

NILU TR : 12/83
REFERANSE: O-8249
DATO : DESEMBER 1983

*PARAMETERISERING AV NETTOSTRÅLINGEN OG
DEN FØLBARE VARMEFLUX I BERGEN*

Inger Hanssen-Bauer

Utført for Statens forurensningstilsyn som en del
av basisundersøkelsen i Bergen

ISBN 82-7247-434-4

FORORD

Etter oppdrag fra Statens forurensningstilsyn (SFT) gjennomfører Norsk institutt for luftforskning (NILU) en basisundersøkelse av luftforurensningene i Bergen. Som en del av undersøkelsen skal årsakssammenhengen mellom utslipp og befolkningens eksponering beskrives blant annet ved spredningsberegninger. Siktemålet er videre å utprøve metoder som kan benyttes til å beskrive sammenhengen mellom utslipp og forurensningsnivå i andre områder hvor topografien påvirker spredningen.

Spredningen av forurensninger i atmosfæren avhenger av horisontale lokalvinder, vertikal fluks av bevegelsesmengde og varme, bakkens ruhet og bakgrunnsatmosfærens termiske stabilitet.

Anvendelse av temperatur og vindmålinger i master indikerer at bestemmelsen av varmekfluksen er beheftet med de største usikkerhetene. Forurensningsepisoder i Bergen forekommer uten unntak ved lav vindhastighet. Spesielt i disse situasjonene er spredningen i atmosfæren (vertikalblandingen) avhengig av varmebalansen ved bakken. I litteraturen er det videre forslag om å parameterisere vertikalspredningen. Aktuelle parametere er proporsjonale med vertikal varmekfluks som vanskelig lar seg måle direkte. Det er derfor ønskelig å bestemme den indirekte.

Geofysisk Institutt, Universitetet i Bergen har lang erfaring og mye data angående lokalmeteorologiske forhold. Spesielt vil vi nevne data for lokalmeteorologi og strålingsforhold i Bergen som har direkte anvendelse i den problemstillingen som er nevnt foran.

Cand.real Inger Hanssen-Bauer har vært ansatt av NILU for å arbeide med basisundersøkelsen i Bergen. Geofysisk Institutt har bidratt med kontorplass, data, faglige råd og hjelp til å utføre målinger. I dette samarbeidet har NILU hatt utbytte av den faglige kompetanse som er ved Geofysisk Institutt. Dette er av stor betydning også for det videre arbeidet med basis-

undersøkelsen i Bergen. Resultatene viser at nettostrålingen som er viktig for varmembalansen ved bakken og dermed spredningsforholdene kan parameteriseres ved solhøyde og skydekke på samme måte i Bergen som i Danmark. Dette rettferdiggjør bruk av parameteriseringen også andre steder i Norge. Den største usikkerheten i varmefluksberegningene finnes i delvis skyet vær. Usikkerheten som fremkommer i regresjonsanalysen kan her skyldes at den faktiske nettostrålingen ikke er veldefinert. I andre områder er det full effekt av solstrålingen. En vil regne det for sannsynlig at dette virker inn på spredningsforholdene.

SAMMENDRAG

Nettostrålingen nær bakken på Florida i Bergen er statistisk beskrevet ved data for globalstrålingen og alternativt ved data for solhøyde og skydekke. Timesverdier klokken 00 og 12 GMT fra og med 1972 til og med 1980 er benyttet. Sammenhengen er nær den samme som ble funnet i Danmark ved hjelp av uavhengig datasett. Nettostrålingen om dagen kan estimeres fra globalstråling og skydekke med standardfeil $10-30 \text{ W/m}^2$. Estimaterne blir best i klarvær eller i helt overskyet vær. Hvis ikke globalstrålingen er kjent kan nettostrålingen estimeres på grunnlag av solhøyde og skydekke. Standardfeilen er da $30-80 \text{ W/m}^2$. Bergensdata viser at det er viktig å ha data for bakkens snødekke. Korrelasjonsanalysene indikerer at 92-98% av variansen i nettostrålingen forklares ved solhøyden når det er skyfri himmel, 26-52% av variansen når det er helt overskyet. Variansen i nettostrålingen er imidlertid liten når det er overskyet.

Data for nettostrålingen er videre benyttet til å estimere fluks av følbar varme nær bakken idet det forutsettes at en fast del av nettostrålingen (10%) går til oppvarming av bakken og at fluksen av latent varme kan parameteriseres ved temperaturen og ved fuktighetsforholdene i bakken. Metoden er foreslått av Holtslag et al. i Holland. Metoden ga sannsynlige verdier for varmekluksen. De estimerte verdiene var dårlig korrelert ($r = 0.65$) med varmekluksen bestemt av lokale vind- og temperaturmålinger ved å benytte Monin Obukhovs similitetsteori.

Vurderingen av resultatene indikerer at data for energibalansen kan benyttes når vertikalfluks av følbar varme skal benyttes som en bestemmende parameter for vertikalspredning av forurensninger. Dette kan betraktes som en videreutvikling av Pasquill-Turners klassifikasjonsskjema for vertikalblanding i atmosfæren.

Før en tar endelig stilling til anvendelsen av metodene til bestemmelse av vertikale spredningsforhold i atmosfæren må de anvendes til spredningsberegninger.

Metoden vil være et alternativ når mastemålinger ikke foreligger eller når masten er uheldig plassert for å karakterisere spredningsforholdene.

SYMBOLLISTE

Symbol		Enhet
A	: antropogen energiproduksjon	W/m^2
$a_0, a_1,$ $b_0, b_1, b_2,$ c_0, c_1, c_2, c_3	: regresjonskoeffisienter	
c_p	: spesifikk varmekapasitet for luft ved konstant trykk	J/kgK
d	: nullplansforskyvning for vind- hastigheten i Prandtl-laget	m
E	: fordampet vann pr tidsenhet og flate	$kg/m^2 s$
G	: varmeflux til underlaget	W/m^2
g	: tyngdens akselerasjon	m/s^2
H	: følbar varmeflux mellom jord og atmosfære	W/m^2
H_1, H_2	: estimerer for den følbare varme- flux mellom jord og atmosfære	W/m^2
h	: skyhøyde	kodetall 0-9
k	: von Karmans konstant (0.35)	
L	: latent fordampningsvarme	J/kg
L_d	: atmosfærisk tilbakestråling	W/m^2
L_u	: langbølget utstråling	W/m^2
L_{net}	: langbølget nettostråling	W/m^2
L_{no}	: langbølget nettostråling når $S_d=0$	W/m^2
M	: snødekke	firedeker
N	: totalt skydekke	åttedeler
N_m	: modifisert skydekke	åttedeler
R	: nettostråling ved jordoverflaten	W/m^2
r	: korrelasjonskoeffisient	
S_d	: globalstråling	W/m^2
s	: standardfeil på estimatene	W/m^2
T	: lufttemperatur	K
T_g	: bakketemperatur	K
t	: temperaturvariasjon i luftens spesifikke fuktighet ved metning	K^{-1}
U	: midlere vindhastighet	m/s

u_x	: friksjonshastighet	m/s
w'	: turbulent vertikalhastighet	m/s
x, y	: empiriske funksjoner av bakkens fuktighet	
z	: høyde	m
z_0	: ruhetsparameter	m
α	: bakkens albedo for kortbølget stråling	
β	: $- dL_{net}/dR$	
γ	: c_p/L	K^{-1}
ϵ	: bakkens emisjonsevne for langb. str.	
$\zeta = \frac{z}{z_0}$: dimensjonsløs lengde	
θ	: midlere potensiell temperatur	K
θ_0	: den potensielle temperatur som det loglineære temperaturprofil gir i $Z=d$	K
θ'	: turbulent avvik fra midlere potensiell temperatur	K
θ_x	: karakteristisk pertubasjons-temperatur	K
ρ	: luftas tetthet	kg/m^3
σ	: Stefan-Boltzmanns konstant	$W/m^2 K^4$
φ_m	: dimensjonsløs hastighetsgradient	
φ_t	: dimensjonsløs temperaturgradient	
φ	: solhøyde	grader
ψ_1, ψ_2	: empiriske funksjoner av ζ	

