



Emnedag om

METEOROLOGISKE MÅLEMETODER I JORDBRUGS- OG MILJØFORSKNINGEN

Jørgen E. Olesen,
Harald E. Mikkelsen og
Ege Friis (red.)
Afdeling for Jordbrugsmeteorologi
Forskningscenter Foulum

Tidsskrift for Planteavls Specialserie

Beretning nr. S 2112 - 1991



Emnedag om

METEOROLOGISKE MÅLEMETODER I JORDBRUGS- OG MILJØFORSKNINGEN

Jørgen E. Olesen,

Harald E. Mikkelsen og

Ege Friis (red.)

Afdeling for Jordbrugsmeteorologi

Forskningscenter Foulum

Forord

Indlæg fra en emnedag om meteorologiske målemetoder i jordbrugs- og miljøforskningen, afholdt på Hotel Nyborg Strand den 18. marts 1991.

Emnedagen omhandler meteorologiske målemetoder med relation til jordbrugs- og miljøforskningen, med særlig vægt på mikrometeorologi. Denne rapport indeholder en række indlæg, som giver en introduktion til følgende emner:

- Eksisterende meteorologiske data.
- Målemetoder og instrumentering vedr. temperatur, luftfugtighed, vind, nedbør, stråling og jordfugtighed.
- Måling af stof- og energitransport.
- Specielle problemer vedr. mikrometeorologiske målinger.

Emnedagen og denne rapport henvender sig især til forskere inden for jordbrug og miljø, samt rådgivere med særlig interesse i emnet.

Det er vores håb, at emnedagen og denne rapport vil medvirke til at klarlægge mulighederne for og problemerne ved gennemførelse af meteorologiske målinger i relation til biologiske og fysisk-kemiske undersøgelser med relation til jordbrug og miljø.

Afd. for Jordbrugsmeteorologi
februar 1991

Jørgen E. Olesen
Harald E. Mikkelsen
Ege Friis

Indholdsfortegnelse

Forord	3
Indholdsfortegnelse	5
Eksisterende stationsnet og målinger med relevans for jordbrug og miljø <i>Harald Mikkelsen</i>	7
Måling af temperatur, luftfugtighed og vind <i>Sv. E. Jensen</i>	19
Nedbørmålinger <i>Henning Madsen</i>	29
Dataloggning <i>Oddvar Haga</i>	35
Generelle metodeproblemer ved mikrometeorologiske målinger <i>Ege Friis</i>	43
Hvor repræsentative er mikrometeorologiske punktmålinger? <i>Jørgen E. Olesen</i>	55
Måling af vertikal stof- og energitransport <i>Niels Otto Jensen</i>	67
Lysmålinger over og i afgrøder <i>Bent Lorenzen</i>	73
Måling af jordens vandindhold <i>Anton Thomsen og Mathias Andersen</i>	79

EKSISTERENDE STATIONSNET OG MÅLINGER MED RELEVANS FOR JORDBRUG OG MILJØ

Harald Elmo Mikkelsen
Afd. for Jordbrugsmeteorologi
Statens Planteavlsforsøg
Forskningscenter Foulum

Indledning

Meteorologiske forhold spiller en afgørende rolle for de fleste forhold som vedrører jordbrug og miljø. Der er en direkte sammenhæng mellem en lokalitets potentiale for plan-teproduktion og områdets klimaforhold.

I de senere år er der udviklet en række computerbaserede modeller for transport af stof og energi i de nedre lag af atmosfæren samt i de øverste meter af jorden. De fleste af disse modeller kræver meteorologiske data som drivparametre. Afhængig af modellernes type og formål må dataene forligge i varierende detaljeringsgrad.

Danmarks Meteorologiske Institut (DMI) har i over 100 år gennemført målinger af det generelle klima (makroklimaet) i Danmark. Instrumenter, målemetoder og observationspraksis har udviklet sig gennem tiden, men generelt har landet en af de mest komplette og geografisk dækkende klimastatistikker i verden. DMI koncentrerer sig om måling af klimaets hovedparametre – dvs. især lufttemperatur, nedbørsmængde, vindforhold og solskinstimer – og tilgodeser ved placeringen af målestationerne til en vis grad vejrtjenestens behov.

