{2}/3 & -\sqrt{2}/3 & -\sqrt{2}/3 \\ \sqrt{2}/3 & \sqrt{2}/3 & \sqrt{2}/3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a \\ b \\ c \end{pmatrix} \quad (7)$$

Transformationer

Vindhastighedsdataene fra hvert 10 minutters løb blev dernæst transformeret til et koordinatsystem, hvor x-aksen ligger i middelvindens retning, det vil sige at middelvindhastigheden på tværs af x-aksen er nul. Dernæst drejes i X-Z planen indtil de vertikale vindhastigheder i middel er nul. Denne transformation kan udtrykkes gennem middelvindhastighederne (u, v og w) i (x', y', z') koordinatsystemet således

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u/V_1 & v/V_1 & w/V_1 \\ -v/V_2 & u/V_2 & 0 \\ -uw/V_1V_2 & -vw/V_1V_2 & V_1V_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} \quad (8)$$

hvor

$$V_1 = \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \quad (9)$$

$$V_2 = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (10)$$

Denne transformation svarer til

- 1) en rotation på θ grader i x-z planen efterfulgt af
- 2) en horizontal drejning på ϕ grader om en horizontal akse i x-z planen,

hvor

$$\theta = \arctan2(v, u) \quad (11)$$

og

$$\phi = \arctan 2(w, V_2) \quad (12)$$

Grunden til, at disse transformationer foretages, er naturligvis, at interpretationen af de statistiske parametre der beskriver den atmosfæriske turbulens, er lettere at foretage i dette koordinatsystem end i et øst-nord-vertikal koordinatsystem.

1.3.4 Korrektion for flow distorsion

Forvrængning

Transducerne på sonic-anemometeret er anbragt i et gitter, hvilket for en række vindretninger bevirker, at vindhastigheden påvirkes af instrumentet selv, og anemometeret for disse vindretninger ikke måler den korrekte vindhastighed. Disse forvrængninger af vindhastigheden er både en funktion af vindvektorens vinkel til det horisontale plan såvel som det vertikale plan. Afvigelserne fra den sande vindhastighed er generelt små, men kan være så store som 13%. Forvrængningen af vindhastigheden skyldes:

- 1) transducerne, der giver en 60° symmetri
- 2) sonic gitteret, der giver en 120° symmetri
- 3) foden, som sonic-anemometeret sidder på, der giver en dæmpning af de vertikale vindhastigheder.

Korrektion

Flow forvrængningen blev bestemt ved at anbringe sonic-anemometeret i en vindtunnel med kendt vindhastighed, og dernæst dreje sonic-anemometeret i forhold til flowet i vindtunnelen, samtidig med, at den vindhastighed som sonic-anemometeret faktisk måler, blev registreret. På denne måde blev fejlen bestemt i 1° intervaller ved forskellige hældninger af sonic-anemometeret og tabellagt.

Korrektionen af vindhastigheden foregår i praksis ved, at den øjeblikkeligt målte vindretning bestemmes, og vindhastigheden dernæst korrigeres ved opslag i tabellen. Det er vigtigt at understrege, at korrektionen skal ske på de enkelte målinger af vindvektoren, det vil sige i Anholt tilfældet 19 gange i sekundet. Ved at antage, at forvrængningen af strømmingen i vindtunnelen svarer til den forvrængning, der sker i den turbulente atmosfære, opnås ved denne korrektion en korrekt bestemmelse af den øjeblikkelige vindhastighed, som danner grundlag for bestemmelsen af de statistiske parametre, der anvendes til beskrivelsen af turbulensen i atmosfæren.

1.4 Radiosondemålinger

En radiosonde er et meteorologisk instrument til måling af luftens temperatur, tryk, fugtighed samt vindhastighed og -retning. Radiosonden er fastgjort til en ballon, der stiger til vejrs, hvorved det vertikale profil af de meteorologiske parametre kan bestemmes. Ballonen er fri (ikke forbundet med en snor til jorden), og målingerne

transmitteres ved hjælp af en radiosender til en modtager på jordstationen, hvor dataene kalibreres og lagres.

1.4.1 Radiosondens sensorer

Radiosonden er af mærket Vaisala, type RS-80. Dette mærke radiosonde er kendt som værende meget pålidelig, og den benyttes overalt i verden.

1.4.2 Temperatur

Temperaturen måles med en "thermocap capacitive bead", der har en opløsning på 0.1 °C, og en nøjagtighed på 0.2 °C.

1.4.3 Tryk

Trykket måles med et aneroid barometer. Opløsningen er på 0.1 hPa, og nøjagtigheden på 0.2 hPa.

1.4.4 Fugtighed

Luftfugtigheden måles med "humicap capacitor", den har en opløsning på 1 % relativ fugtighed og en nøjagtighed på 2 %.

1.4.5 Vind

Målingen af vindhastighed og vindretning er baseret på "OMEGA navigation system", der er et net af radiosendere bestående af 8 stationer spredt over hele jorden. De synkroniserede signaler fra stationerne modtages af radiosonden og sendes ned til jordstationen sammen med de øvrige målinger, der foretages af radiosonden. På grundlag af informationen om faseforskydningen mellem radio-signalerne fra de enkelte stationer bestemmes radiosondens øjeblikkelige position. Ændringen i radiosondens position som funktion af tiden benyttes dernæst til at beregne vindhastighed og retning, idet disse forudsættes at være identiske med den retning og hastighed hvormed radiosonden bevæger sig. Nøjagtigheden på vindvektoren er 1 m/s.

1.4.6 Datatransmission

Periode

Transmissionen af data fra radiosonden til jordstationen foregik ved hjælp af et radiosignal med en frekvens på 403 MHz. Dataene blev opsamlet, kalibreret og lagret på jordstationen for senere analyse. Fra starten af måleperioden med radiosondeopsendelser, marts 1991, indtil marts 1992 blev data lagret med 10 sekunder mellem de enkelte målinger. I marts 1992 blev programmet i jordstationen ændret til at lagre data hvert andet sekund, svarende til en vertikal opløsning på typisk 5 m med den tilstræbte stighastighed på radiosonderne.

1.4.7 Opsendelsesprocedure

Opsendelsen af radiosonder blev udelukkende foretaget ved vestlige vinde, det vil i denne sammenhæng sige vind mellem nord og syd med en vestlig komponent. Dette blev gjort for at sikre, at målingerne bedst muligt repræsenterer forholdene over vand, og ikke var påvirket af Anholt. Opsendelsen foregik typisk om morgenen cirka klokken 6, omkring klokken 12 og klokken 18, alle lokal tid. Denne procedure

sikrer, at variationen over dagen af inversionshøjden bliver dækket af målingerne. Radiosondeopsendelserne blev foretaget i perioden marts 1991 til december 1991, hvor de blev afbrudt, fordi den meteorologiske mast væltede, og de meteorologiske oplysninger der er nødvendige ved opsendelse af radiosonder derfor ikke mere var tilgængelige. Masten blev retableret i marts 1992, og radiosondeopsendelserne blev derefter genoptaget og blev afsluttet i oktober 1992.

2. Vindhastighed over land/vand

Tystofte

Vindhastigheden over vand forventes normalt at være højere end over land. For at bestemme hvor meget mere det blæser over Kattegat sammenlignet med forholdene over land, blev samtidige målinger af vindhastigheden på Anholt sammenlignet med målinger af vindhastigheden i samme højde ved Tystofte i Sydvestsjælland (cirka 3 km sydøst for Skælskør). Den meteorologiske mast ved Tystofte er placeret mere end 3 km fra nærmeste kystlinje, og omgivet af marker på alle sider. Samme type instrumenter er anvendt ved instrumenteringen af masten som på Anholt. Der udføres bl. a. følgende målinger: vindhastighed i 5, 10, 20 og 40 meters højde, vindretning i 10 og 40 meter, temperatur i 2 og 40 meter samt temperatur-differens mellem 2 og 40 meters højde. En direkte sammenligning mellem vindhastigheden målt ved Tystofte og Anholt blev foretaget som funktion af årstiden samt for den totale periode, masten på Anholt var i funktion. Sammenligningen blev foretaget for vindretninger, ved hvilke masten på Anholt var eksponeret for vinde fra Kattegat. Sammenligningen er vist på figurerne 2.1-2.7.

Analyse

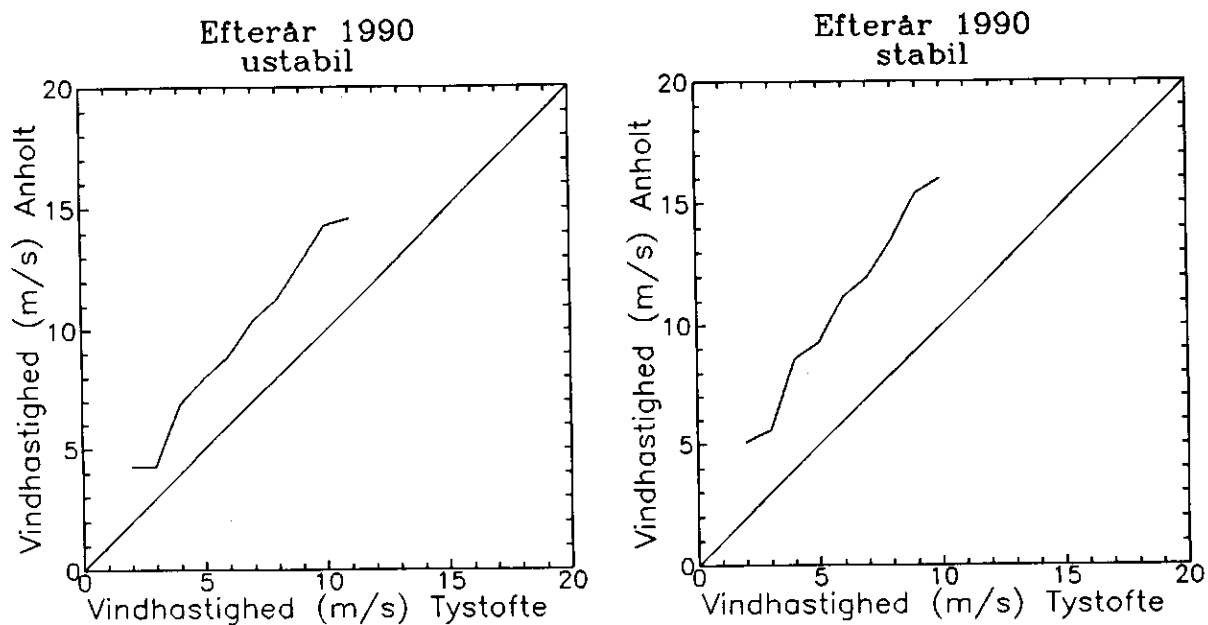
Analysen blev opdelt på årstider samt den atmosfæriske stabilitet ved masten på Tystofte. Stabiliteten blev bestemt på grundlag af temperaturdifferensen mellem 2 og 40 meters højde, således at når temperaturen i 40 meters højde var mere end 0.4°C under temperaturen i 2 meters højde, blev atmosfæren bestemt til at være ustabil, og når dette ikke var tilfældet blev de atmosfæriske forhold bestemt til at være stabile.

Resultat

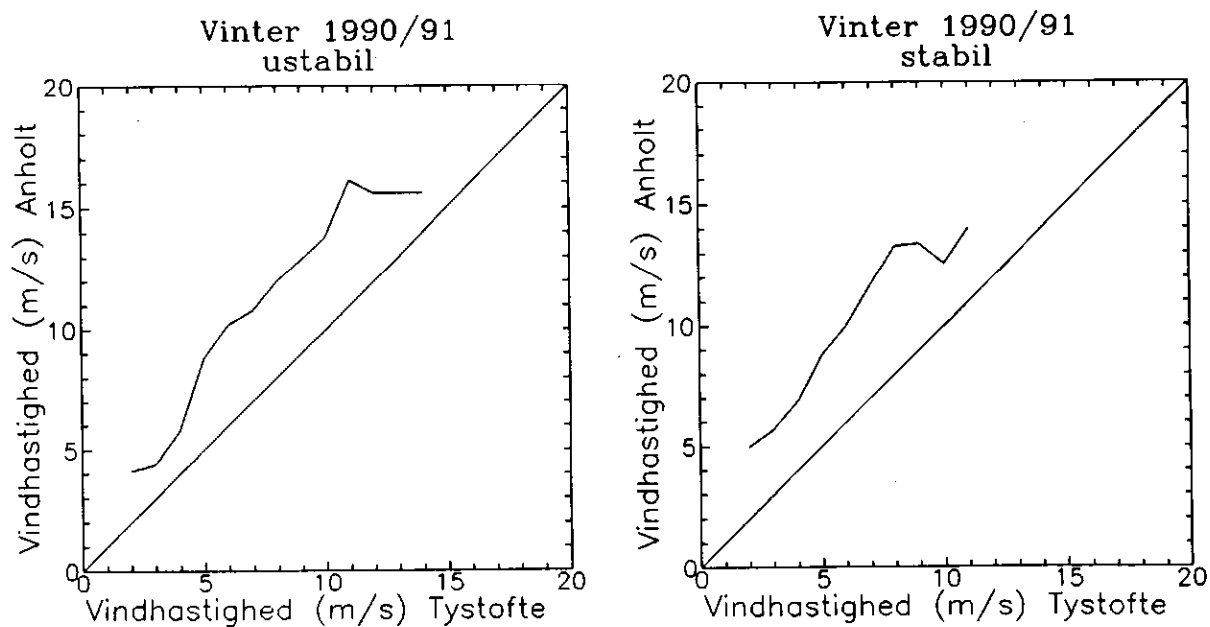
Af figurerne ses det klart, at vindhastigheden på Anholt ved vindretninger fra havet (mellem 240° og 30°), er 10 til 20% større end ved Tystofte, når der ses over hele perioden og der ikke skelnes mellem ustabile og stabile atmosfæriske forhold ved Tystofte. Det er ligeledes karakteristisk, at forskellen er størst når atmosfæren ved Tystofte er stabil, og mindst når den er ustabil.