INNHALDSFORTEGNELSE

	Side
FORORD	3
SAMMENDRAG	5
SYMBOLLISTE	7
1 INNLEDNING	11
2 BESKRIVELSE AV STRÅLINGSBALANSEN I BERGEN VED METEORO- LOGISKE VARIABLE	11
2.1 Data	12
2.2 Albedo	13
2.3 Nettostråling om dagen som funksjon av global- stråling, skydekke og snødekke	13
2.4 Nettostrålingen om natten som funksjon av luft- temperatur, skydekke og snødekke	14
2.5 Nettostrålingen om dagen som funksjon av solhøyde, skydekke og snødekke	16
2.6 Konklusjoner	17
3 SAMMENLIGNING AV TO UTTRYKK FOR DEN FØLBARE VARMEFLUX .	18
3.1 Data og områdebeskrivelse	18
3.2 Beregning av varmefluxen ut fra strålingsdata ...	19
3.3 Beregning av varmeflux ut fra vind- og temperatur- observasjoner	20
3.3.1 Teoretisk grunnlag	20
3.3.2 Svakheter ved modellen	22
3.3.3 Nullplansforskyvning og ruhetsparameter i Bergen	22
3.4 Resultater	27
3.5 Konklusjoner	29
4 REFERANSER	34

PARAMETERISERING AV NETTOSTRÅLINGEN OG DEN FØLBARE VARMEFLUX I BERGEN

1 INNLEDNING

Turbulensforholdene i det atmosfæriske grenselag avhenger av den følbare varmeflux mellom jordoverflaten og atmosfæren, og således også av strålingsbalansen ved jordens overflate. Da verken nettostrålingen eller varmefluxen måles rutinemessig ved de fleste meteorologiske stasjoner er det ønskelig å parameterisere disse størrelsene.

Nielsen et al. (1981) har undersøkt sammenhengen mellom strålingsbalansen og forskjellige andre meteorologiske parametre over en gresskledd flate med kjent albedo. For å se om en liknende parameterisering lar seg bruke i Bergensdalen (fig. 1.1), der topografien er komplisert og bakken dels bar, dels snødekket, er en undersøkelse parallell til denne foretatt med data fra Bergen. Denne er presentert i avsnitt 2.

Varmeflux fra jord til atmosfære kan enten estimeres utfra energibudsjettet eller ut fra studier av turbulensforholdene, samt hastighet og temperaturgradienter i atmosfæren. I avsnitt 3 er det foretatt en sammenligning av estimater av de to typene med data fra Bergen. Sammenligningen er dels bygget på en modell av Holtslag et al. (1981).

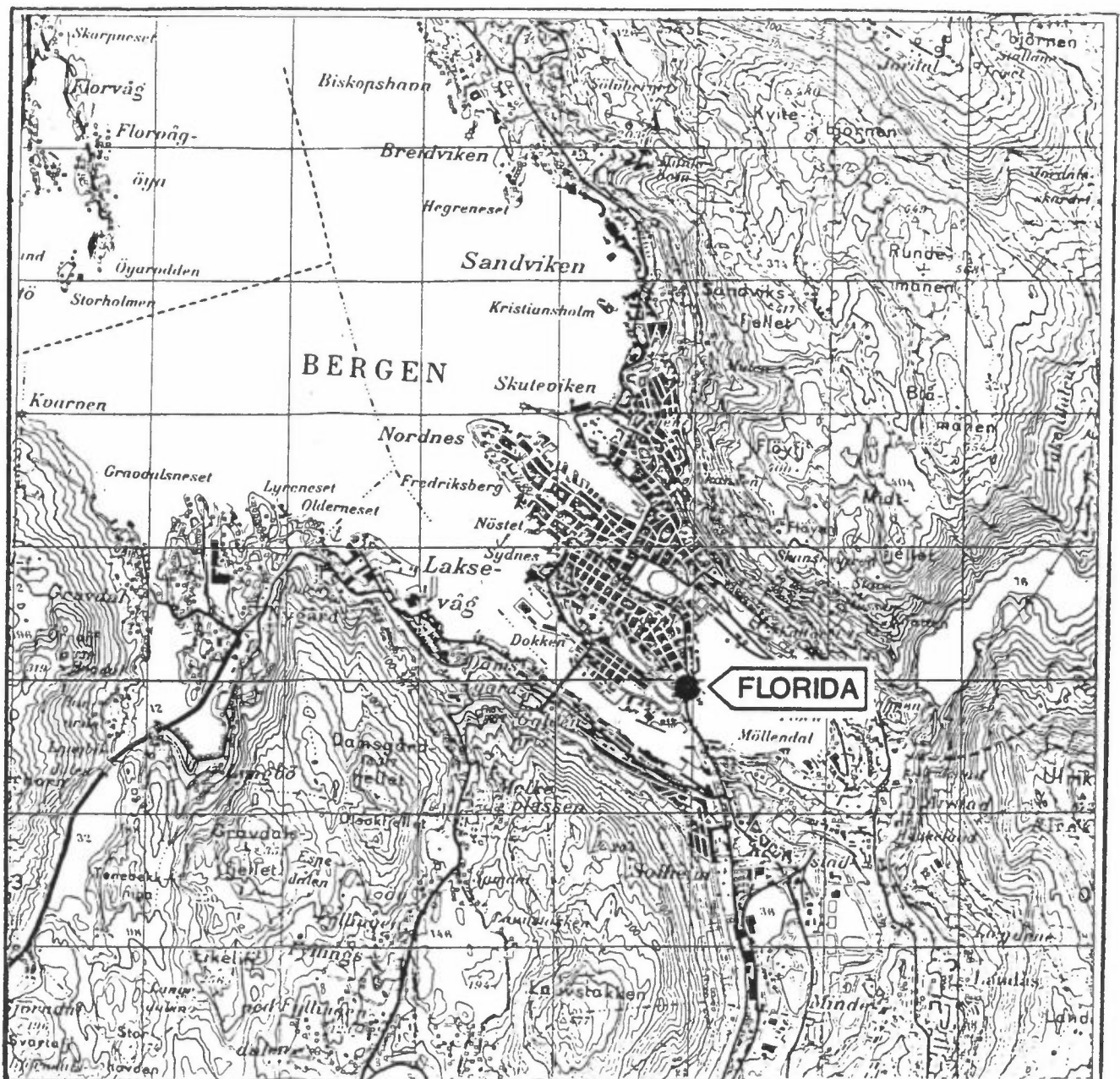
2 BESKRIVELSE AV STRÅLINGSBALANSEN I BERGEN VED METEOROLOGISKE VARIABLE

Nielsen et al. har foreslått to parameteriseringer av nettostrålingen om dagen; en med globalstråling og skydekke, og en med solhøyde og skydekke. Om natten er netto langbølget stråling parameterisert ved lufttemperatur og skydekke. I Bergen må i tillegg snødekket tas med i alle parameteriseringene, idet albedoen avhenger av dette.

2.1 Data

Det er i denne undersøkelsen benyttet data f.o.m. 1972 t.o.m. 1980. Alle observasjonene er fra Florida i Bergen (fig. 1.1). Strålingsdataene er utlånt fra Geofysisk institutt, og de øvrige data fra værstasjonen på Florida.

Strålingsdataene består i timessummer av globalstråling S_d og langbølget nettostråling L_{net} . Observasjonene er foretatt etter sann soltid, og solhøyden ϕ for tidspunktet midt i måleperioden er gitt.



Figur 1.1: Kart over Bergen med Florida

Skydekket N , solhøyde h og lufttemperatur T er observert 00, 06, 12 og 18 GMT, mens snødekket M er observert 00 og 12 GMT. Tidsdifferansen mellom GMT og sann soltid varierer mellom 7 og 41 minutter. I denne undersøkelsen er hver met-observasjon koblet sammen med den timessum som omfatter observasjonstiden.

2.2 Albedo

Det er ikke gjort målinger av albedoen over Bergen. J. Olseth (1977) har i sin hovedoppgave benyttet 0.2 som albedo for bar bakke og 0.6 som albedo for snødekket mark. Disse verdiene vil også bli brukt her selv om albedoen for snødekket mark muligens er lavere enn 0.6 i en by. Snødekket M er gitt i firedeler, og uttrykket for bakkens albedo blir:

$$\alpha = 0.6 \quad M/4 + 0.2 \quad (1 - M/4) \quad (2.1)$$

Nettostrålingen kan nå skrives:

$$R = S_d \quad (1 - \alpha) + L_{net} \quad (2.2)$$

der S_d og L_{net} er timesmidlede fluxer gitt i W/m^2 .