I forbindelse med ovennævnte formål vil

der ofte være behov for mere specialiserede data som f.eks. jordtemperatur, strålingsforhold, luftfugtighed og fordampning. Målenettet for disse størrelser er i de senere år blevet væsentligt udbygget, navnlig i forbindelse med en række målestationer, som Statens Planteavlsforsøg (SP) har oprettet.

I det følgende vil blive givet en oversigt over de væsentlige stationsnet for tilvejebringelse af klimadata for Danmark. Ud over direkte målte data gives en kort beskrivelse af de foreliggende muligheder for beregning og interpolation af dataværdier. Desuden vil det blive angivet, hvilke oplysninger der p.t. er tilgængelige i DMI's og i Afd. for Jordbrugsmeteorologis (AJMET) databaser. På grundlag af oversigten skulle det være muligt at danne sig et overblik over mulighederne for at få oplysninger om klimaet for lokaliteter i Danmark.

Meteorologiske stationsnet

I Danmark fungerer en række meteorologiske stationsnet. De drives af DMI, idet AJMET dog forestår dataindsamlingen ved i alt otte automatiske stationer. Alle data tilgår DMIs

database, hvortil AJMET har adgang. De vigtigste stationsnet er:

- Automatiske klimastationer
- Manuelle klimastationer
- Synop-stationer
- Manuelle nedbørstationer
- Solstationer

Herudover driver andre institutioner forskellige målenet for diverse klimaelementer. Her skal blot nævnes det *fordampningsmålenet*, som AJMET driver samt spildevandskomiteens automatiske nedbørsmålestationer.

Automatiske klimastationer

Tabel 1: Meteorologiske registreringer ved automatiske klimastationer. Nedbør, jordtemperatur og overfladefugtighed måles kun ved de stationer, som er placeret ved Statens Planteavlsvforsøgs forsøgsstationer.

Lufttemperatur i 2 m og 20 cm højde
Jordtemp. i 10 og 30 cm under kort græs
Luftfugtighed i 2 m højde
Vindretning- og hastighed i 10 m højde
Nedbør i 1,5 m højde
Globalstråling (solindstråling)
Overfladefugtighed

I løbet af 1980'erne blev der etableret et landsdækkende net af autotomatiske klimastationer med direkte indrapportering til databasen på DMI (Olesen, 1988). Data fra stationerne lagres som timeværdier, men AJMET opretholder tillige en database med beregnede døgnværdier. SP har opført en del af stationsnettet, beliggende på de lokaliteter, hvor SPs forsøg foregår, og som ikke er

dækket af DMIs stationer. Data fra SPs stationer lagres også i DMIs database. I figur 1 er givet placeringen af de 36 automatiske stationer, som arbejder for tiden, og i tabel 1 findes en oversigt over de variable, som måles ved stationerne.

Registreringerne ved de automatiske klimastationer, som er opført ved forsøgsstationerne, sammenlignes en gang om året med målingerne på en mobil kalibreringsstation (Olesen, 1989). Anvendelsen af kalibreringsstationen har muliggjort opretholdelsen af en konstant god datakvalitet ved disse stationer.