Forklaring

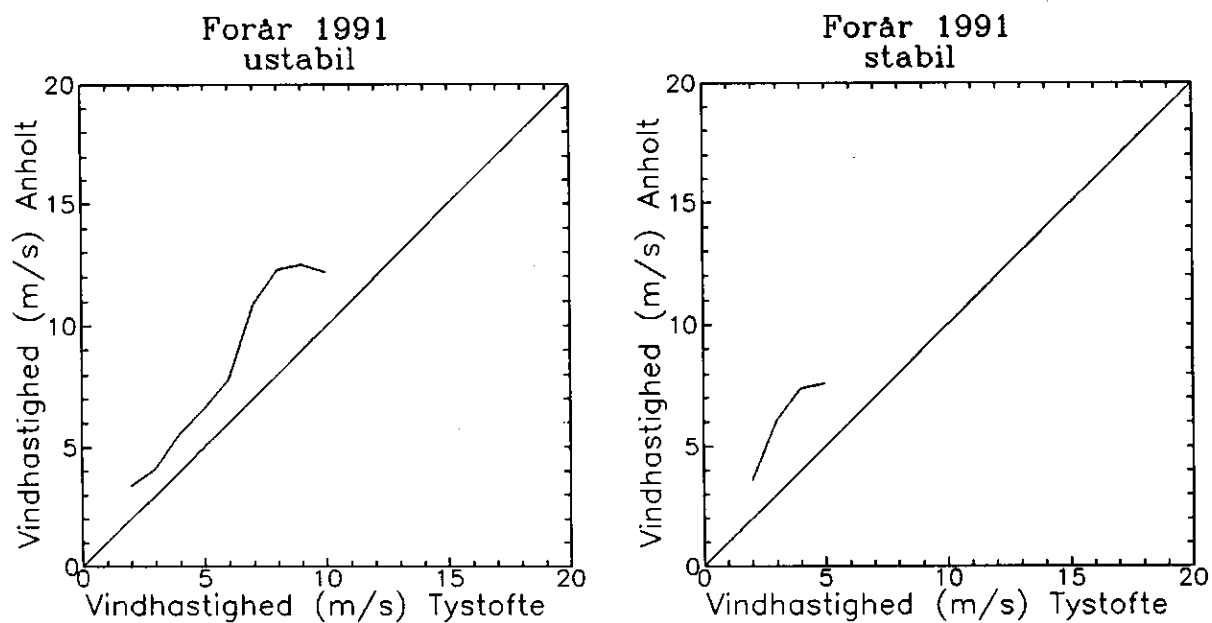
Forklaringen er, at den atmosfæriske stabilitet ved Tystofte følger det typiske mønster over land, ustabile forhold om dagen og stabile forhold om natten. Denne variation af stabiliteten giver sig udslag i relativt høje vindhastigheder om dagen, vekslende med lave vindhastigheder om natten ved samme geostrofiske vind. Vindhastigheden over vand er nær konstant ved samme geostrofiske vind, mens hastigheden over land er højest om dagen og lavest om natten på grund af ændringen af den atmosfæriske stabilitet.



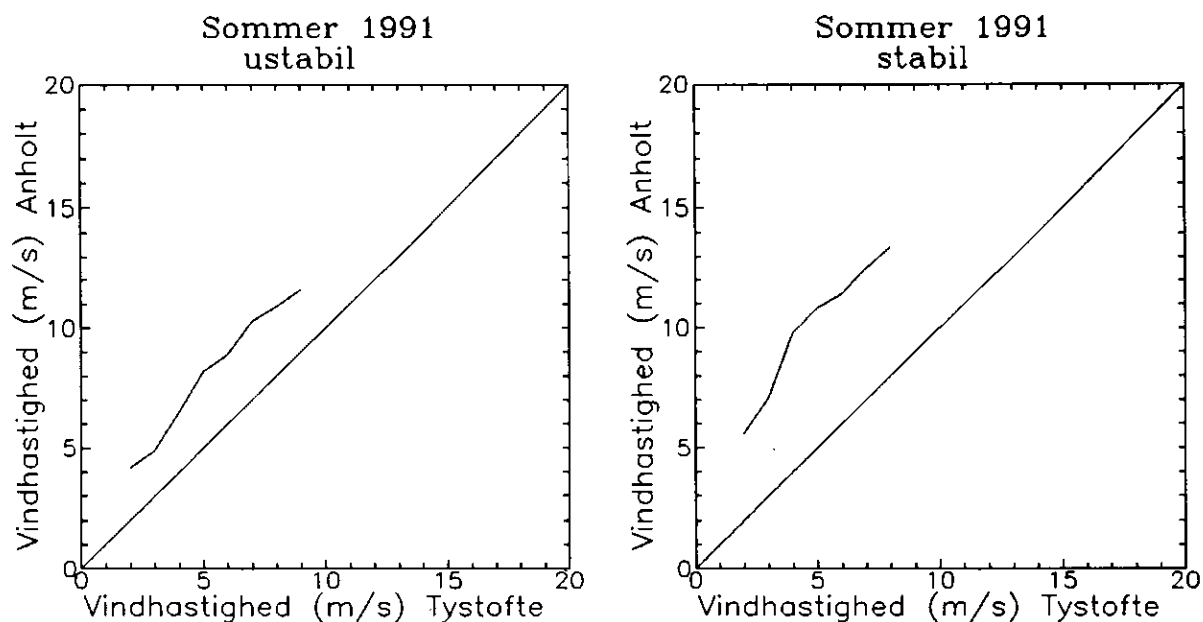
Figur 2.1. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte efterår (september, oktober, november) 1990.



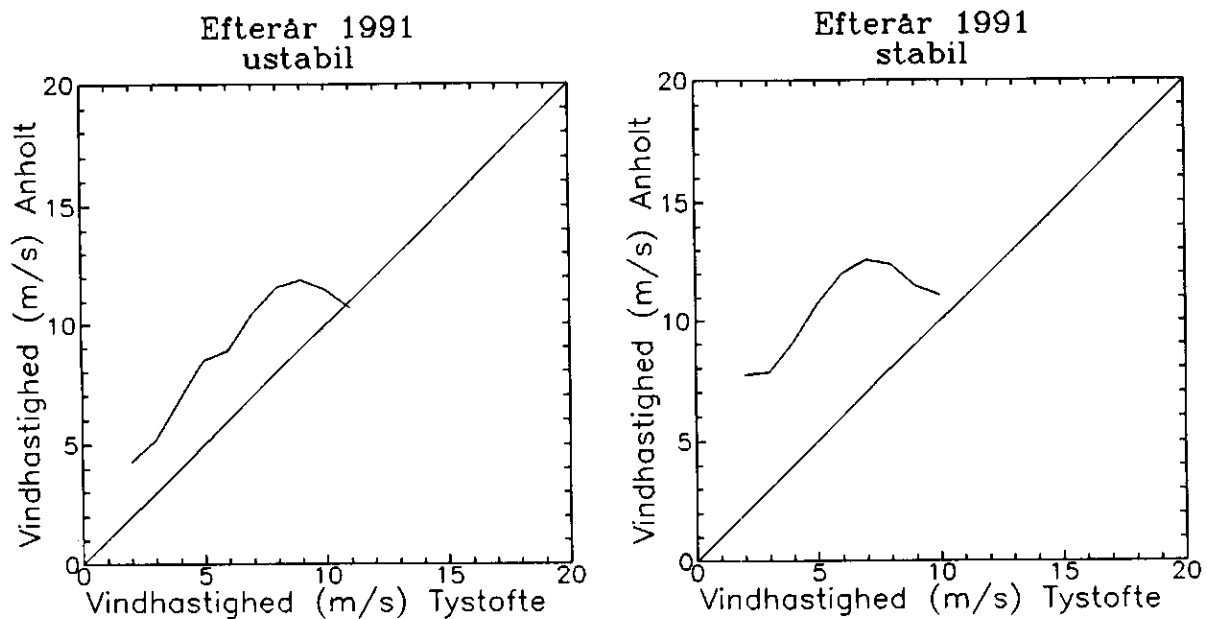
Figur 2.2. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte vinter (december 1990, januar og februar 1991)



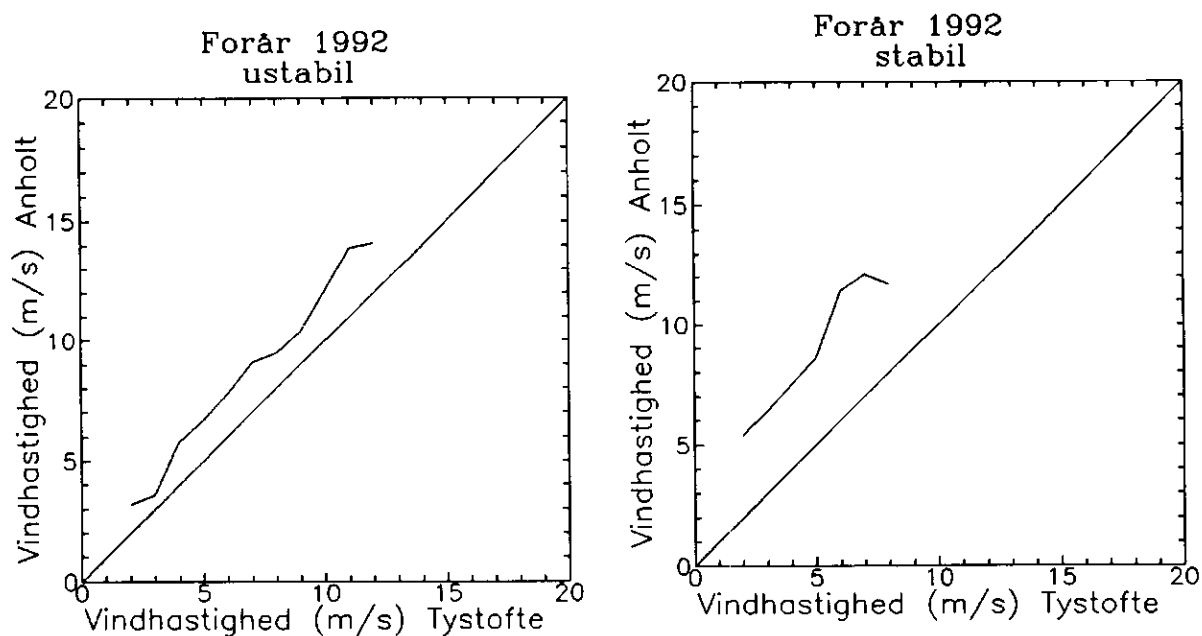
Figur 2.3. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte forår (marts, april, maj) 1991.



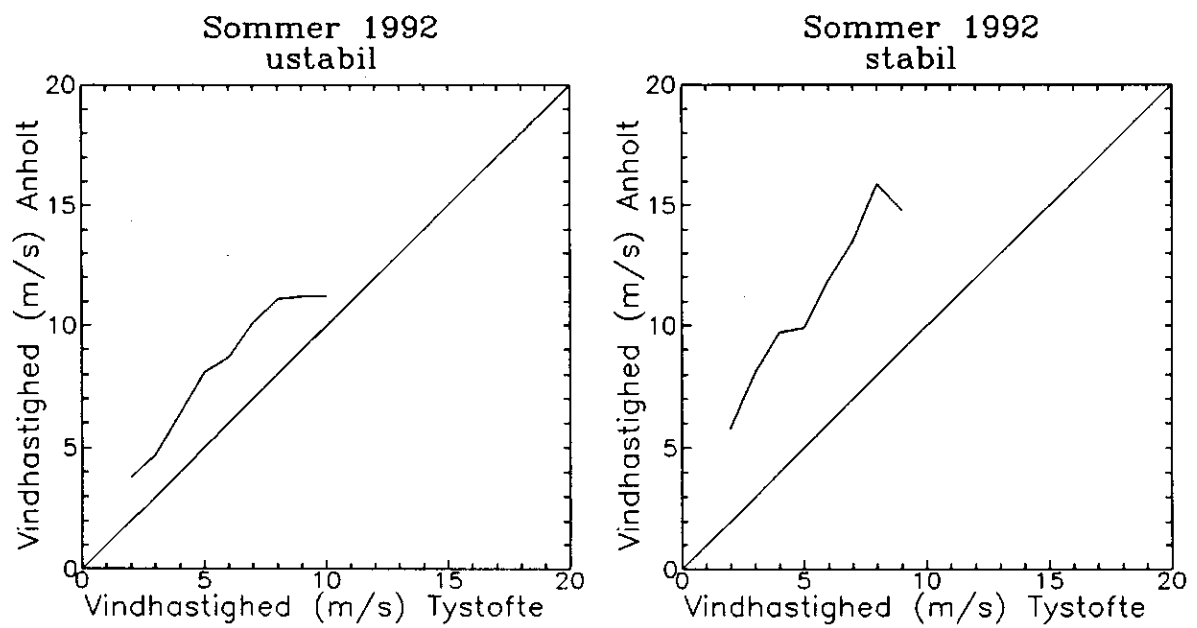
Figur 2.4. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte sommer (maj, juni, juli) 1991.