2.3 Nettostråling om dagen som funksjon av globalstråling, skydekke og snødekke.

På et gitt sted ved gitt sky- og snødekke antas det å eksistere en lineær sammenheng:

$$R = a_0 \quad S_d + a_1 \quad (2.3)$$

$$a_1 = L_{no} \quad (2.4)$$

L_{no} er netto langbølget innstråling når $S_d = 0$, dvs. en natt-verdi for nettostrålingen.

Resultatene fra lineær regresjonsanalyse av Bergensdata er vist i tabell 1. Observasjonene er delt i tre grupper etter snødekke: i) "bar bakke", ii) "M=1,2" og iii) "M=3,4". For hver gruppe er det utviklet regresjonsligninger for $N = 0, 1, \dots, 8$.

Gruppene i), ii) og iii) viser alle de samme hovedtrekkene som Nielsens undersøkelse viste: a_1 øker fra størrelsesorden -100 W/m^2 til -10 W/m^2 når skydekket øker fra 0 til 8. Regresjonsligningens vinkelkoeffisient a_0 viser derimot liten variasjon med skydekket. I gruppene ii) og iii) varierer den riktignok noe, men det er antakelig et resultat av variasjon i snødekket innenfor gruppene.

Dette underbygges av at variasjonen i a_0 er større mellom gruppene enn innen den enkelte gruppe. Variasjonen mellom gruppe i), ii) og iii) tyder på at a_0 avtar fra ca 0.8 med 0.1 for hver firedel snødekke.

a_1 er ikke signifikant forskjellig mellom gruppene, og det foreslås at de samme verdiene brukes uavhengig av snøforhold.

2.4 Nettostrålingen om natten som funksjon av lufttemperatur, skydekke og snødekke.

Om natten er nettostrålingen lik netto langbølget utstråling:

$$R = L_d - L_u \quad (2.5)$$

Langbølget utstråling er summen av jorden termiske stråling og refleksjon av den atmosfæriske tilbakestråling:

$$L_u = \sigma \epsilon T_g^4 + (1 - \epsilon)L_d \quad (2.6)$$

Swinbank har utviklet en empirisk formel for den atmosfæriske tilbakestråling:

$$L_d = d \cdot T^6 \quad (2.7)$$

T er lufttemperaturen i 2 meters høyde.

Med bakgrunn i ligning 2.5, 2.6 og 2.7 foreslår Nielsen et al. (1981) en sammenheng mellom nettostrålingen og lufttemperaturen på formen:

$$R = b_0 + b_1 T^4 + b_2 T^6 \quad (2.8)$$

der b_0 , b_1 og b_2 er avhengige av skydekket N og snødekket M og finnes ved regresjonsanalyse.

Jeg har utført regresjonsanalyse på de forskjellige snø- og skygrupper uten å finne noen signifikant sammenheng mellom nettostråling om natten og temperaturen.

Skygruppeindikatoren N har også blitt erstattet med en modifisert skyindikator N_m som er definert slik at $N_m = N$ for lave og midlere skyer. Det vil si for skyhøyder $h < 9$. For høye skyer, dvs $h = 9$ gjelder: $N_m = N$ for $N = 0, 1$, $N_m = 2$ for $N = 2, 3$, $N_m = N - 2$ for $N \geq 4$.

Heller ikke med N_m som skyindikator ble det signifikant sammenheng mellom R og T. I tabell 2 finnes derfor bare middelværdier for hver gruppe med standardfeil.

Tabell 2 i), ii) og iii) viser resultater for henholdsvis bar bakke, $M = 1, 2$ og $M = 3, 4$. Da det ikke er signifikant forskjell på disse gruppene, er de i tabell 2 iv) samlet i en analyse. Verdiene for L_{net} samsvarer med verdiene for L_{no} i tabell 1. De samsvarer dessuten relativt godt med en lineær regresjonsligning mellom netto langbølget stråling og skydekke som Monteith (1961) har utviklet for De Britiske Øyer. Det anbefales likevel ikke å bruke lineær sammenheng mellom nettostråling og skydekke da dette ser ut til å være en tvilsom antagelse ved $N = 0-1$ og $N = 7-8$.

2.5 Nettostrålingen om dagen som funksjon av solhøyde, skydekke og snødekke

Nielsen et al. foreslår følgende sammenheng:

$$R = c_0 + c_1 \sin\varphi + c_2 \sin^2\varphi + c_3 \sin^3\varphi \quad (2.9)$$

φ er solhøyde, c_0 , c_1 , c_2 og c_3 er regresjonskoeffisienter som avhenger av snødekket og skydekket N_m . De ikke-lineære ledd forårsakes av refraksjon ved lave solhøyder og forskjellige strålingskurver som kan oppstå ved multippel refleksjon.

Nielsen fant at leddet med $\sin^2\varphi$ hadde liten signifikans, og dette ble derfor utelatt.

Resultaten av tilsvarende regresjonsanalyse i Bergen med grupper "bar bakke", "M = 1,2" og "M = 3,4" er vist i tabell 3i), ii) og iii). Leddet c_0 er ikke signifikant forskjellig for gruppene, det varierer bare med N_m . De andre leddene er vanskelig å sammenligne da de er innbyrdes avhengige, og har store tilfeldige variasjoner. I gruppene ii) og iii) er det få observasjoner og fordelingen mellom c_1 og c_3 er derfor spesielt usikker.

Stegvis regresjon indikerer at også leddet med $\sin^3\varphi$ har liten betydning for den multiple korrelasjon i Bergen. Usikkerheten i estimatene blir ubetydelig større, samtidig som regresjonsligningene lettere kan sammenlignes hvis c_3 settes lik null.

Tabell 4 viser resultatene av en slik undersøkelse. for å øke antall observasjoner i de minste gruppene, er snøgruppene her slått sammen, slik at tabell 4i) viser gruppen med bar bakke, mens 4ii) omfatter alle observasjoner med snø. Tabellen viser at a_0 øker fra ca -140 W/m^2 til ca -30 W/m^2 når N_m øker fra 0 til 8 uansett snødekke.

Dette gjør at vi ved lave solhøyder kan risikere å få lavere nettostråling enn nattverdier.

Nielsen et al. har fått samme resultat, og da dette ikke er et reelt fenomen, foreslår de å bruke nattverdiene i situasjoner hvor regresjonsligningene gir lavere verdier.

Verdien for c_1 avhenger av snødekket. Ved bar bakke avtar c_1 nesten lineært fra $N_m = 8$. Ved snødekket mark er variasjonen uregelmessig for $N_m < 5$. Dette kan skyldes multiple refleksjoner mellom skyer og snøflater. At c_1 øker med økende skydekke er muligens ikke reelt, men at c_1 kan være relativt konstant opp til en viss skymengde, virker rimelig.

2.6 Konklusjoner

Med små avvik er resultatene av denne undersøkelsen i samsvar med de som ble oppnådd av Nielsen et al. Nettostrålingen om dagen kan med standardfeil på $10-30 \text{ W/m}^2$ gis utfra globalstråling og skydekke.

Hvis ikke globalstrålingene er kjent, kan nettostrålingen beregnes utfra solhøyde og skydekke. Standardfeilen ligger da på $30-60 \text{ W/m}^2$. I Bergen ble det funnet mest tjenlig å kun benytte lineær regresjon.

For alle beregninger om dagen er det viktig å kjenne bakkens snødekke. Hvis globalstrålingen er kjent er det nyttig å kjenne snødekket i firedeler. Hvis ikke er det tilstrekkelig å dele observasjonene i gruppene "bar bakke" og "snøkledd bakke", men da er usikkerheten større.

Om natten ser snødekket ut til å ha liten betydning. Nettostrålingen kan da gis kun som funksjon av skydekket med feil på $10-30 \text{ W/m}^2$. I likhet med Nielsens undersøkelse gav denne undersøkelsen svak forbindelse mellom temperatur og nettostråling om natten.