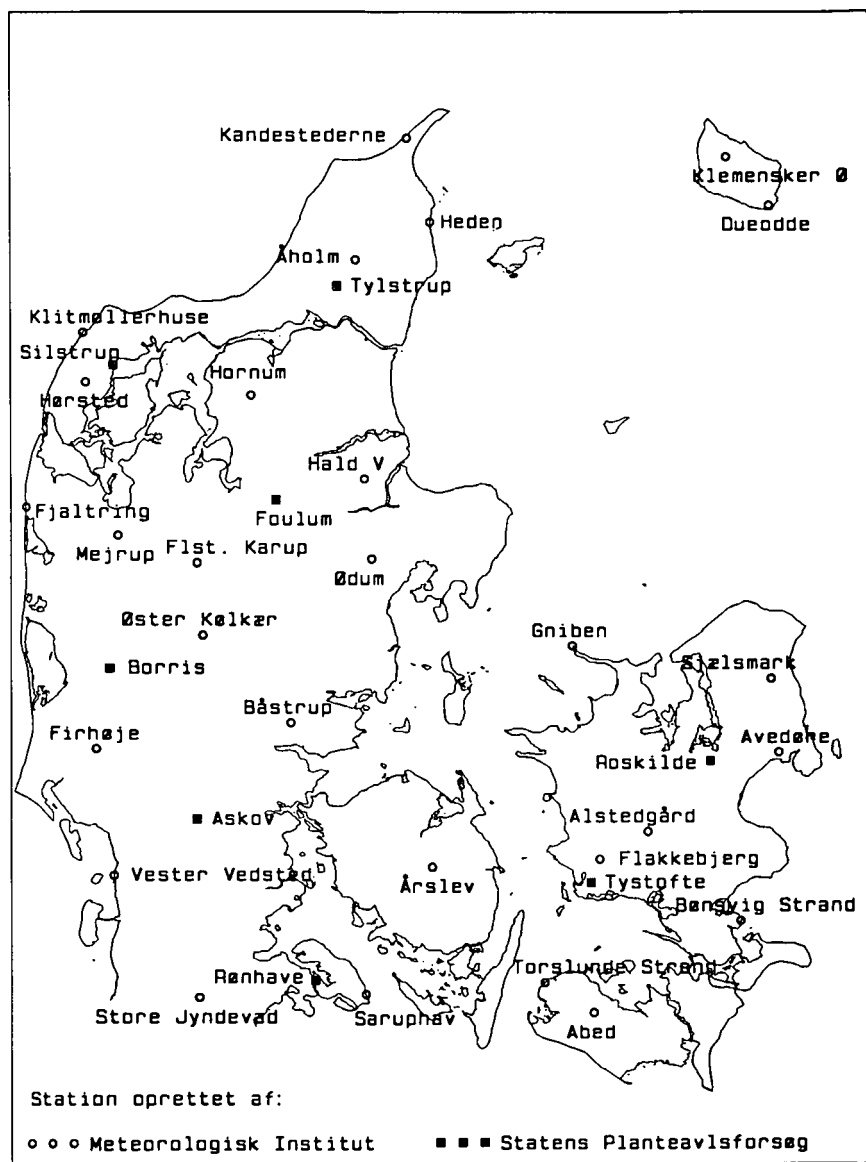
Manuelle klimastationer

Målinger ved manuelle klimastationer forstås af DMI og udgør rygraden i den danske klimatologi fra de regelmæssige målingers begyndelse i 1870'erne og frem til 1980'erne, da størstedelen af de ca. 100 stationer blev nedlagt i forbindelse med opførelsen af de automatiske stationer. Ved de tilbageblevne ca. 35 manuelle klimastationer observeres nu altid tre gange i døgnet, kl. 8, 14 og 21 dansk normaltid. I databasen ved AJMET ligger data for forsøgsstationerne vedkommende tilbage til 1951 (eller 1940). Generelt er datakvaliteten fra de manuelle klimastationer god og kvalitetskontrollen af data effektiv.