Figur 2.5. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte efterår (september, oktober, november) 1991.



Figur 2.6. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte forår (marts, april, maj) 1992.



Figur 2.7. Sammenligning af vindhastigheden i 20 meters højde mellem Anholt og Tystofte sommer (juni, juli, august) 1992.

3. Atmosfærens stabilitet over vand

Den atmosfæriske stabilitet over vand vil blive vurderet ved hjælp af den såkaldte Monin-Obukhov stabilitetsparameter. Denne er en atmosfærisk længeskala som har den egenskab, at den er negativ ved atmosfærisk ustabile forhold, og positiv når atmosfæren er stabil. For en neutral atmosfære er Monin-Obukhov længden uendelig, og i en fuldstændig konvektiv atmosfære er den nul.

Turbulens

Turbulens kan beskrives som hvirvler i atmosfæren. Turbulens dannes løbende og destrueres hele tiden ved at blive omdannet til varme (dissipation). De største hvirvler er af samme størrelse som højden af grænselaget, det vil sige som højden af det lag som forurening af luften blandes op i. Størrelsen af de mindste hvirvler er cirka 1 mm, og er bestemt af de molekytlære processer, der omdanner deres kinetiske energi til varme. De to vigtigste kilder til turbulens er dels hvirvler der dannes på grund af, at jorden er ru, såkaldt mekanisk turbulens, dels hvirvler der hidrører fra opvarmning af jordoverfladen, eller som det ofte er tilfældet over vand, at overfladen er varmere end luften. At overflader er ru bevirker, at vinden bremses ved jorden, hvorved vindhastigheden stiger med højden. Denne gradient i vindhastigheden fungerer som en kilde til mekanisk turbulens, des større gradient (variation af vindhastigheden med højden), des større produktion af mekanisk turbulens. På tilsvarende måde produceres konvektiv turbulens af de hvirvler der dannes, når overfladen er varmere end luften, hvorved luften opvarmes og stiger til vejrs. Det er karakteristisk, at produktionen af mekanisk turbulens er størst tæt ved jorden og hurtigt aftager som funktion af højden over jord eller vandoverfladen. I modsætning hertil aftager produktionen af konvektiv turbulens væsentligt langsommere som funktion af højden, blandt andet fordi boblerne af varm luft har en tendens til at fortsætte med at stige til vejrs og ikke "dør" tæt på overfladen, hvorved produktionen af konvektiv turbulens vil foregå over hele grænselaget. Monin-Obukhov længden er et mål for den højde, hvori produktionen af mekanisk og konvektiv turbulens er stort set lige store (højden $-L$). Under fuldt konvektive forhold er L derfor nul, det vil sige at al turbulensen er dannet ved konvektion og der ikke er nogen del af hvirvlerne i atmosfæren der har deres energi fra vinden. Under neutrale forhold, i hvilke alle hvirvler har fået deres energi fra vinden, vil Monin-Obukhov længden være uendelig. Under atmosfærisk stabile forhold er L positiv. Definitionen af Monin-Obukhov længden er:

$$L = - \frac{u_*^3}{\frac{g}{T} \kappa (\overline{w'\theta'})_h} \quad (13)$$

hvor u_* er den såkaldte friktionshastighed, g/T buoyancy parameteren (g er tyngdeaccelerationen og T den absolutte temperatur), κ von

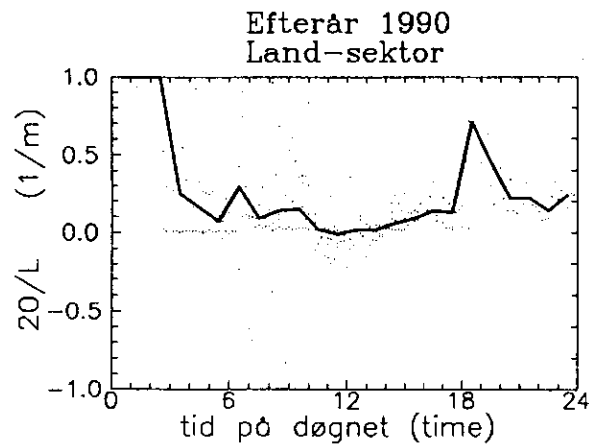
Karman konstanten og $(w'\theta')_h$ den kinematiske varmekraft i luften umiddelbart over jord- eller vandoverflader. Alle de størrelser, der indgår i L , kan måles med et sonic-anemometer.

Land

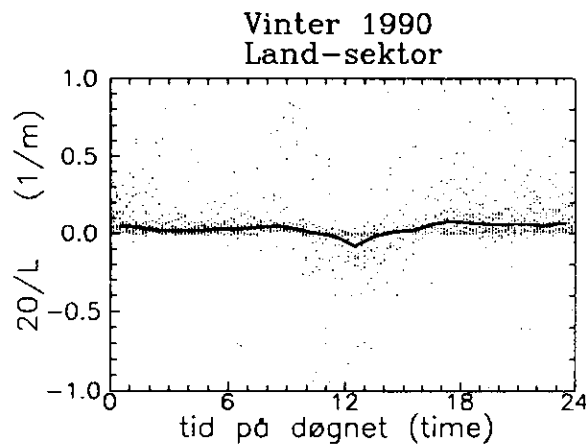
Over land vil et typisk forløb af den atmosfæriske stabilitet være som følger. Om natten afkøles landoverfladen, især når der ikke er nogen eller få skyer, ved udstråling til verdensrummet, hvorved det nederste lag af atmosfæren bliver stabil, det vil sige at L bliver positiv. Når solen står op opvarmes landoverfladen, og derefter luften umiddelbart over landoverfladen. Den varme luft stiger til vejrs. Dette bevirker at luften blandes. Opblandingen på en god dansk sommerdag med megen sol og kun lidt vind kan være meget kraftig, med vertikale hastigheder på luftbobler på typisk 1 til 2 m/s. Konvektionen fortsætter dagen igennem og stopper typisk når solens opvarmning af jorden bliver mindre end udstrålingen fra jordoverfladen til verdensrummet, hvorved temperaturen begynder at falde og atmosfæren begynder at blive stabil. Den beskrevne cyklus er mest udpræget om sommeren. Om vinteren, hvor solindstrålingen er ringe, vil det være karakteristisk, at atmosfæren ikke bliver ustabil om dagen men kun udvikler sig til at være let stabil om dagen, mens den er stærkt stabil om natten.

Stabilitet, land

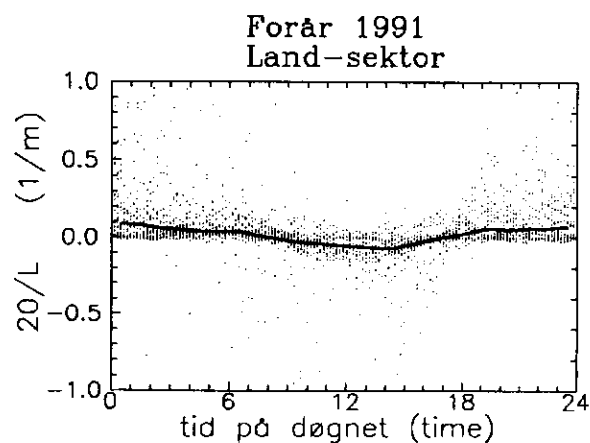
Figurerne 3.1 - 3.7 viser $20/L$ afbildet som funktion af årstiden og tid på døgnet for målingerne der blev foretaget med sonic-anemometer på Anholt. Målingerne er udvalgt til at ligge indenfor vindsektoren 90° til 180° , der med den beliggenhed den meteorologiske mast har på Anholt repræsenterer temmelig typiske land forhold. Forholdene er dog ikke så idealiserede, som de målinger der i litteraturen anvendes til at bestemme de empiriske funktioner, der beskriver de meteorologiske forhold over fladt terræn, idet der umiddelbart øst og sydøst for meteorologimasten ligger en 40 meter høj bakke. Det ses af figurerne at om natten er atmosfæren stabil, uanset årstiden. Om dagen, som er meget kort om vinteren, er atmosfæren ustabil. Variationen mellem dag og nat er størst om sommeren, og mindst om vinteren, mens der groft set ikke synes at være nævneværdig forskel mellem forår og efterår. Det skal bemærkes, at figuren, der skal illustrere forholdene for vinteren 1991-92, desværre mangler. Dette skyldes, at den meteorologiske mast væltede i slutningen af december 1991 under en kort periode med højvande der gravede et anker, hvori en af mastens barduner var fastgjort, fri, hvorved masten væltede. Masten blev retableret og målingerne fortsat i marts 1992.



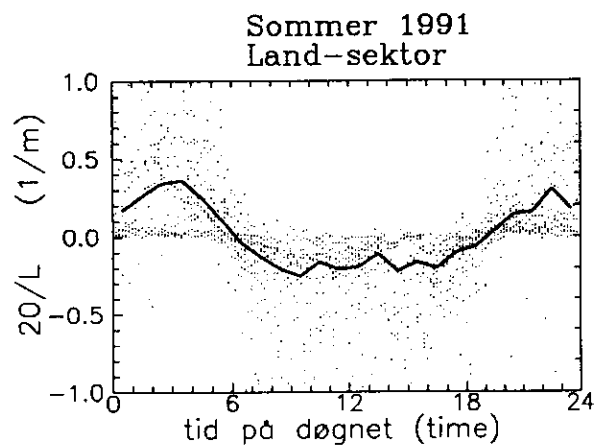
Figur 3.1. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for september, oktober og november 1990, vindsektor 90° -180°. Figuren bør interpreteres med varsomhed (få målinger).



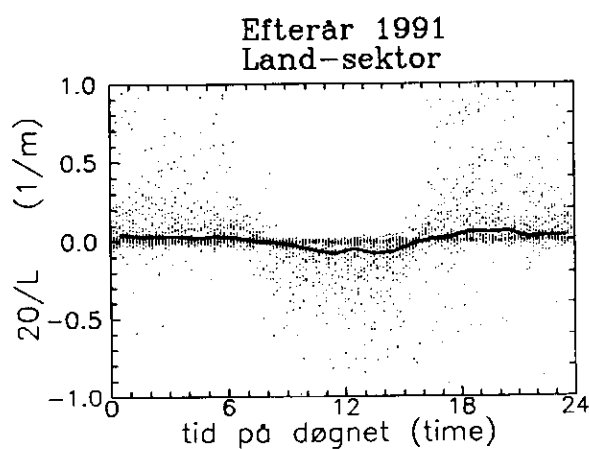
Figur 3.2. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for månederne december 1990, januar og februar 1991.



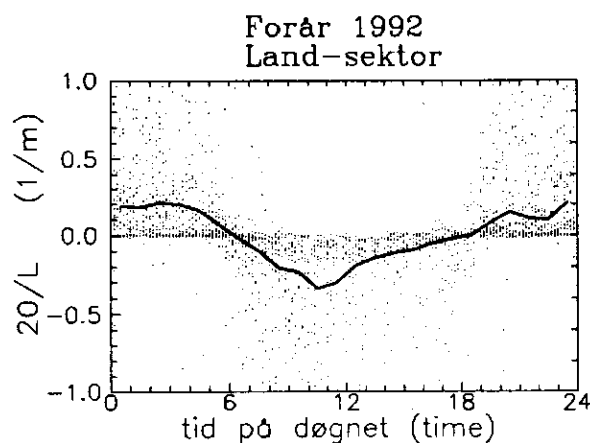
Figur 3.3. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for månederne marts, april og maj 1991.



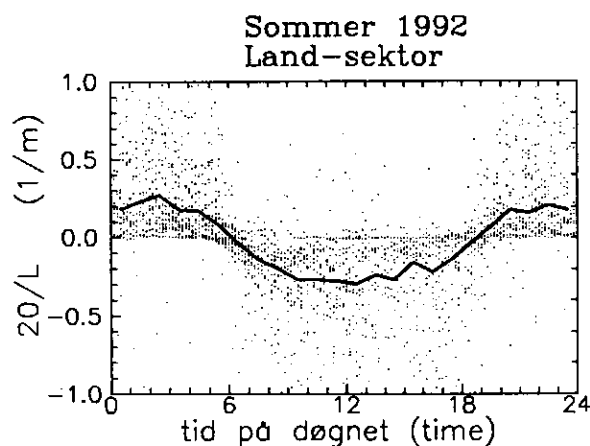
Figur 3.4. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for månederne juni, juli og august 1991.