3 SAMMENLIGNING AV TO UTTRYKK FOR DEN FØLBARE VARMEFLUX

Energibalanseligningen for jordoverflaten kan skrives:

$$H = R - G - LE \quad (3.1)$$

H er følbar varmeflux mellom jordoverflate og atmosfære, LE er latent varmeflux til atmosfæren, G er varmefluxen til underlaget, og R er nettostrålingen. I avsnitt 3.2 er det beskrevet hvordan H kan beregnes når kun R og lufttemperaturen er kjent.

Varmefluxen til atmosfæren kan imidlertid også beregnes ut fra hastighets- og temperaturfluktuasjoner i atmosfæren:

$$H = \overline{\rho c_p w' \theta'} \quad (3.2)$$

der ρ er luftens tetthet, c_p er varmekapasiteten ved konstant trykk og $\overline{w' \theta'}$ er middelveiden for kovariansen mellom den turbulente vertikalhastighet og temperaturfluktuasjonene. Når turbulente hastigheter og temperaturer ikke måles, kan de estimeres dersom Monin-Obukhovs similaritetsteori kan antas å gjelde. I avsnitt 3.3 er dette beskrevet nærmere med utgangspunkt i de data som står til rådighet i denne undersøkelsen.

I avsnitt 3.4 trekkes konklusjoner om sammenligningen av følbar varmeflux beregnet etter de to metoder med data fra Bergen.

3.1 Data og områdebeskrivelse

Hvordan en sammenligning av de to ovenfornevnte beregningsmetodene faller ut vil i høy grad avhenge av hva slags område målingene stammer fra og hvilke størrelser som er målt.

Bergensområdet er et topografisk komplisert område med fjell opp til 600 m over dalbunnen, og dessuten kontraster mellom hav og land, og mellom bebyggelse og åpne områder. Bergen sentrum er bebygget med hus på 4 til 12 etg. Dette skaper horisontalt inhomogene forhold i alle fall opp til 20 m over bakken.

Alle de målinger denne undersøkelsen bygger på er gjort ved Florida i Bergen (fig. 1.1). Nettostrålingen er beregnet som vist i ligning 2.2 ut fra data beskrevet i avsnitt 2.1. Vindhastigheten 35 m over bakken samt temperatur 2 og 35 m over bakken måles rutinemessig av Vervarslinga på Vestlandet. De sondeoppstigningene som er benyttet i avsnitt 3.3 er foretatt ved Geofysisk institutt.

3.2 Beregning av varmekraften ut fra strålingsdata

Ligning 3.1 viser at vi foruten nettostrålingen R trenger estimater for varmekraften til underlaget G og latent varmekraft til atmosfæren LE for å beregne H på denne måten. Holtslag et al. (1981) foreslår følgende estimater for timesverdier når nettostrålingen er positiv:

$$G = 0.1 R \quad (3.3)$$

og

$$LE = x \left(t / (t + \gamma) \right) (R - G) + y \quad (3.4)$$

der γ er c_p/L , t er hellningen med temperaturen av spesifikk fuktighet ved metning og x og y er empiriske funksjoner av underlagets fuktighet. Holtslag og hans medarbeidere fant i Nederland $x = 0.95$ og $y = 20 \text{ W/m}^2$ for normale perioder, og $x = 0.65$, $y = 20 \text{ W/m}^2$ i tørre perioder, dvs. etter 5 dager eller mer uten regn. Da disse ligningene ble utviklet over en gressflate mens de i Bergen vil bli benyttet over en by, burde det ved målinger og regresjonsanalyse vært funnet egne verdier

for x og y i Bergen. Da det ikke eksisterer målinger som muliggjør en slik undersøkelse, har jeg likevel benyttet verdiene $x = 0.95$ og $y = 20 \text{ W/m}^2$ idet Bergen er en fuktig by. Om dette er et heldig valg kan diskuteres, idet asfalt og bybebyggelse virker hindrende på fuktighetstilførselen nedenfra. verdien for x kan således være for høy, og estimatet for den følbare varmeflux vil i så fall bli for lavt.

En annen feilkilde til estimatet for H er at den antropogene energiproduksjon A ikke er regnet med. I energibalanseligningen over en by burde R erstattes med $(R + A)$. Dette er ikke gjort da det ikke eksisterer noe estimat for de antropogene energikilder i Bergen. I en tabell etter T. R. Oke (1978) finnes imidlertid verdier for A i en del andre byer på omtrent samme breddegrad som Bergen, og disse verdiene ligger rundt 20 W/m^2 i årsmiddel. At A neglisjeres fører til underestimering av H hele året, men feilens størrelse er sesongavhengig. Om sommeren er R stor og A liten, og feilen blir derfor liten. Om vinteren er det motsatt, og feilen blir stor.

Da den modellen som her benyttes kun gjelder når nettostrålingen er positiv vil en del av de mest betenkelige periodene med tanke på antropogen energiproduksjon bli holdt utenfor denne undersøkelsen, men neglisjering av A er likevel en alvorlig innvending mot bruk av ligning 3.1 i Bergen.

3.3 Beregning av varmeflux utfra vind- og temperaturobserverasjoner

3.3.1 Teoretisk grunnlag

Ifølge Monin-Obukhovs similaritetsteori skal dimensjonsløse gradienter for temperatur og vind over et horisontalt homogent område kunne skrives som universelle funksjoner av en dimensjonsløs høyde ζ . J.A. Businger (1973) har funnet empiriske uttrykk for disse funksjonene, og dessuten integrert de dimen-

sjonsløse gradientligningene slik at de får en form der de inneholder endelige differanser.

Vindhastigheten U i høyden z i et område med ruhetsparameter z_0 er da gitt ved:

$$U/u_* = (1/k)(\ln(\frac{z+z_0}{z_0}) - \psi_1) \text{ for } \zeta < 0 \quad (3.5a)$$

der

$$\psi_1 = 2\ln\{(1 + (1 - 15\zeta)^{1/4}) / 2\} + \ln\{(1 + (1 - 15\zeta)^{2/4}) / 2\} \\ - 2\arctan\{(1 - 15\zeta)^{1/4} + \pi/2\}$$

og

$$U/u_* = (1/k)(\ln(\frac{z+z_0}{z_0}) + 4.7\zeta) \text{ for } \zeta > 0 \quad (3.5b)$$

u_* er friksjonshastigheten og k er von Karmans konstant.

For den potensielle temperatur θ i høyden z gjelder:

$$\frac{\theta - \theta_0}{\theta_*} = 0.74(\ln(\frac{z - z_0}{z_0}) - \psi_2) \text{ for } \zeta < 0 \quad (3.6a)$$

der

$$\psi_2 = \ln(1 + (1 - 9\zeta)^{1/2} / 2)$$

og

$$\frac{\theta - \theta_0}{\theta_*} = 0.74 \ln(\frac{z + z_0}{z_0}) + 4.7\zeta \text{ for } \zeta > 0 \quad (3.6b)$$

θ_* er skalerende temperatur definert ved $\overline{w'\theta'} = u_*\theta_*$, og θ_0 er ekstrapolert temperatur for $z = 0$. Den dimensjonsløse høyden som også er en stabilitetsparameter kan skrives:

$$\zeta = \frac{g \theta_* k(z + z_0)}{\tau u_*^2} \quad (3.7)$$

Busch et al. (1976) foreslår løsning av ligningene 3.6 og 3.7 ved iterasjoner med vind i et nivå og temperaturer i to nivå som input. Første tilnærming til u_* er $U/10$, og første tilnærming til θ_* er $u_*(\theta_2 - \theta_1) \cdot 10 / (z_2 - z_1)$ der θ_2 og θ_1 er potensiell temperatur i høydene z_2 og z_1 .

3.3.2 Svakheter ved modellen

En generell svakhet ved denne metoden er at den ikke omfatter situasjoner med fri konveksjon. Dersom U er null vil den beregnede varmeflux bli null uansett hvordan temperaturgradienten er. Dette er ikke reelt da vi ved instabil sjiktning vil ha konveksjon som sørger for varmetransport til de høyere luftlag. Jeg har av denne grunn satt 0.5 m/s som en nedre grense for vindhastigheten.

I topografisk komplisert terreng oppstår også et annet problem fordi den metoden som her er skissert bygger på horisontal homogenitet. Når dette ikke er tilfredsstillt vil temperatursjiktningen på et sted ikke bare være et resultat av strålingsbalansen på stedet, men også avhenge av adveksjoner. ved kaldluftoppstuvning i en dal vil f.eks. en god del av kaldluften være produsert andre steder enn i selve dalbunnen.