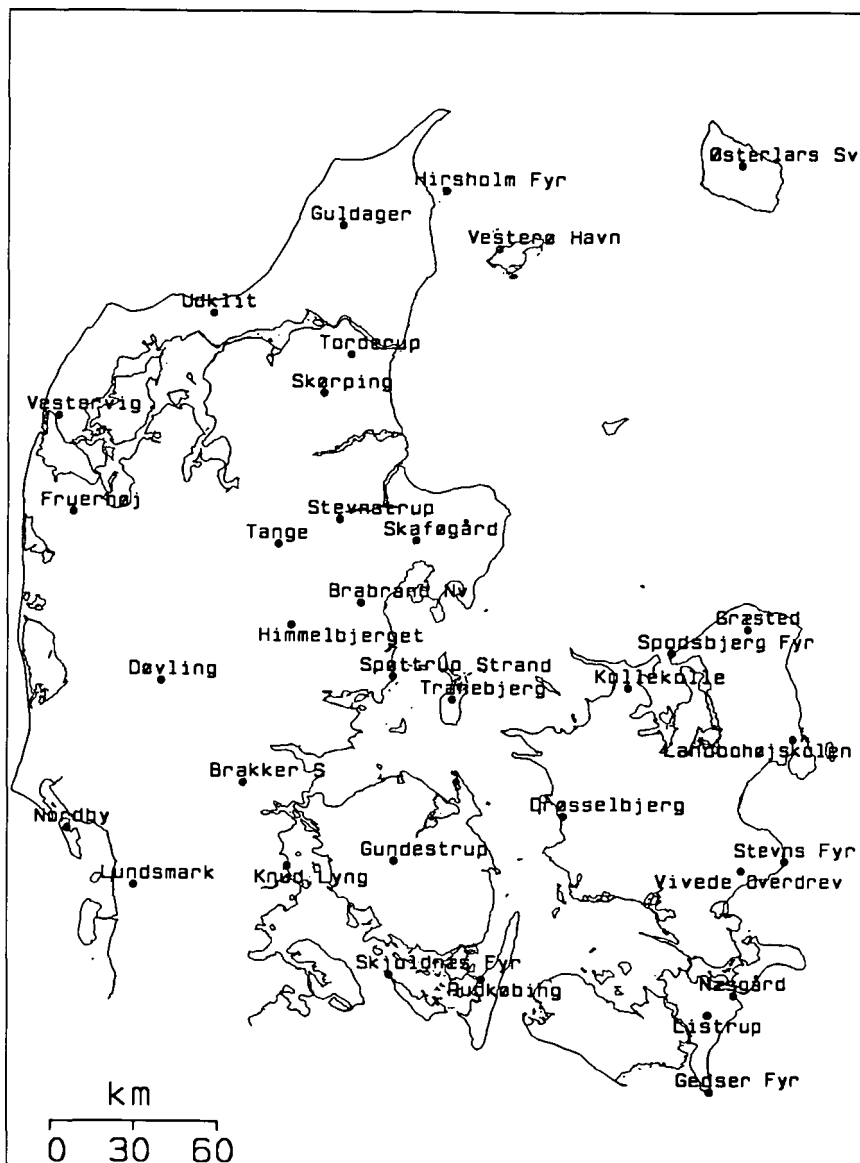
Placeringen af de manuelle klimastationer fremgår af figur 2, og måleprogrammet er opført i tabel 2.

Synop-stationer

De 51 synop-stationers registreringer anvendes primært af vejrtjenesterne ved udarbejdelse af vejrkort og vejrprognoser. Ved disse stationer observeres normalt hver tredje time, kl. 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 og 21 UTC (UTC = GMT = dansk normaltid + 1 time). På grund af dataenes hovedanvendelse og den deraf følgende tidstro indrapportering, stilles



Figur 1: Placering af automatiske klimastationer i januar 1991.



Figur 2: Placering af manuelle klimastationer i 1990.

Tabel 2: Meteorologiske registreringer ved synop-stationer og klimastationer.

Variabel	Klimastationer			Synop- sta- tion- er
	manuelle		auto- mati- ske	
	fuldt prg.	redu- ceret prg.		
Lufttryk	•			•
Maks. temp.	•	•	• ¹	•
Min. temp.	•	•	• ¹	•
Luft temp.	•	•	•	•
Jord. temp.			• ²	
Luftfugt.	•		• ²	•
Nedbør	•	•	• ²	•
Vindretning	•		•	•
Vindhast.	•		•	•
Skydække	•	•		•
Skyart				•
Globalstr.			•	
Solskin	• ³			
Snedække	•	•		•
Sigtbarhed	•			•
Vejrlig	•	•		•

¹: Kan udregnes ud fra lufttemperaturen.

²: Kun ved en del af stationerne.

³: Udgør et selvstændigt observationsnet.

der knap så store krav til synop-stationernes datakvalitet som for de øvrige stationsnet. I databasen ved DMI findes data fra siden 1953.

Synop-stationers placering fremgår af figur 3, måleprogrammet af tabel 2.