Figur 3.5. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for månederne september, oktober og november 1991.



Figur 3.6. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for månederne marts, april og maj 1992.

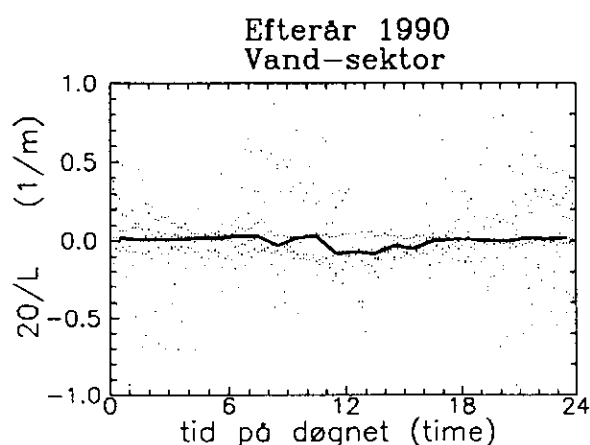


Figur 3.7. Den atmosfæriske stabilitet som funktion af tid på døgnet for månederne juni, juli og august 1992.

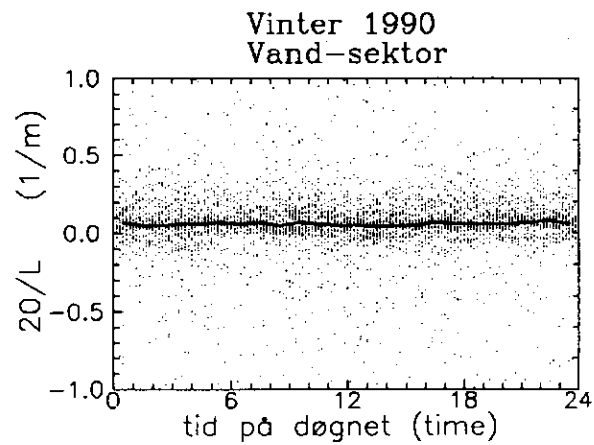
Stabilitet, vand

Stabilitetsforholdene i atmosfæren over vandoverfladen (mellem 240° og 30°) er helt forskellige fra, hvad der råder over land på Anholt. Dette er illustreret i figurerne 3.8 - 3.14. Det generelle mønster i atmosfærens stabilitet over vand skyldes, at vandets temperatur kun langsomt ændres, og derfor kun i meget ringe omfang viser den døgnvariation, der er karakteristisk for landforhold.

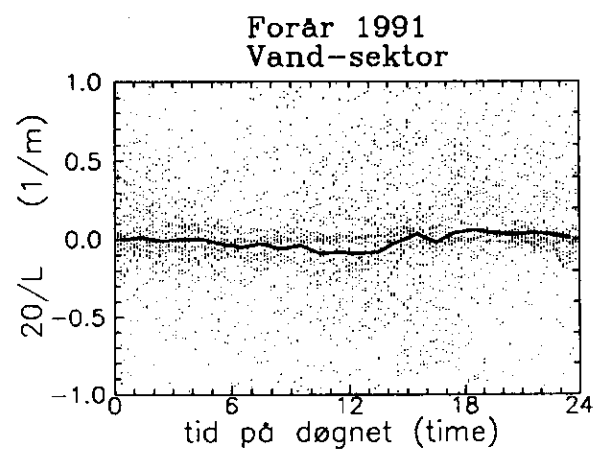
Om vinteren afkøles vandet og atmosfæren vil derfor, når vandet er koldere end luften, være stabil. Denne effekt vil især kunne ses om foråret, hvor vandet i modsætning til jordoverfladen kun langsomt opvarmes, og derfor vil være koldere end luften en stor del af tiden. Om sommeren er vandet blevet opvarmet og kan derfor forventes at være varmere end den overliggende luft, hvorved luften bliver ustabil. Denne effekt vil være endnu mere udtalt om efteråret på grund af vandets langsomme afkøling. Lad os se hvorledes dette mønster passer på målingerne på Anholt, der repræsenterer forholdene over Kattegat.



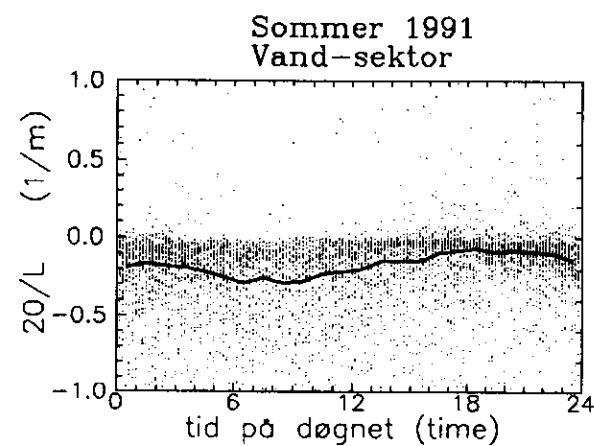
Figur 3.8. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne september, oktober og november 1990. Vindsektor 240° til 30°.



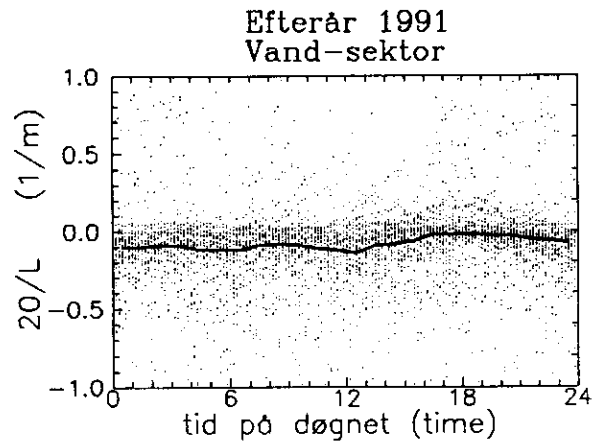
Figur 3.9. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne december 1990, januar og februar 1991.



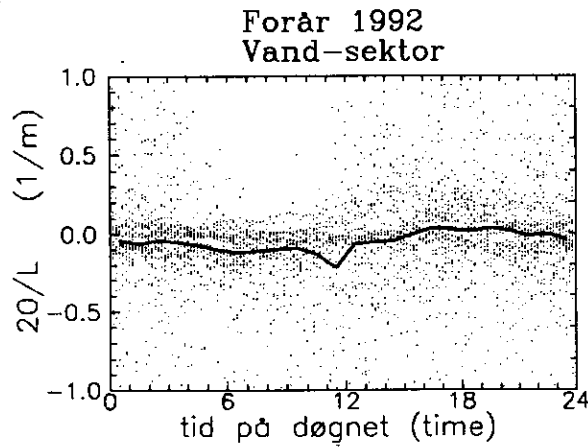
Figur 3.10. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne marts, april og maj 1991.



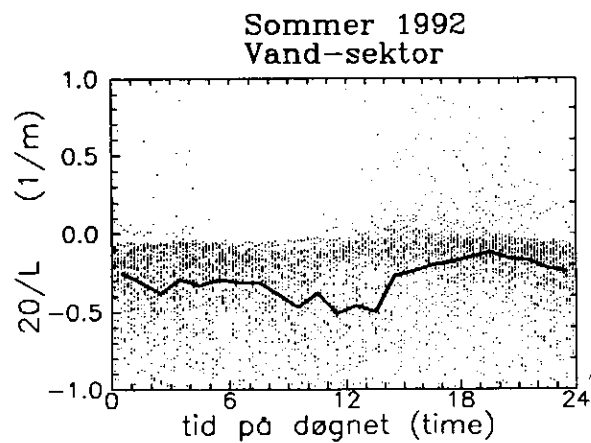
Figur 3.11. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne juni, juli og august 1991.



Figur 3.12. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne september, oktober og november 1991.



Figur 3.13. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne marts, april og maj 1992.



Figur 3.14. Den atmosfæriske stabilitet over vand for månederne juni, juli og august 1992.

For efteråret 1990 må atmosfæren over vandet nærmest karakteriseres som neutral, vinteren 1990/91 er karakteriseret ved en overvejende stabil atmosfære, og følger således det generelle mønster der er beskrevet ovenfor. De atmosfæriske forhold i foråret 1991 må nærmest karakteriseres som værende neutrale, sommeren og efteråret 1991 som generelt ustabil. Desværre mangler målingerne for vinteren 1991/92, men foråret 1992 ses tydeligt at være karakteriseret ved at atmosfæren er ustabil, hvilket således ikke følger det tidligere beskrevne generelle mønster. Dette skyldes sandsynligvis den milde vinter 1991/92, idet havet ikke blev afkølet tilstrækkeligt til at generere den stabile atmosfære. Det er interessant at bemærke, at en svag variation af den atmosfæriske stabilitet kan ses i alle figurerne, der repræsenterer forholdene over vand. Variationen er karakteriseret ved, at atmosfæren er lidt mere ustabil midt på dagen end resten af døgnet. Såfremt havets temperatur er konstant på døgnbasis skulle dette fænomen ikke optræde. En mulig forklaring på fænomenet kan være, at temperaturen i det øverste lag af vandoverfladen har en svag døgnrytme, således at vandet er lidt varmere om dagen end om natten. Dette vil give anledning til den observerede døgnrytme i den atmosfæriske stabilitet. Det mest sandsynlige er, at effekten skyldes det lave vand foran masten, idet solindstrålingen vil være i stand til at opvarme vandet tæt ved kysten. Længere væk fra kysten, hvor vandet er dybere, vil solindstrålingen ikke være i stand til at opvarme vandet, idet der vil være tilstrækkelig opblanding i laget til at transportere det varme vand ned og blande det op med vandet over termoklinen. Fænomenet kan således tilskrives, at målingerne foretages i en kystzone.

Hvor repræsentative er målingerne for forholdene over vand? Satellitbilleder af Kattegat viser, at fladetemperaturen af havet varierer med flere grader, undertiden i skarpt afgrænsede områder. En typisk måleposition vil således altid være under indflydelse af inhomogeniteter i overfladetemperaturen. Målingerne på Anholt er således på sin vis typiske for forholdene over Kattegat.

Et andet spørgsmål er naturligvis, hvor repræsentativ den 2 års måleperiode, i hvilken målingerne blev udført, er? Vintrene 1990/91 og 1991/92 var meget milde, og havtemperaturen derfor relativ høj, således at måleperioden i klimatologisk forstand ikke er "typisk", men er karakteriseret af at vintrene var milde.

4. Størrelsen af von Karman konstanten over vand

Problemstilling

Størrelsen af von Karman konstanten er af væsentlig betydning for vindprofilernes udseende, men samtidig er det et af de felter i grænselagsforskningen, hvor der er megen stor uenighed. Indtil for nylig ansås størrelsen af von Karmans konstant at være 0.4, selvom der enkelte steder i litteraturen blev foreslået andre værdier, helt ned til 0.33. Nyere forskning har dels vist at von Karman konstanten er 0.4, dels det modsatte, nemlig at den varierer betydeligt. Von Karman konstanten optræder i udtrykket for variationen af vindhastigheden med højden, som i en neutral atmosfære udtrykkes ved den logaritmiske vindprofil

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (14)$$

hvor u er vindhastigheden som funktion af højden z , u_* den såkaldte friktions hastighed, som udtrykker hvor meget bevægelsesmængde der vertikalt transporteres igennem atmosfærens nederste lag (50-100 m) for at kompensere for opbremsningen af vinden ved jordoverfladen, og κ er von Karman konstanten. Som det ses af formel (14) er størrelsen af κ af stor betydning for vindprofilens udseende, idet den har direkte indflydelse på ruhedslængden, z_0 , hvilket ses af følgende omskrivning af formel (14)

$$z_0 = \frac{z}{\exp\left(\frac{\kappa u}{u_*}\right)} \quad (15)$$

Ruhed

hvoraf det fremgår at ved at fastholde værdien af z , u og u_* , så falder størrelsen af overfladeruheden z_0 når værdien af κ øges. Dette gør det i praksis umuligt at bestemme den aerodynamiske overfladeruhed ud fra målinger i et punkt uden en antagelse om størrelsen af von Karman konstanten. De teorier, der er fremsat vedrørende von Karman konstantens størrelse, foreslår, at den er en funktion af det såkaldte overflade Reynolds ruhestal Re_o , der er defineret som

$$Re_o = \frac{u_* z_0}{\nu} \quad (16)$$

Reynold tallet

hvor ν er luftens kinematiske viskositet ($\nu = 14 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ved 20°C). For små værdier af Re_o er von Karman konstanten relativ stor, når

Re_0 er stor er von Karman konstanten lille, og for værdier der er typiske for karakteristiske ruhedslængder over land er von Karman konstanten 0.4. Målingerne over vand giver en enestående mulighed for at teste hypotesen om, at von Karman konstanten er stor for små værdier af Re_0 , idet både u_* og z_0 er små over vandoverflader, u_* er ved samme geostrofiske vind ca. 50% mindre over vand end land og z_0 ca. 2 størrelsesordener mindre. Ved bestemmelse af von Karman konstanten er det derfor naturligvis vigtigt at anvende en metode hvor z_0 ikke indgår (fordi z_0 ifølge formel (15) er afhængig af størrelsen af von Karman konstanten).