Over en by oppstår ytterligere problemer med den horisontale inhomogenitet. Under den normale takhøyde kan en ikke forvente å finne verken temperatur- eller vindprofiler av den typen som beskrives i ligning 3.5 og 3.6. Over takhøyde kan en likevel finne nær log-lineære profiler, men forlengelsen av disse vil skjære z -aksen i en avstand d over bakken, og ikke i $z = 0$ som profilet i ligning 3.5. For å benytte ligning 3.5 og 3.6 over taknivå, må z erstattes med $(z - d)$ der d er nullplansforskyvningen. Videre må de målinger som benyttes være foretatt i det område ligningene kan forventes å gjelde.

En annen forutsetning for similaritetsteorien er stasjonærhet. Denne forutsetningen er særlig tvilsom morgen og kveld.

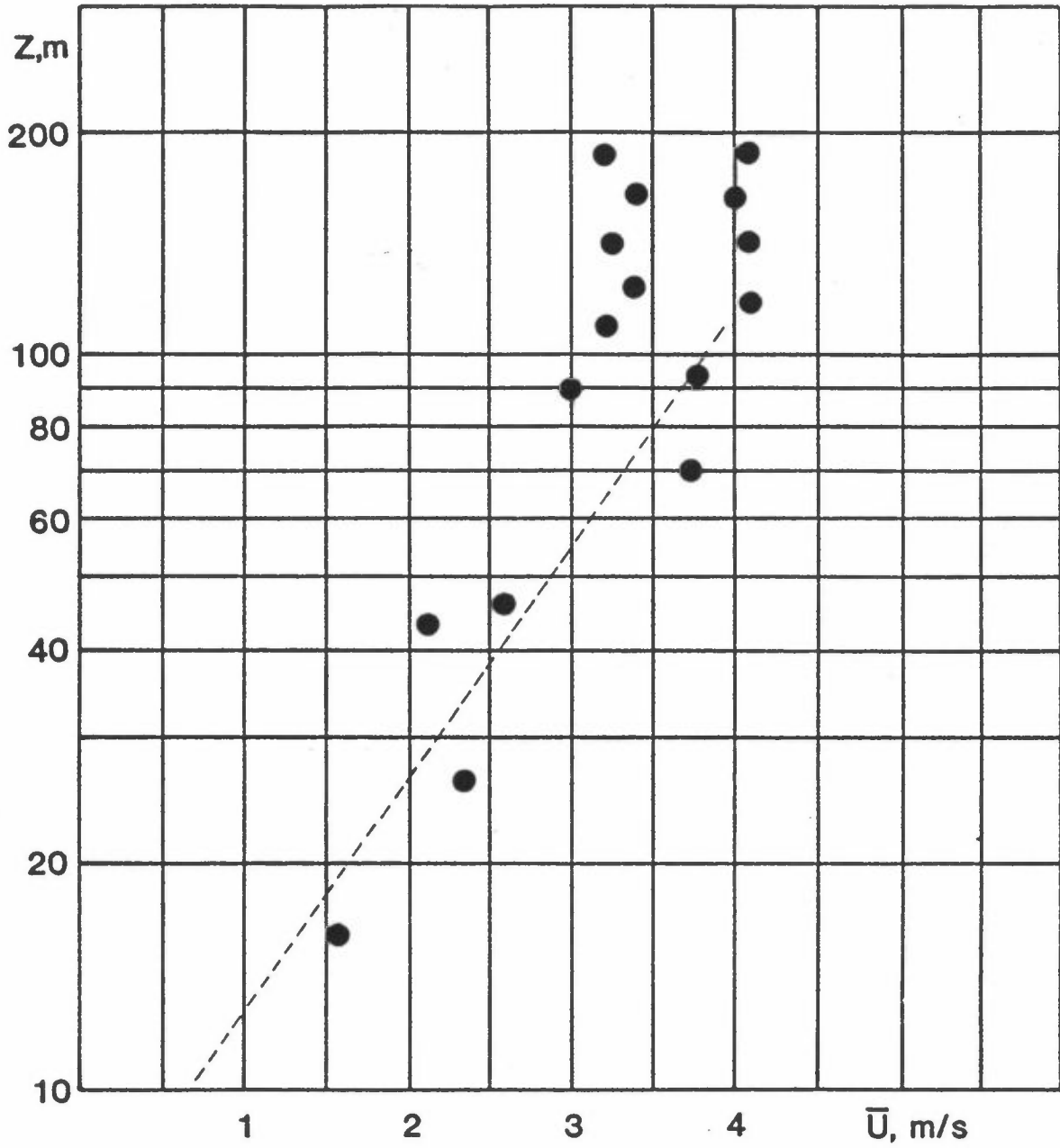
3.3.3 Nullplansforskyvning og ruhetsparameter i Bergen

For å kunne benytte ligning 3.5 og 3.6 over Bergen er det nødvendig å fastsette verdier for d og z_0 . For en by med bygningshøyde ca 20 m foreslår T.R. Oke (1978) $z_0 = 0.7$, mens ingen generell gjetning på d er foretatt. I denne under-

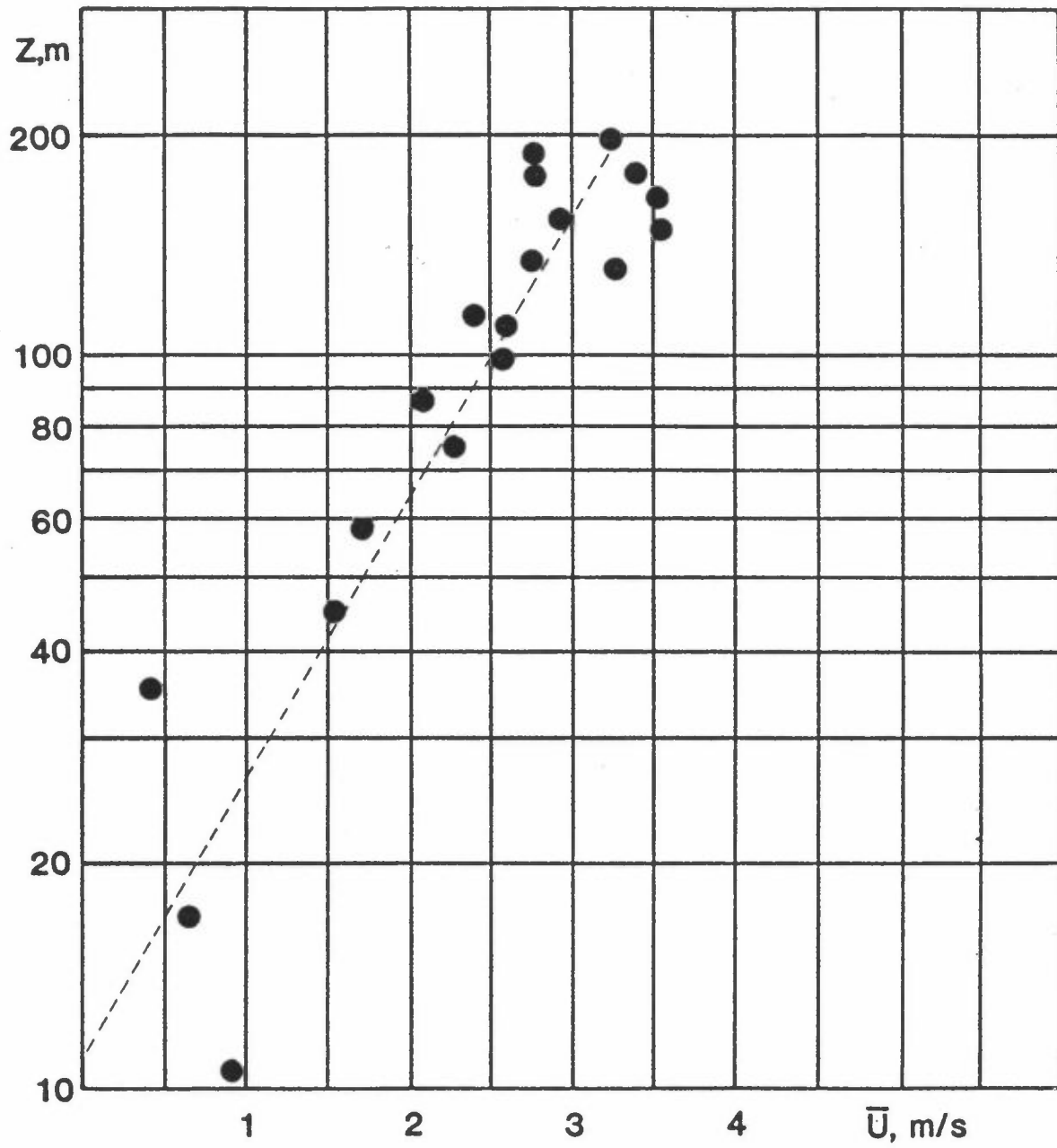
søkelsen har jeg derfor bestemt d ut fra vindprofiler som er målt ved hjelp av Wiresonde. Ved nøytral sjiktning skal vindhastigheten ifølge teorien øke logaritmisk med $(z - d + z_0)$ over tak høyde. Både ruhetsparameteren og nullplansforskyvningen skal da kunne bestemmes. De tre oppstigninger med tilnærmet nøytral temperatursjiktning som er benyttet til bestemmelsen er presentert i figurene 3.1, 3.2 og 3.3. Resultatet av denne undersøkelsen ble en nullplansforskyvning på 10 m og en ruhetsparameter på 0.6 m. Disse verdiene vil bli benyttet i de videre beregninger, men da datagrunnlaget er lite advares det bestemt mot kritikklos bruk av resultatene. Det kreves grundigere undersøkelser for å studere variasjon med vindretning og stabilitet.

Nå har ikke størrelsen på d særlig innvirkning på de varme-fluxverdier som beregnes ved hjelp av ligning 3.5 og 3.6, men den gir et grovt mål på tykkelsen på det lag der similaritetsteorien ikke kan antas å gjelde, og dette er viktig ved plassering av måleinstrumenter.

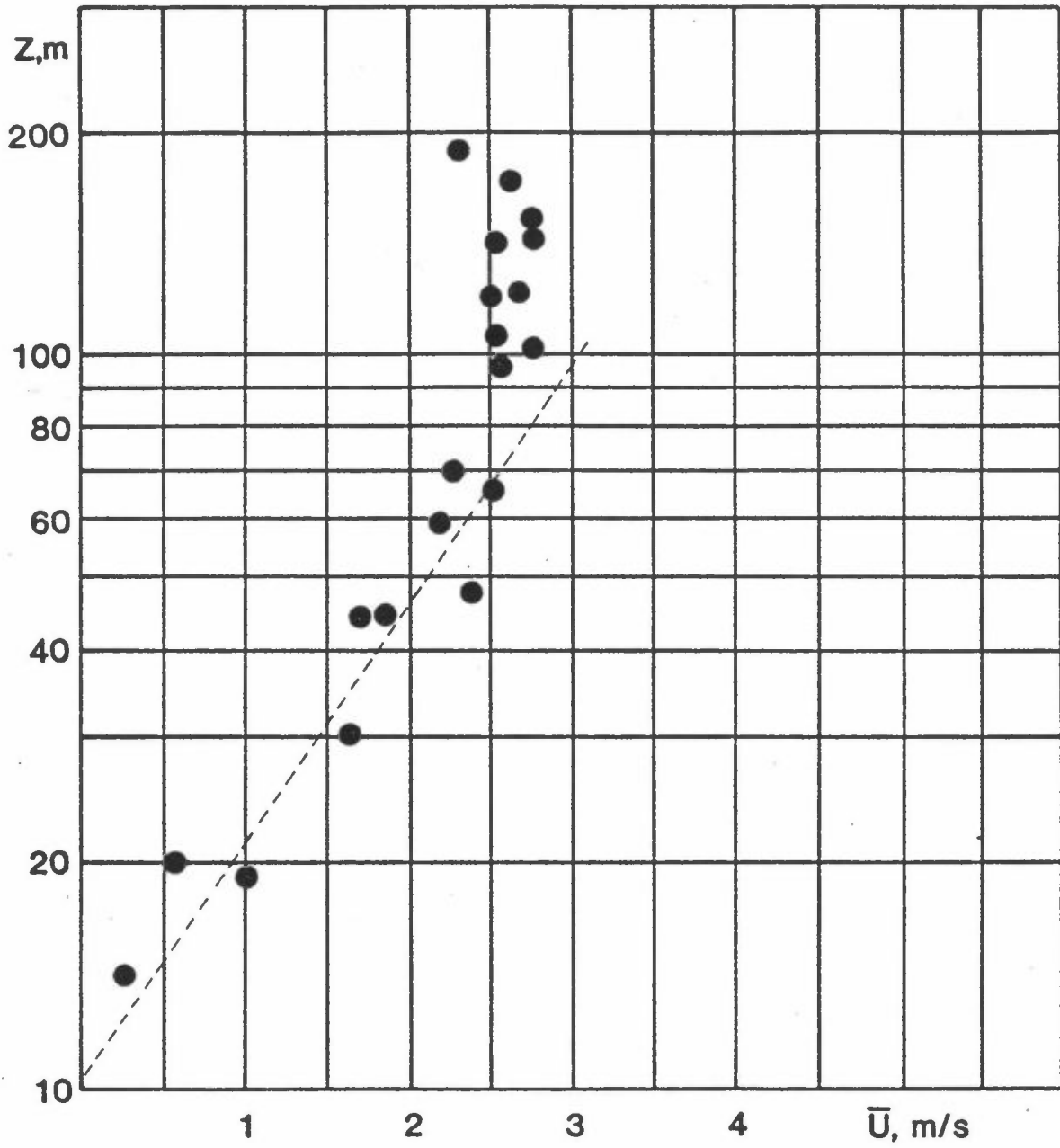
De tilgjengelige data til denne undersøkelsen består i vind- og temperaturmålinger 35 m over bakken, samt temperatur målt 2 m over bakken. Da den laveste temperaturmålingen er foretatt under nullplansforskyvningen burde den ikke vært benyttet i denne undersøkelsen.



Figur 3.1: Vindprofil 15/2-83 kl 16.50-17.05 GMT.



Figur 3.2: Vindprofil 16/2-83 kl 09.30-09.53 GMT



Figur 3.3: Vindprofil 18/2-83 kl 02.45-03.15 GMT

3.4 Resultater

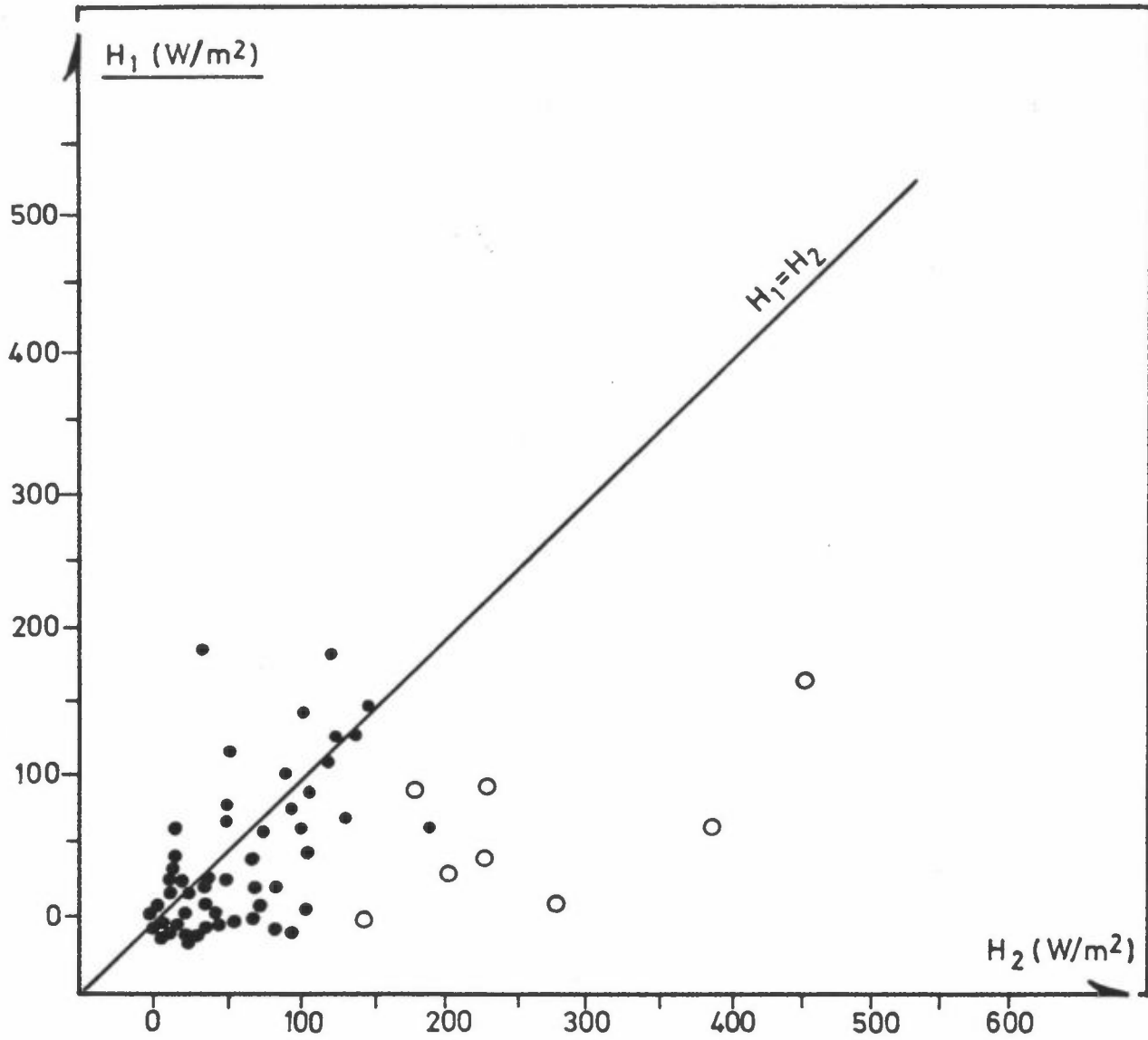
Lå nå H_1 betegne det estimat for den følbare varmeflux som ble funnet ved hjelp av energibalanseligningen mens H_2 betegner det estimat som ble funnet ved metoden skissert i 3.3.