Målinger

Den eneste måde entydigt at bestemme κ på er derfor ved hjælp af målinger i flere højder af vindhastigheden at ekstrapolere vindprofilen til den højde hvor vindhastigheden er nul, hvilket ifølge formel (14) svarer til højden z_0 . For at bestemme von Karman konstantens afhængighed af Re_0 kræves således direkte målinger dels af u_* med et instrument, der måler den atmosfæriske turbulens, samt målinger af vindhastigheden i flere højder, således at overfladeruheden z_0 kan bestemmes direkte ved ekstrapolation til den højde, hvori vindhastigheden er nul.

4.1 Bestemmelse af vindhastighedsgradienten

Vindprofil

Det generelle udtryk for vindhastigheden er

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi\left(\frac{z}{L}\right) \right] \quad (17)$$

hvor $\psi(z/L)$ tager hensyn til det bidrag til vindhastigheden, der hidrører fra at atmosfæren ikke er neutral. Under neutrale forhold er $\psi=0$. Formel (17) kan udledes ved f. eks. Monin-Obukhov teori. I denne teori antages, at vindhastighedsgradienten kan bestemmes som

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_m\left(\frac{z}{L}\right) \quad (18)$$

hvoraf det ses, at κ optræder som en proportionalitetskonstant mellem $\partial u / \partial z$ og u_* . Indflydelsen af den atmosfæriske stabilitet er inkluderet gennem φ_m -funktionen, der ifølge Monin-Obukhov similaritets teorien udelukkende er en funktion af z/L , hvor z er højden over jordoverfladen og L den såkaldte Monin-Obukhov stabilitetslængde

$$L = - \frac{u_*^3}{\frac{g}{T} \kappa (\overline{w'\theta'})_h} \quad (19)$$

I en neutral atmosfære er $L = \infty$ og derfor er $z/L = 0$. Det neutrale vindhastighedsprofil kan således udtrykkes som

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \quad (20)$$

der kan integreres til formel (14), hvor z_0 er introduceret som en integrationskonstant. Under neutrale forhold er $\varphi_m = 1$, φ_m er mindre end 1 når atmosfæren er ustabil (z/L er negativ) og større end 1 i en stabil atmosfære (z/L er positiv).

Teoretisk analyse

Analysen af dataene fra Anholt er rettet mod at bestemme størrelsen $\varphi_m(z/L)$ når κ forudsættes at være 0.4. Dette gøres ved at tilnærme et andens-ordens polynomium til de målte værdier af vindhastigheden. I det følgende vil en metode af Högström (1988) blive anvendt. Først tilnærmes funktionen

$$u = u_0 + A \ln(z) + B \ln^2(z) \quad (21)$$

til den målte vindprofil ved en "least-square" teknik, hvorved u_0 , A og B bestemmes. Ved differentiation af formel (21) fås

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{A}{z} + \frac{2 B \ln(z)}{z} \quad (22)$$

og ved omskrivning af formel (18) ses at $\varphi_m(z/L)$ kan udtrykkes som

$$\varphi_m\left(\frac{z}{L}\right) = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (23)$$

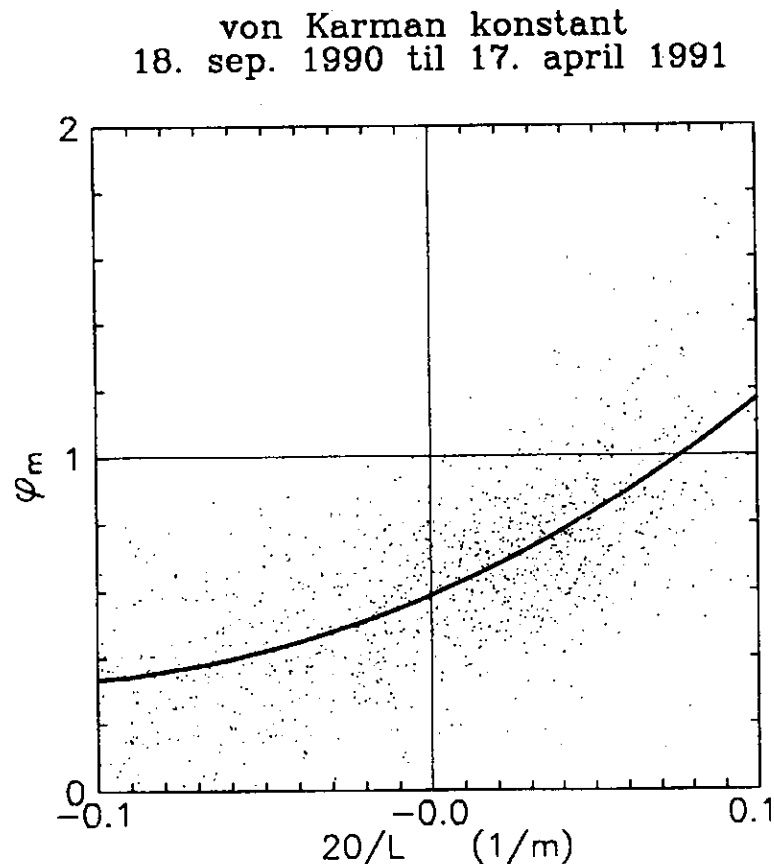
Ved at indsætte formel (22) i formel (23) fås, at $\varphi_m(z/L)$ kan udtrykkes som

$$\varphi_m\left(\frac{z}{L}\right) = \frac{\kappa}{u_*} [A + 2 B \ln(z)] \quad (24)$$

4.2 Bestemmelsen af von Karman konstanten

Dataanalyse

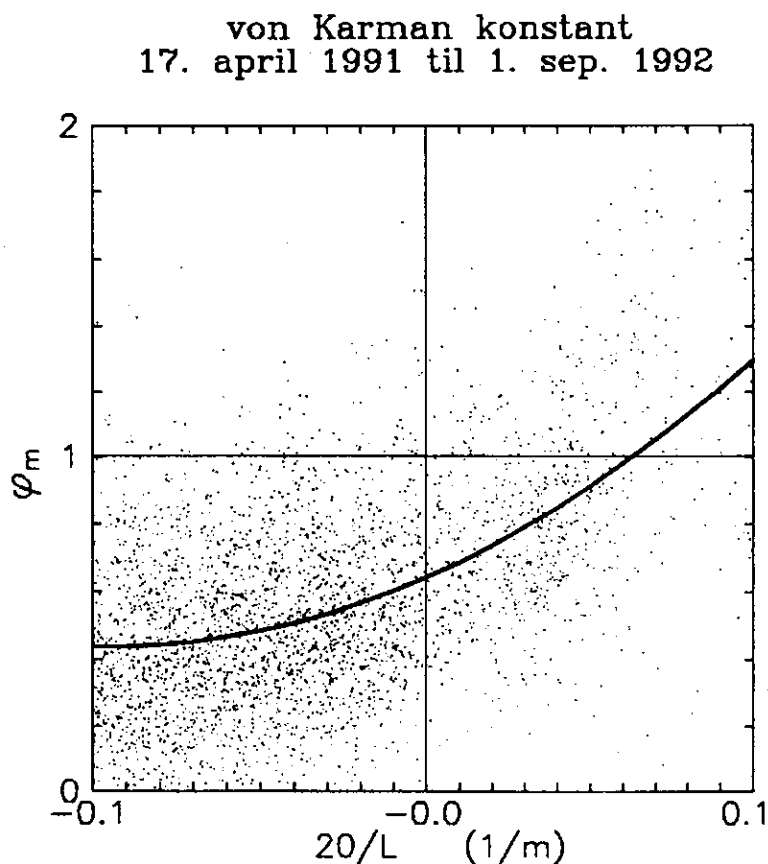
Idet friktionshastigheden u_* er direkte tilgængelig fra målingerne af turbulenten, og A og B kan bestemmes på grundlag af målingerne af vindhastighedsprofilen, ses, at φ_m kan bestemmes uden at antage noget om størrelsen af den aerodynamiske ruhedslængde z_0 , men at der skal vælges en værdi af κ . Figur 4.1 viser værdien af φ_m bestemt ud fra formel (24) på grundlag af profilmålingerne af vindhastigheden og målingen af den atmosfæriske turbulent på Anholt. Målingerne repræsenterer 10 min middelværdier.



Figur 4.1. φ_m som funktion af den atmosfæriske stabilitet for målinger der er repræsentative for hav. Laveste højde i profilmålingen var 2 m. κ er sat til 0.4.

Analysen er begrænset til vindretninger i sektoren 275 til 315°, i hvilken vinden står direkte fra havet ind mod masten nær vinkelret på kysten. φ_m er afbildet som funktion af stabilitetsparameteren $20/L$. Analysen er delt i to perioder. I perioden 18. september 1990 til 17. april 1991 var den laveste målehøjde i hvilken vindhastigheden blev målt 2 meter. En foreløbig analyse af størrelsen af von Karman konstanten der blev udført i foråret 1991, efter de samme retningslinjer, som der er beskrevet her, viste, at φ_m under neutrale forhold var relativt lav. Dette gav anledning til overvejelser om, at den lave værdi af φ_m skyldtes, at den målte vindhastighed i 2 meters højde

ikke var repræsentativ for forholdene over vand, men var påvirket af de ca. 10 meter strand mellem masten og vandet. Indflydelsen af stranden ville bevirke at φ_m blev relativt mindre end hvis forholdene var fuldstændig repræsentative for vandet, og selvom effekten blev anset for at være lille, kunne det være en forklaring på den lave værdi af φ_m . Derfor blev den nederste målehøjde ændret fra 2 til 4 meter. Figur 4.2 viser resultatet af en analyse af målingerne, hvor den nye målehøjde er anvendt i vindprofilen. Som det tydeligt ses, påvirkede skiftet i målehøjde ikke værdien af φ_m i nævneværdig grad. Resultatet af analysen er simpelthen at værdien af φ_m i en neutral atmosfære er lav (mindre end 1) over vand.



Figur 4.2. φ_m som funktion af den atmosfæriske stabilitet for målinger der er repræsentative for forholdene over hav. Laveste målehøjde i profilen er 4 meter. κ er sat til 0.4.

Vindhastighedsprofilen under atmosfærisk neutrale forhold er givet ved formel (20), hvilket indebærer at $\varphi_m(0)=1$ under neutrale forhold. Af figur 4.1 og figur 4.2 ses, at under neutrale forhold, svarende til $20/L=0$, er $\varphi_m=0.6$ i middel i perioden 18. september 1990 til 17. april 1991 og $\varphi_m=0.63$ i perioden 17. april 1991 til 1. september 1992, begge værdier under forudsætning at $\kappa=0.4$. For at opnå at $\varphi_m=1$ under neutrale forhold skal κ således være 0.67 for den første periode og 0.63 i den sidste periode, det vil sige væsentlig

større end den hidtil generelt anvendte værdi $\kappa=0.4$, der hovedsagelig er bestemt på grundlag af målinger foretaget over land.

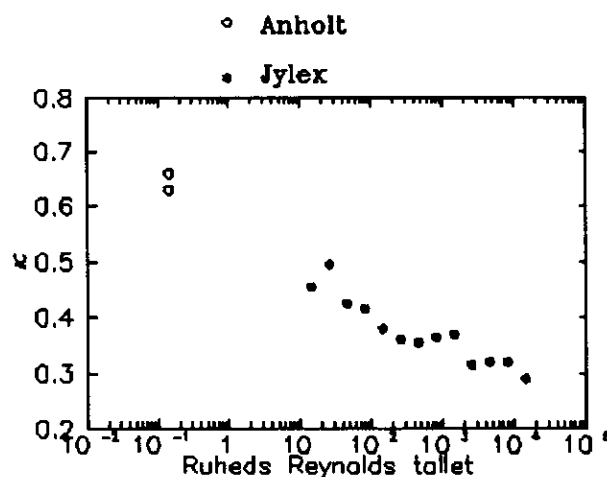
Reynolds tallet

Hvorledes passer disse to nye værdier af von Karman konstanten ind i diskussionen i litteraturen? For målingerne på Anholt er ruhedslængden typisk 10^{-5} meter, bestemt ved at ekstrapolere vindprofilen til den højde, hvor vindhastigheden er nul; u_* er typisk 0.2 m/s således at en typisk værdi af ruheds Reynolds tallet er

$$Re_o \sim \frac{10^{-5} \times 0.2}{14 \times 10^{-6}} \sim 0.14 \quad (25)$$

Jylex

Det ses, at værdierne på Anholt repræsenterer værdier af Re_o der er væsentligt lavere end dem der er fundet i tilsvarende undersøgelser, figur 4.3. De to værdier af von Karman konstanten fra Anholt, henholdsvis $\kappa=0.63$ og $\kappa=0.66$, ses at passe overordentligt fint til en simpel ekstrapolation af de værdier af von Karman konstanten der er bestemt på grundlag af en målekampagne, i hvilken turbulensmålinger blev foretaget i flere år, det såkaldte Jylex eksperiment, (Mortensen *et al.* 1987).