Det ble gjort 413 observasjoner med positiv nettostråling i 1976, og ved bruk av disse ble det oppnådd en korrelasjonskoeffisient på 0.65. Lineær regressjon gav ligningen:

$$H_1 = a H_2 + b \quad (3.8)$$

der $a = 0.24$ og $b = 10.9 \text{ W/m}^2$. Dette betyr at H_2 stort sett er langt større enn H_1 ved høy netto strålingsbalanse, noe som kan ha sammenheng med feilaktig beregnet temperaturgradient. Ved lave vindhastigheter og sterk innstråling er det mulig at det får anledning til å utvikle seg sterkere temperaturgradi- enter nær bakken enn en forlengelse av det log-lineære profil beskriver. For å undersøke dette nærmere har jeg foretatt en sammenligning av H_1 og H_2 der temperaturdifferanser mellom de to nivåene større enn 1.6 K er holdt utenfor. Regresjonskoeffisientene ble da $a = 0.4$ og $b = 0.5 \text{ W/m}^2$, og viser bedre sam- svar i størrelse mellom H_1 og H_2 , men korrelasjonskoeffisi- enten ble bare 0.4. Antall observasjoner var har 298.

Figur 3.4 viser H_1 plottet opp mot H_2 med data fra juni 1976. Observasjoner med temperaturdifferens større enn 1.6 K er markert med en ring, og en ser at disse inkluderer de største avvik fra linjen $H_1 = H_2$, men det er også store avvik blant de resterende observasjonene. Kildene til avvikene kan være flere. Av feilkildene for H_1 antas usikkerheten ved beregning av latent varmeflux å være av størst betydning i juni, idet de antropogene kilder antakelig har liten relativ betydning denne måneden.



Figur 3.4: Plott av H_1 mot H_2 for juni 1976.

$$H_1 = 0.9 R \cdot \left(1 - 0.95 \left(\frac{t}{T + \delta}\right)\right) - 20 \quad , \quad H_2 = \int c_p u_x \theta_x$$

For H_2 kan såvel manglende horisontal homogenitet og stasjonærhet, som feilaktig bestemmelse av temperaturgradient, usikker bestemmelse av nullplansforskyvning og ruhetsparameter og manglende beskrivelse av fri konveksjon ha sitt å si for resultatet. Totalt resulterer dette i at mens H_1 i alle tilfelle har verdier som ligger innenfor rimelighetens grenser, har H_2 tildels verdier som er større enn det en med rimelighet kan forvente.

3.5 Konklusjoner

Det opprinnelige mål ved denne undersøkelsen var å sammenligne to estimater for den følbare varmeflux; H_1 som ble funnet ved bruk av energibalanse-betraktninger, og H_2 som ble funnet ut fra similaritetsteori. De foreliggende data til beregning av H_2 har imidlertid vist seg utilstrekkelig til å fylle de krav teorien forutsetter. Sammenhengen mellom de to estimater har derfor ikke blitt god, og på grunn av de mange feilkilder er det vanskelig å si hva som har sviktet i hvert enkelt tilfelle.

H_1 er beheftet med færre feil enn H_2 , og verdiene for H_1 ligger i alle tilfelle innenfor sannsynlige grenser for varme-fluxen. Det anbefales derfor å bruke energibalansemetoden ved bestemmelse av varmefluxen fremfor å benytte similaritets-teori. I denne undersøkelse er det ikke tatt hensyn til antropogene kilder. Da disse kan ha stor relativ betydning om vinteren, anbefales det å danne et estimat for disse.

Tabell 1: Regresjonskoeffisienter for $R = a_1 + a_0 S_d$

N_d er skydekke, s er standardfeil i estimert R ,
 r^2 er kvadrert korrelasjonskoeffisient,
 n er antall observasjoner.

	N	a_1 W/m ²	a_0	s W/m ²	r^2	n
i)						
bar bakke	0	-84.0	0.83	18.2	0.99	244
	1	-80.4	0.83	19.4	0.99	487
	2	-77.2	0.83	19.8	0.99	268
	3	-69.3	0.82	23.6	0.99	294
	4	-62.3	0.82	22.4	0.99	280
	5	-53.6	0.81	28.1	0.98	348
	6	-45.2	0.81	21.8	0.98	595
	7	-27.2	0.79	18.6	0.98	1132
	8	-13.5	0.77	13.1	0.97	1799
ii)						
snødekke	0	-91.5	0.71	8.9	0.99	9
1/4-2/4	1	-90.0	0.71	19.4	0.99	12
	2	-68.5	0.64	22.7	0.98	9
	3	-78.9	0.70	16.9	0.98	9
	4	-69.6	0.72	21.0	0.91	16
	5	-64.5	0.70	23.9	0.98	14
	6	-38.2	0.57	25.5	0.95	18
	7	-32.0	0.66	21.6	0.95	54
	8	-16.5	0.64	13.2	0.95	57
iii)						
snødekke	0	-93.3	0.45	16.6	0.95	31
3/4-4/4	1	-98.2	0.51	13.1	0.94	44
	2	-77.5	0.46	27.8	0.87	29
	3	-65.2	0.43	19.1	0.92	18
	4	-64.5	0.41	23.8	0.90	28
	5	-59.9	0.45	27.1	0.81	26
	6	-33.5	0.37	32.2	0.70	58
	7	-32.3	0.41	21.8	0.71	115
	8	-9.6	0.30	13.6	0.63	145

Tabell 2: Estimert konstant L_{net} om natten

N er skydekke, s er standardfeil i estimert L_{net} ,
n er antall observasjoner.