Figur 4.3. Målinger til illustration af von Karman konstantens afhængighed af ruheds Reynolds tallet. Målepunkterne er fra Jylex eksperimentet, og Anholt.

4.3 Diskussion

Alment

De værdier af von Karman konstantens størrelse over vand der er bestemt på grundlag af målingerne på Anholt passer således smukt med den sammenhæng, der er fundet mellem ruheds Reynolds tallet og størrelsen af von Karman konstanten over land, og understøtter således den del af litteraturen, i hvilken von Karman konstanten anses for ikke at være konstant, men afhænge af ruheds Reynolds tallet.

Dette indikerer, at forudsætningen om, at Reynoldstallet i atmosfæren er så stort, at det ikke har nogen betydning mere, som er en grundlæggende antagelse i Monin-Obukhov teorien, ikke nødvendigvis er opfyldt. Formel (18) bør derfor ligeledes indeholde et led til korrektion af effekten af Reynoldstallet, hvorved von Karman konstanten igen bliver en konstant, og ikke en funktion. Værdien af von Karman konstanten for så høje værdier af Reynoldstallet, at det ikke har nogen indflydelse mere, er sandsynligvis omkring 0.33.

Mulige effekter, der kan have indflydelse på målingerne og dermed på størrelsen af von Karman konstanten, er 1) det interne grænselag der genereres af stranden foran den lille mast, samt 2) at stranden virker som en escarpment. Den første effekt er undersøgt ved at ændre opstillingen under målekampagnen, og ændringen havde ingen effekt på værdien af von Karman konstanten. Escarpment effekten indflydelse på værdien af von Karman konstanten er ikke undersøgt.

5. Inversionshøjden over vand

For at bestemme højden af inversionen over vandoverfladen, blev der opsendt en serie af radiosonder fra campingpladsen på Anholt, som er beliggende cirka 200 m øst for den position, hvor de meteorologiske målinger foretages.

5.1 Inversionshøjden, fysisk beskrivelse

Fysik

Den nederste del af atmosfæren kaldes grænselaget, eller det planetare grænselag. Det er karakteriseret ved, at luftens bevægelser og turbulens i dette lag afspejler og er påvirket af forholdene ved overfladen (jordoverfladen/vandoverfladen).

Stabil

Når overfladen er koldere end den overliggende luft, afkøles luften umiddelbart over jorden hvorved der dannes et stabilt lag. Over land er jorden typisk koldere end luften om natten, især hvis det er skyfrit, således at udstrålingen fra jordoverfladen til verdensrummet er stor og derved ligeledes afkølingen af jorden. Tykkelsen af det stabile lag vokser i løbet af natten og kan nå en tykkelse på ~200 m. Den nederste del af det stabile lag er turbulent, mens den øvrige del af laget er karakteriseret ved intermitterende turbulens, det vil sige, at hovedparten af tiden er laget helt uden turbulens, men i korte perioder optræder der turbulens. Afkølingen af den nederste del af det stabile lag sker hovedsagelig gennem varmetransport til den kolde jordoverflade, mens afkølingen af den øverste del af det stabile lag ligeledes sker gennem stråling fra luften direkte til verdensrummet. Over land forekommer sådanne stabile lag hovedsagelig om natten, mens de over vand ligeledes ofte forekommer om dagen. Dette skyldes, at vandets temperatur er nær konstant over et døgn. Stabile lag over vand må således forventes at optræde hyppigt om foråret, når vandet endnu er koldt på grund af afkølingen om vinteren, mens luften er varm, idet landet allerede er blevet opvarmet.

Ustabil

Strukturen af grænselaget er helt forskellig, når overfladen er varmere end den overliggende luft. Herved opvarmes luften, hvorved den bliver lettere end den luft der igen ligger umiddelbart over og derfor stiger til vejrs. Dette bevirker, at der sker en kraftig opblanding af luften umiddelbart over overfladen, og den varme luft bliver opblandet i den overliggende kolde luft. Det lag, hvori denne opblanding finder sted, kaldes det ustabile eller konvektive grænselag.

Entrainment zone

Grænselaget afgrænses opadtil af den såkaldte entrainment zone, der udgør overgangen mellem grænselaget og den frie atmosfære, der er upåvirket af opvarmningen af overfladen. Entrainmentzonen virker som en slags låg på grænselaget forstået på den måde, at forurening eller andre komponenter, der frigøres i grænselaget, opblandes i dette, men kun op til toppen af entrainmentzonen, idet de ikke kan

trænge igennem entrainmentzonen og op i den frie atmosfære. Hvis der for eksempel sker stor fordampning af vanddamp fra overfladen, og den overliggende luft er tør, giver entrainment zonen sig til kende ved at luftfugtigheden er højere i grænselaget end i den frie atmosfære, hvor overgangen imellem de to lag udgøres af entrainmentzonen.

Temperaturprofil

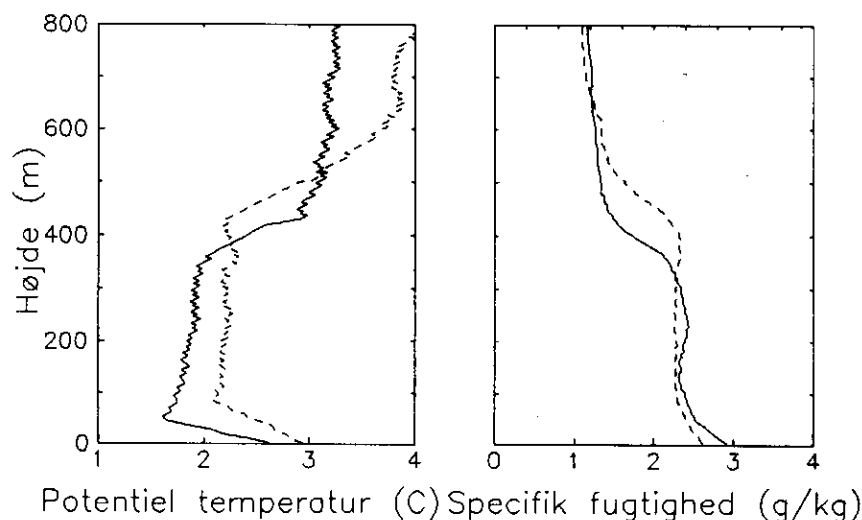
Temperaturprofilen er ligeledes en god parameter til at bestemme højden af det ustabile grænselag. Den potentielle temperatur, det vil sige den temperatur en luftmasse har ved et tryk på 1000 mb og som derfor er konstant med højden i en neutral atmosfære, er nær konstant som funktion af højden indenfor grænselaget. I den frie atmosfære er luften let stabil, med en gradient i den potentielle temperatur på typisk $0.005^\circ/\text{m}$. I entrainmentzonen knyttes temperaturen i grænselaget og den frie atmosfære sammen, hvilket bevirker, at den potentielle temperatur stiger kraftigt i entrainmentzonen. Entrainmentzonen er således også karakteriseret ved, at den potentielle temperaturgradient er stor.

Tykkelse

Tykkelsen af entrainmentzonen er typisk 20% af grænselagets højde, men kan, når grænselaget er lille og i hastig vækst, være af samme størrelse som grænselaget. Dette fænomen optræder typisk om morgenen, men vil være relativt sjældent over vand. Tykkelsen af entrainmentzonen over vand må således forventes at være mindre end over land, fordi grænselaget typisk vil vokse langsommere over vand end over land. Tykkelsen af entrainment zonen er i litteraturen forsøgt parameteriseret ved at beregne den højde, som de turbulente hvirvler typisk kan trænge op til i den stabile atmosfære, som udgør entrainmentzonen. Ved at opstille en balance mellem den kinetiske energi hvirvlerne har i grænselaget, og den potentielle energi der forbruges for at trænge ind i entrainment zonen, fremkommer der en parameterisering på grundlag af de meteorologiske forhold i grænselaget. Parameteriseringen virker imidlertid ikke (Deardorff *et al.*, 1980). En ny teori (Gryning & Batchvarova, 1993) der er baseret på, at transporten af energi gennem entrainment zonen sker ved hjælp af interne gravitationsbølger, viser væsentlig bedre overensstemmelse med målinger. Den ovenfor beskrevne diskussion af tykkelsen af entrainmentzonen er baseret på fysikken og parameteriseringen som beskrevet i Gryning & Batchvarova (1993).

Bestemmelse

En god måde at bestemme højden af grænselaget under ustabile forhold er således at måle den vertikale profil af temperatur og fugtighed. Toppen af det ustabile grænselag vil så give sig til kende ved, at den potentielle temperatur stiger markant samtidig med at der observeres et fald i luftfugtigheden. Disse parametre måles med en radiosonde, der således er et velegnet instrument til bestemmelse af højden af det ustabile grænselag. På grundlag af diskussionen om det stabile grænselag er det klart, at en radiosonde ikke er et godt instrument for bestemmelse af højden af stabile grænselag. Fig. 5.1. viser et typisk eksempel på radiosonderinger, toppen af det ustabile grænselag ses at ligge omkring 500 m, lidt højere for den senere radiosondering.



Figur 5.1. Eksempel på temperatur og fugtighedsprofil fra radiosonderinger på Anholt, foretaget 29. marts 1992, klokken 11:26 og 14:30.

5.2 Analyse af inversionshøjden

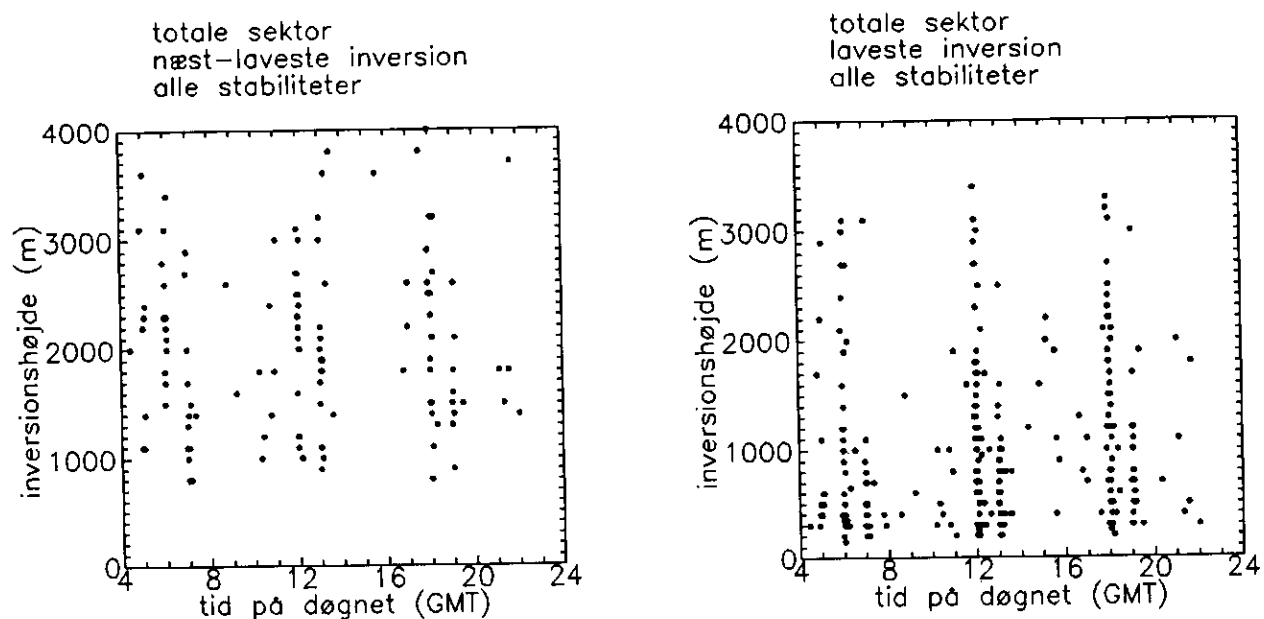
Målinger

Med det formål klimatologisk at bestemme højden af det ustabile grænselag over vand, blev der i perioden marts 1991 til oktober 1992 opsendt ca. 400 radiosonder fra Anholt.

Alle radiosonderingerne blev plottet og højden af inversionen bestemt. Inversionshøjden blev hovedsagelig fastlagt på grundlag af profiler af fugtighed og potentiel temperatur, idet vindprofilen erfaringsmæssigt ikke er velegnet til at bestemme inversionshøjden med, dels fordi vindspringet mellem grænselaget og den fri atmosfære ofte er meget lille, dels fordi opløsningen ikke er god nok til at se forskellen i turbulens, som giver sig til kende ved fluktuationer i vindretningen mellem grænselaget og den frie atmosfære.

Flere inversioner

Det er interessant at bemærke, at mange af radiosonderingerne viser, at der er flere inversioner, typisk 2 og sjældent 3. Forekomsten af den anden inversion, der typisk befinder sig i 3 km's højde, er overraskende. For alle profilerne blev højden til den laveste og næst-laveste inversion bestemt, desuden vindretningen i 200 meters højde samt den atmosfæriske stabilitet over vand, bestemt på grundlag af den nederste del af temperaturprofilen. Inversioner under 200 m's højde er ikke medtaget, idet disse er påvirket af omgivelserne omkring opsendelsesstedet af radiosonderne, og således ikke repræsenterer forholdene over vand. Figur 5.2 viser højden af den laveste inversion og den næst-laveste inversion som funktion af tid på dagen for alle de radiosonderinger, hvor det er muligt at bestemme højden af det ustabile grænselag.



Figur 5.2. Højden til den laveste og næstlaveste inversion som funktion af tid på døgnet for alle radiosonderinger, uanset vindretning.

Variation

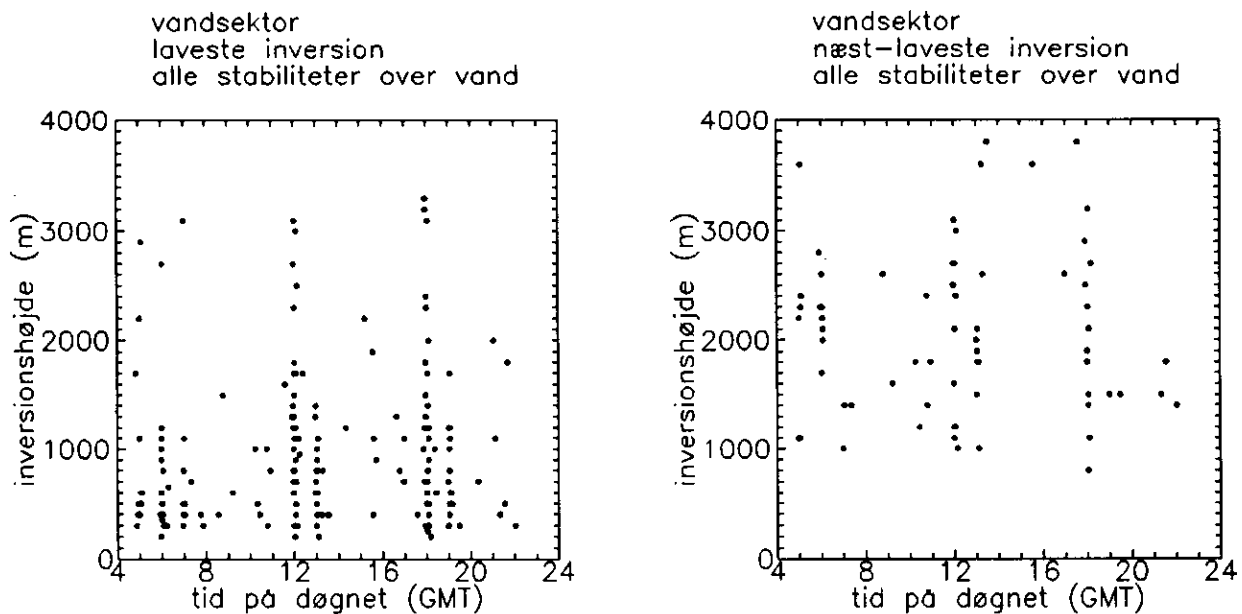
Det kan ses, at højden af den laveste inversion varierer voldsomt, og kan blive over 3000 m. Desuden er det klart, at der ikke er nogen daglig variation af inversionshøjden. Højden til den næst-laveste inversion er typisk over 1000 m og den kan nå op til over 4000 m. Ligeledes i dette tilfælde kan der ikke observeres en daglig variation af inversionshøjden.

Fig. 5.3 viser på samme måde som i den foregående figur højden af inversionen som funktion af tid på dagen, men kun målinger hvor det blæser fra havet mod land er medtaget, svarende til radiosonderinger hvor vindretningen er mellem 240° og 030° .

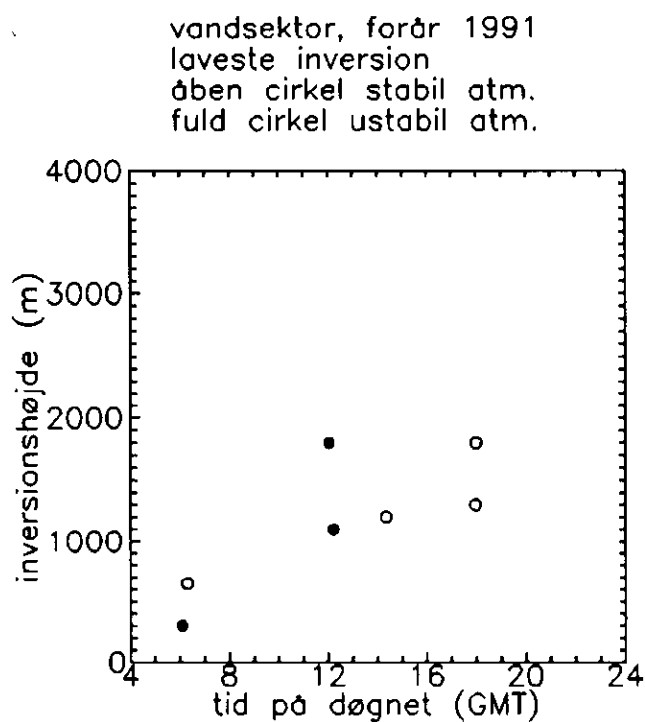
Konklusionerne der kan drages fra denne figur er de samme som fra radiosonderingerne i figur. 5.2. Der er ikke noget klart billede.

Døgnvariation

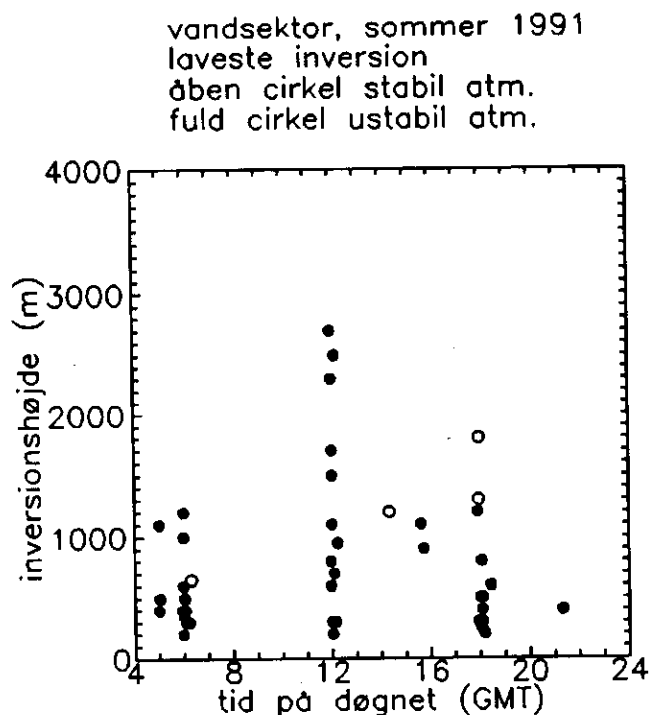
For yderligere at illustrere forholdene, blev inversionshøjden afbildet som funktion af tid på dagen, men yderlige opdelt på årstider samt stabiliteten af atmosfæren umiddelbart over vand. Figur 5.4 viser forholdene i foråret 1991, afbildet på denne måde. Da måleperioden med radiosondeopsendelser først startede i marts 1991, er der naturligvis kun få målepunkter.



Figur 5.3. Højden til den laveste og næstlaveste inversion som funktion af tid på døgnet for radiosonderinger, for hvilke vinden kommer fra havet, målingerne repræsenterer således havforhold.



Figur 5.4. Højden af den laveste inversion, marts, april og maj 1991.



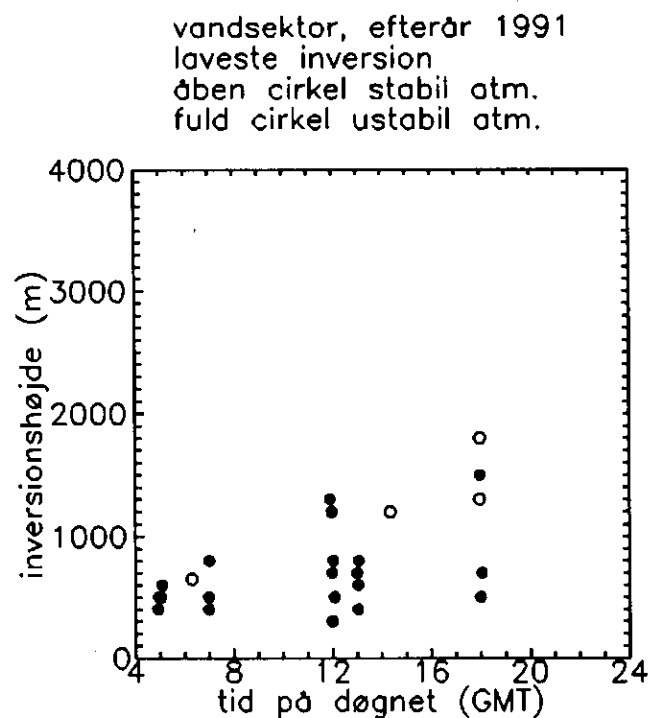
Figur 5.5. Højden af den laveste inversion, juni, juli og august 1991.

Ustabil

Der er langt flere målinger fra sommeren 1991, figur 5.5. Når de atmosfæriske forhold over vandet er vurderet til at være ustabile, forventes dannelsen af grænselaget at kunne beskrives med de samme fysiske principper som det ustabile grænselag over land. Om morgenen ses grænselagets tykkelse over vand typisk at være 500 m, men kan strække sig op til mere end 1000 meters højde. Der er ikke noget klart billede af grænselagets tykkelse kl. 12, det varierer fra meget lavt til næsten 3 km. Om eftermiddagen synes grænselaget at være noget mindre, omkring samme størrelse som om morgenen, ca. 500 m.

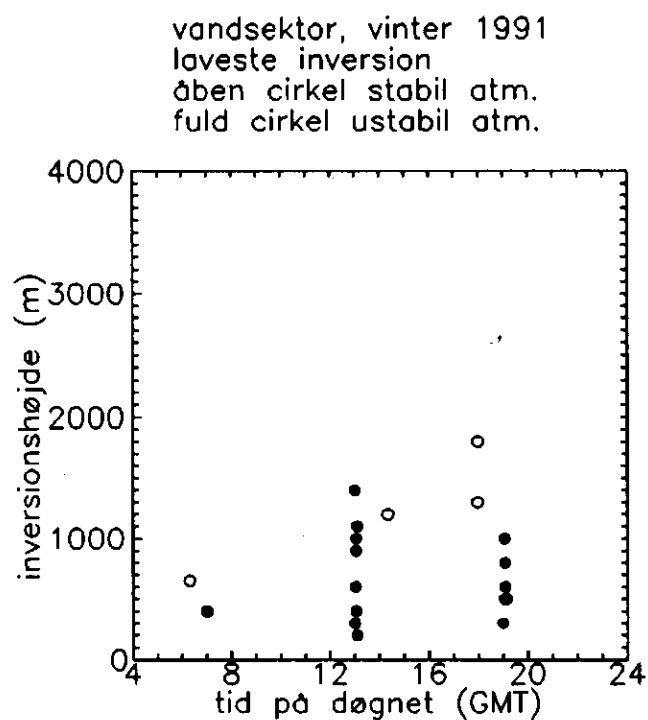
Stabil

De få målinger af grænselagets tykkelse, der er foretaget når atmosfæren over vandet er stabil, viser klart, at under disse forhold er grænselagshøjden stor, af størrelse 1000 m. Fysikken i dannelsen af det ustabile grænselag under disse forhold må være helt forskellig fra den fysik der gælder, når de atmosfæriske forhold over vandet er ustabile. Der er sandsynligvis tale om enten advektion af grænselag, det vil sige grænselag som ikke er lokalt dannet men dannet over et andet område og dernæst blæst (advekeret) ind over måleområdet. Der kan også være tale om grænselag der er dannet tidligere mens den nederste del af atmosfæren endnu var ustabil. Derefter har stabiliteten i den nederste del af atmosfæren umiddelbart over vandoverfladen ændret sig fra ustabil til stabil, men strukturen af det ustabile grænselag er fortsat til stede i en vis højde. Efter nogen tid vil strukturen blive nedbrudt af dissipation og diffusion.