	N	L_{net} W/m ²	s W/m ²	n		N	L_{net} W/m ²	s W/m ²	n
i) bar bakke					ii) snødekke 1/4-2/4				
	0	-89.5	14.7	441		0	-84.8	13.9	44
	1	-85.7	19.8	333		1	-80.0	17.8	18
	2	-79.8	20.2	272		2	-76.4	20.2	25
	3	-68.3	24.4	135		3	-85.3	23.5	8
	4	-58.5	25.7	172		4	-55.9	24.5	14
	5	-54.2	27.8	201		5	-43.5	24.7	9
	6	-40.8	21.6	431		6	-38.1	22.1	32
	7	-29.5	20.6	711		7	-32.5	17.4	38
	8	-18.2	14.9	1693		8	-19.0	13.5	104
iii) snødekke 3/4-4/4					iv) alle grupper				
	0	-88.6	13.5	212		0	-88.9	14.9	697
	1	-86.2	16.5	82		1	-85.5	28.9	433
	2	-77.3	19.9	71		2	-79.1	23.1	368
	3	-56.0	22.5	42		3	-66.2	18.5	185
	4	-59.9	23.8	53		4	-58.7	28.8	239
	5	-46.0	23.8	60		5	-52.2	18.7	270
	6	-37.8	22.2	127		6	-40.0	21.7	590
	7	-31.5	16.7	154		7	-30.0	18.1	903
	8	-17.8	13.1	354		8	-18.1	13.6	2151

Tabell 3: Regresjonskoeffisienter for $R = C_0 + C_1 \sin\varphi + C_3 \sin^3\varphi$
 N_m er skydekke, s er standardfeil i estimert R ,
 r^2 er kvadrert korrelasjonskoeffisient,
 n er antall observasjoner.

	N_m	C_0 W/m ²	C_1 W/m ²	C_3 W/m ²	s W/m ²	r^2	n
i)							
bar bakke	0	-133.2	811.3	95.6	26.6	0.98	244
	1	-122.6	773.0	161.2	30.1	0.98	487
	2	-105.9	685.6	221.9	43.5	0.95	387
	3	-84.6	552.6	388.7	53.2	0.93	264
	4	-95.5	654.3	140.4	74.1	0.86	271
	5	-75.7	520.5	227.8	81.9	0.79	347
	6	-59.6	424.8	237.3	74.1	0.77	569
	7	-44.2	322.6	160.4	66.5	0.69	1089
	8	-24.8	160.0	93.7	49.6	0.51	1778
ii)							
snødekke	0	-119.0	533.2	794.1	12.3	0.99	8
1/4-2/4	1	-114.1	499.3	739.0	19.3	0.98	12
	2	-117.7	621.6	314.0	23.1	0.98	18
	3	-150.3	886.0	-390.7	14.3	0.99	5
	4	-57.3	164.0	1290.8	26.1	0.93	15
	5	-91.9	575.0	217.6	67.3	0.89	14
	6	-36.5	179.3	168.6	55.8	0.73	17
	7	-42.7	255.7	288.0	42.3	0.79	52
	8	-21.4	113.8	376.0	30.9	0.72	55
iii)							
snødekke	0	-141.8	550.2	-34.9	16.6	0.96	31
3/4-4/4	1	-141.8	603.5	-458.9	17.0	0.91	44
	2	-110.4	463.1	208.4	22.9	0.91	46
	3	-88.2	374.7	236.7	21.0	0.78	13
	4	-76.0	287.1	200.9	36.5	0.80	27
	5	-91.9	425.0	-247.7	29.1	0.77	27
	6	-61.5	307.2	80.1	27.0	0.76	53
	7	-44.4	249.6	-75.4	22.7	0.69	110
	8	-15.0	83.8	162.2	13.2	0.65	141

Tabell 4: Regresjonskoeffisienter for $R = C_0 + C_1 \sin\phi$.
 N_m er skydekke, s er standardfeil i estimert R ,
 r^2 er kvadrert korrelasjonskoeffisient,
 n er antall observasjoner.

	N_m	C_0 W/m ²	C_1 W/m ²	s W/m ²	r^2	n
i)						
bar bakke	0	-142.4	863.53	27.0	0.98	244
	1	-140.0	870.5	31.5	0.98	487
	2	-129.2	817.7	45.3	0.95	387
	3	-123.9	786.4	57.6	0.92	264
	4	-113.5	744.5	74.4	0.86	271
	5	-104.0	668.1	83.0	0.78	347
	6	- 87.3	572.9	75.3	0.76	569
	7	- 62.2	420.9	67.1	0.68	1089
	8	- 34.9	216.6	49.9	0.50	1778
ii)						
snødekke	0	-144.1	593.8	31.4	0.89	39
1/4-2/4	1	-143.8	619.8	30.0	0.87	56
	2	-133.4	639.7	31.6	0.89	64
	3	-130.4	676.4	31.4	0.94	18
	4	- 86.8	402.6	38.7	0.79	42
	5	-101.6	515.8	61.1	0.72	41
	6	- 68.5	363.5	36.4	0.72	70
	7	- 53.3	315.3	34.6	0.72	162
	8	- 30.2	184.4	33.4	0.68	196

4 REFERANSER

- Busch, N.E. et al. A multi-level model of the planetary boundary layer suitable for use with mesoscale dynamic models. J.Appl. Meteor., 15, 909-919 (1976).
- Businger, J.A., Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. I: Workshop on Micro-meteorology. Ed. D.A.Haugen, Boston Amer. Meteor. Soc. 1973, s 67-98.
- Holtslag, A.A.M. et al. Estimation of the sensible heat flux from standard meteorological data for stability calculations during daytime. I: Air pollution modeling and its application, In: New York, Plenum Press, 1981 s 401-406.
- Monteith, J.L., An empirical method for estimating long wave radiation exchanges in the British Isles. Quart. J. Roy. Met. Soc., 87, 171-179 (1961).
- Monteith, J.L. Szeichz, G. The radiation balance of bare soil and vegetation. Quart J. Roy. Meteorol. Soc., 87, 159-170 (1961).
- Nielsen, L.B. et al. Net radiation estimated from standard meteorological data. I: Air pollution modeling and it application. I. New York, Plenum Press 1981 s.385-399 (1981).
- Oke, T.R., Boundary layer climates. London, Methuen & Co., 1978. ISBN 0-416-70530-8.
- Olseth, J., Inversjoner i Bergensområdet, og desse sett i høve til netto strålingsbalanse og vind. Hovedoppgave i meteorologi, Universitetet i Bergen. Bergen 1977.



NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING

NILU
TLF. (02) 71 41 70

(NORGES TEKNISK-NATURVITENSKAPELIGE FORSKNINGSRÅD)
POSTBOKS 130, 2001 LILLESTRØM
ELVEGT. 52.

RAPPORTTYPE Teknisk rapport	RAPPORT NR. TR 12/83	ISBN--82-7247- 434-4
DATO DESEMBER 1983	ANSV.SIGN. O.F.Skogvold	ANT. SIDER 34
TITTEL Parameterisering av nettostrålingen og den følbare varmeflux i Bergen.		PROSJEKTLEDER St. Larssen
FORFATTER(E) Inger Hanssen- Bauer .		NILU PROSJEKT NR. O-8249
		TILGJENGELIGHET** A
		OPPDRAGSGIVERS REF. 3239/82 HD/KS 523.40
OPPDRAGSGIVER Statens forurensningstilsyn		
3 STIKKORD (å maks. 20 anslag) Nettostråling Bergen		Varmebalanse
REFERAT (maks. 300 anslag, 5-10 linjer) Nettostrålingen i atmosfæren nær bakken i Bergen kan beregnes ut fra data for globalstrålingen (standardfeil 10-30 W/m ²) eller ut fra data for solhøyde og skydekke (standardfeil 30-80 W/m ²). Vertikalspredning av luftforurensninger er blant annet avhengig av vertikalfluxen av følbar varme. Data for nettostrålingen og energibalansen er benyttet til å estimere vertikalfluxen. Estimerte verdier var dårlig korrelert (r= 0.65) med varmefluxen bestemt av lokale vind- og temperaturmålinger ved å benytte Monin Obukhovs similaritetsteori. Forutsetningene for teorien var ikke oppfylt.		
TITLE Parameterization of the net radiation and the flux of sensible heat in Bergen.		
ABSTRACT (max. 300 characters, 5-10 lines.) Calculations of the net radiation in the atmosphere near the ground in Bergen can be based on data on global radiation (error: 10-30 W/m ²) or on data on sun elevation and cloud cover (error: 30-80 W/m ²). Vertical dispersion of air pollution is dependent on the vertical flux of sensible heat. Data on the net radiation and the energy balance are used to estimate the vertical flux. Estimated values show low correlation (r= 0.65) with the vertical flux based on local wind and temperature measurements using Monin Obukhovs similarity theory. The premisses for using the theory may not be fulfilled.		

**Kategorier: Åpen - kan bestilles fra NILU A
Må bestilles gjennom oppdragsgiver B
Kan ikke utleveres C