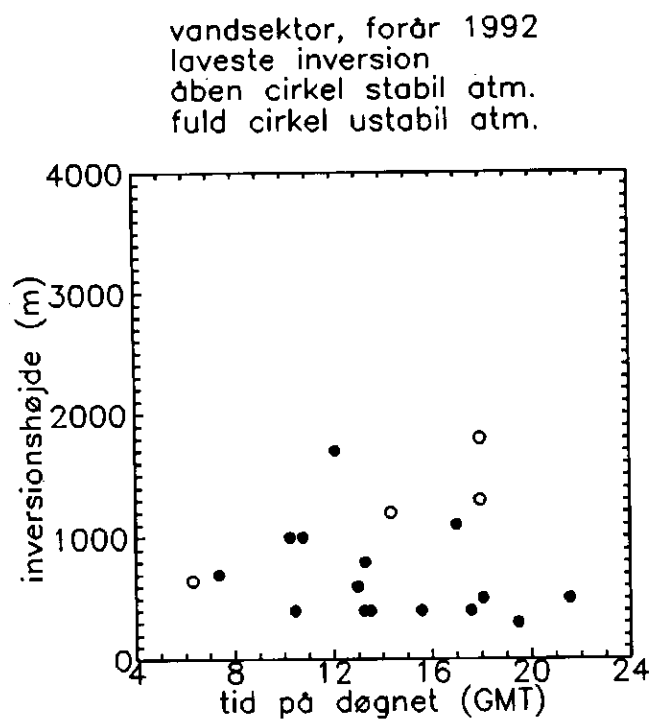


Figur 5.6. Højden af den laveste inversion, september, oktober og november 1991.

I efteråret 1991 ses samme billede. Når atmosfæren over vand er ustabil, er grænselagets tykkelse cirka 500 m om morgenen og noget højere ved 12 tiden. Billedet for de målinger, hvor atmosfæren er stabil over vand, er som for sommeren 1991, det vil sige at grænselaget er højt.

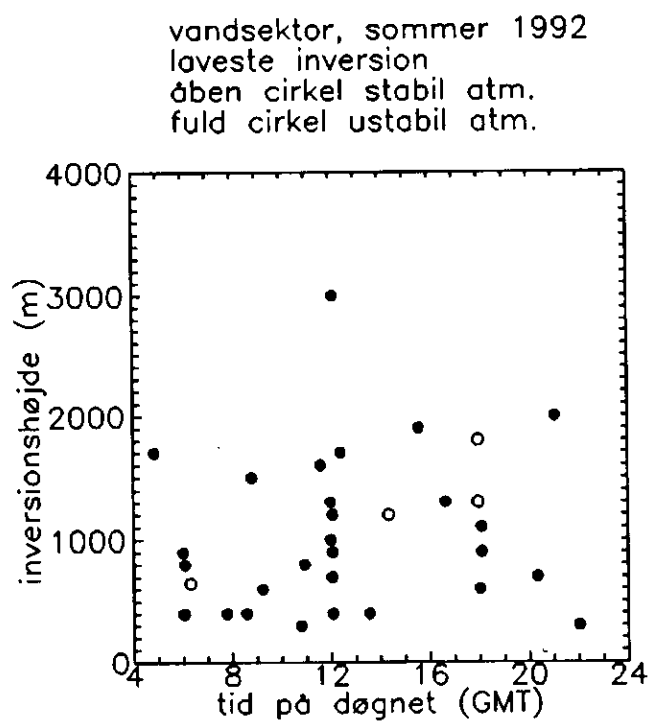


Figur 5.7. Højden af den laveste inversion, december 1991.



Figur 5.8. Højden af den laveste inversion, marts, april og maj 1992.

Målingerne fra foråret 1992 viser samme overordnede billede, og det samme kan med lidt god vilje siges om målingerne fra sommeren 1992, figur 5.9.



Figur 5.9. Højden af den laveste inversion, juni, juli og august 1992.

5.4 Diskussion om grænselagshøjden

5.4.1 Laveste inversion

Strandeffekt

Sammenfattende om højden af den laveste inversion kan således siges, at når atmosfæren over vandet er ustabil, så udviser grænselagstykkelsen en tendens til at følge samme mønster som over land, dog i langt ringere grad. Det vil sige, at grænselaget er lavt om morgenen og dernæst vokser i tykkelse i løbet af dagen. Tendensen over vand er dog langt mere uklar end over land. En forklaring på dette mønster kan være, at vanddybden umiddelbart vest for Anholt ud for målestedet er relativt lille. Det er derfor muligt, at solen kan varme vandet op, således at vandets temperatur vil udvise en variation over døgnet, lavest om natten og højest om dagen - på samme måde som over land. Dette fænomen ses også i målingerne af varmefluksen, som er diskuteret i kapitel 3, idet varmefluksen over vand udviser en svag variation hen over døgnet, dog i langt ringere grad end den tilsvarende variation over land.

Tidsskala

Der er i datasættet eksempler på, at det ustabile grænselag kan bestå i lang tid. Over land kollapser det ustabile grænselag om natten, fordi jordoverfladen afkøles og bliver koldere end den overliggende luft. Over vand er dette ikke nødvendigvis tilfældet, idet vandets temperatur er nær konstant over døgnet. Kun i de tilfælde, hvor vanddybden er lille er der mulighed for, at vandtemperaturen vil have en væsentlig variation over døgnet. Radiosonderingerne viser således en episode den 13. juni, hvor opbygningen af det ustabile grænselag starter om morgenen og dernæst fortsætter hele dagen og den efterfølgende nat for først at kollapse efter ca. 36 timers forløb, idet en ny luftmasse advekteres ind over måleområdet. Grænsen mellem de to luftmasser er markeret ved, at det regner. I løbet af de 36 timer nåede højden af det ustabile grænselag op på 2 km, hvilket kun forekommer over land under de mest ustabile forhold. En tilsvarende grænselagshøjde er typisk for Sahara.

Konklusion

Konklusionen er således, at det ustabile grænselag over vand undertiden er lavt, men det kan også nå en anelig højde, svarende til de mest ustabile forhold over land. En grund til at grænselaget kan blive så tykt er, at det kan vokse over lang tid, da det ikke kollapser om natten som over land, men først når en ny luftmasse advekteres ind over området. Målingerne viser også, at statistisk synes grænselagshøjden om morgenen at være lidt mindre end senere på dagen, hvilket muligvis kan tilskrives, at vandet omkring målestedet er lavt, og temperaturen derfor ikke er konstant over døgnet. Dette svarer til forholdene over land, men variationen i temperatur er langt mindre og effekten på grænselagshøjden tilsvarende svag.

Måle-begrænsninger

Radiosonder er for så vidt velegnede til bestemmelse af højden af det ustabile grænselag, forudsat at grænselaget er højt nok. Målingerne i den nederste del af grænselaget er ikke særlige pålidelige, dels fordi det tager nogen tid før radiosondens sensorer er kommet målemæssigt i ligevægt med den omgivende luftmasse, og fordi, som det var

tilfældet på Anholt indtil marts 1992, der kun bliver samlet data hvert 10. sekundt, svarende til en typisk vertikal opløsning på 50 meter. Målingerne fra de nederste 200 meter af atmosfæren bør derfor interpreteres med forsigtighed. I analyserne af grænselagshøjden i denne rapport er de nederste 200 meter ikke medtaget.

5.4.2 Næst-laveste inversion

Dannelse

Eksistensen af inversionen i cirka 3 til 4 km's højde kom som en stor overraskelse. Over land ses inversioner i denne højde sjældent. En mulig forklaring på dannelsesmekanismen af inversionen kan være, at den er dannet over land og dernæst advekteret ud over vand. I så tilfælde er det et fænomen, der vil være karakteristisk for et indre farvand, og vil ikke findes over åbent hav. Det kan også være resterne af den foregående inversion over området, hvis vækst er blevet afbrudt fordi den nederste del af atmosfæren er blevet stabil. Når atmosfæren igen bliver ustabil dannes der et nyt grænselag. Der ses derfor en ny inversion tæt på overfladen, der så vokser og udvikler sig. Denne teori er dog ikke særlig sandsynlig, fordi atmosfæren over vand netop ikke udviser det typiske billede med stabile forhold om natten og ustabile om dagen, men har den samme stabilitet igennem lang tid. Nye grænselag dannes og de gamle forsvinder når en ny luftmasse blæser ind over området, og denne luftmasse har sine helt egne meteorologiske karakteristika. En tredje mulighed er, at inversionen skyldes indflydelse fra de norske fjelde, der vides at have en stor påvirkning på meteorologien i Skagerrak og det nordlige Kattegat ved nordlige og nordvestlige vindretninger.

Betydning

I en forureningsmæssig sammenhæng og hvad angår deposition til havoverfladen har inversioner i 3 til 4 km's højde næppe nogen betydning, idet opblandingen af forurening såvel som den karakteristiske største længdeskala for turbulensen i grænselaget er kontrolleret af den laveste inversion.

6. Referencer

Busch, N.E. & Kristensen, L. (1976): Cup anemometer overspeeding. *J. Applied Meteorology*, 15, 1328-1332

Deardorff, J.W., Willis, G.E. & Stockton, B.H. (1980): Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer. *J. Fluid Mech.*, 100, 41-64.

Gryning, S.E. & Batchvarova, E. (1993): Parameterization of the depth of the entrainment zone above the daytime mixed layer. *Manuskript under udarbejdelse.*

Högström, U. (1988): Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. *Boundary layer Meteorology*, 42, 55-78.

Mortensen, N. G. & Jensen, G. (1986): Strålingsskærme for temperaturmåling. *Vejret* 28, 19-24.

Mortensen, N.G., Larsen, S.E., Troen, I. & Mikkelsen, T. (1987): Two years worth of turbulence data recorded by a sonic anemometer based data acquisition system. *Sixth Symposium on Meteorology and Instrumentation. American Meteorological Society, Boston, U.S.A.*, 393-396.

Registreringsblad

Udgiver: Miljøstyrelsen, Strandgade 29, 1401 København K.

Serietitel, nr.:

Havforskning fra Miljøstyrelsen, nr. 21

Udgivelsesår: 1993

Titel:

Vind, turbulens og grænselagshøjde over Kattegat

Undertitel:

September 1990 – november 1992

Forfatter(e):

Gryning, Sven-Erik

Udførende institution(er):

Forskningscenter Risø

Resumé:

Vind, turbulens og grænselagshøjden over vand blev målt på Anholt september 1990 – november 1992. Vindhastigheden er 20% højere over vand end over land. Stabiliteten i atmosfæren over vand er forskellig fra land, idet døgnvariationen mangler. Højden af det ustabile grænselag er undertiden meget stor, idet det ikke kollapser om natten som over land, men fortsætter med at vokse. Ofte fandtes der yderligere en inversion i ca. 3 km højde.

Emneord:

meteorologi; vind; Kattegat

ISBN: 87-7810-019-4

ISSN:

Pris (inkl. moms): 65,- kr.

Format: A4

Sideantal: 64

Md./år for redaktionens afslutning: november 1992

Oplag: 500

Andre oplysninger:

Rapport fra koordinationsgruppen for meteorologiske processers betydning for eutrofieringsforholdene

Tryk: Scantryk, København

Trykt på 100% genbrugspapir, Cyclus

Havforskning fra Miljøstyrelsen

Rapporter fra Hav90 forskningsprogrammet:

- Nr. 1 : Analyse af ilt-sænkning i Kattegat, Bælthavet og V. Østersø
- Nr. 2 : Danmarks vindklima fra 1870 til nutiden
- Nr. 3 : Hydrografiske forhold i det sydlige Kattegat
- Nr. 4 : Kystnær omfordeling af sediment og næringssalte
- Nr. 5 : Bestemmelse af phytoplanktonets totale stofproduktion
- Nr. 6 : Den Jyske Kyststrøm
- Nr. 7 : Skagerrak-frontens dynamik
- Nr. 8 : Bornholmer Dybets hydrografi
- Nr. 9 : Modelsystem for fjorde og bugter
- Nr. 10 : Planktodynamik og stofomsætning i Kattegat
- Nr. 11 : Plankton i de indre danske farvande
- Nr. 12 : Effekter af iltsvind og tungmetaller på marine bunddyr
- Nr. 13 : Nedbørforhold over Kattegat
- Nr. 14 : Partikulære næringsstofflux i Vejle Fjord og Århus Bugt
- Nr. 15 : Havbundens svovl-, jern- og mangankredsløb i Århus Bugt
- Nr. 16 : Havbundens kvælstofomsætning i Århus Bugt
- Nr. 17 : Fosforomsætning i sedimentet i Århus Bugt
- Nr. 18 : Sedimentation og resuspension i Århus Bugt
- Nr. 19 : Emission af NH₃, NO_x, SO₂ og NMVOC til atmosfæren i Danmark
- Nr. 20 : Analyse af hydrografiske data fra det sydlige Kattegat
- Nr. 21 : Vind, turbulens og grænselagshøjde over Kattegat

Vind, turbulens og grænselagshøjde over Kattegat

Vind, turbulens og grænselagshøjden over vand blev målt på Anholt september 1990 – november 1992. Vindhastigheden er 20% højere over vand end over land. Stabiliteten i atmosfæren over vand er forskellig fra land, idet døgnvariationen mangler. Højden af det ustabile grænselag er undertiden meget stor, idet det ikke kolliderer om natten som over land, men fortsætter med at vokse. Ofte fandtes der yderligere en inversion i ca. 3 km højde.



Pris kr. 65,- (inkl. 25% moms)

ISBN nr. 87-7810-019-4

Miljøministeriet **Miljøstyrelsen**

Strandgade 29 · 1401 København K · Tlf 32 66 01 00