Manuelle nedbørstationer

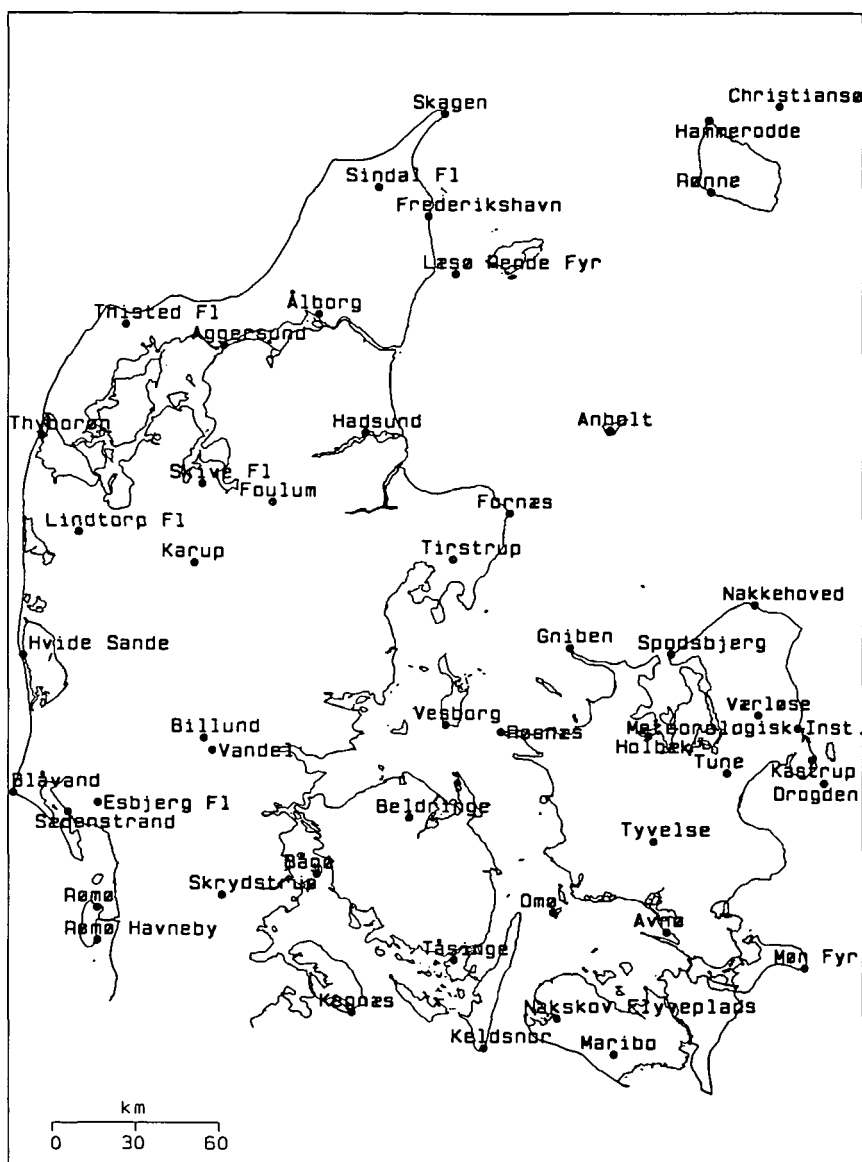
Ved de manuelle nedbørstationer registreres nedbøren en gang i døgnet, kl. 8 dansk normalt. Der observeres i øjeblikket ved ca. 620 stationer i landet, placeret som vist i figur 4. Årsagen til, at dette stationsnet er så

meget mere udbygget end de øvrige, skal findes i det faktum, at nedbøren er den af hoved klimaparametrene, som viser størst rumlig variation. Med henblik på at bestemme landets nedbør-geografi er det derfor nødvendigt med et tæt målenet. Ved nøjere granskning af figur 4 ses dog, at der er betydelige forskelle i målenettets tæthed ud over landet, hvilket snarere er begrundet i historiske end i meteorologiske forhold. Det er tanken at udskifte de eksisterende manuelle nedbørmålere med automatiske engang i fremtiden – et projekt som hidtil har været forhindret i sin udførelse på grund af mangel på egned udstyr.

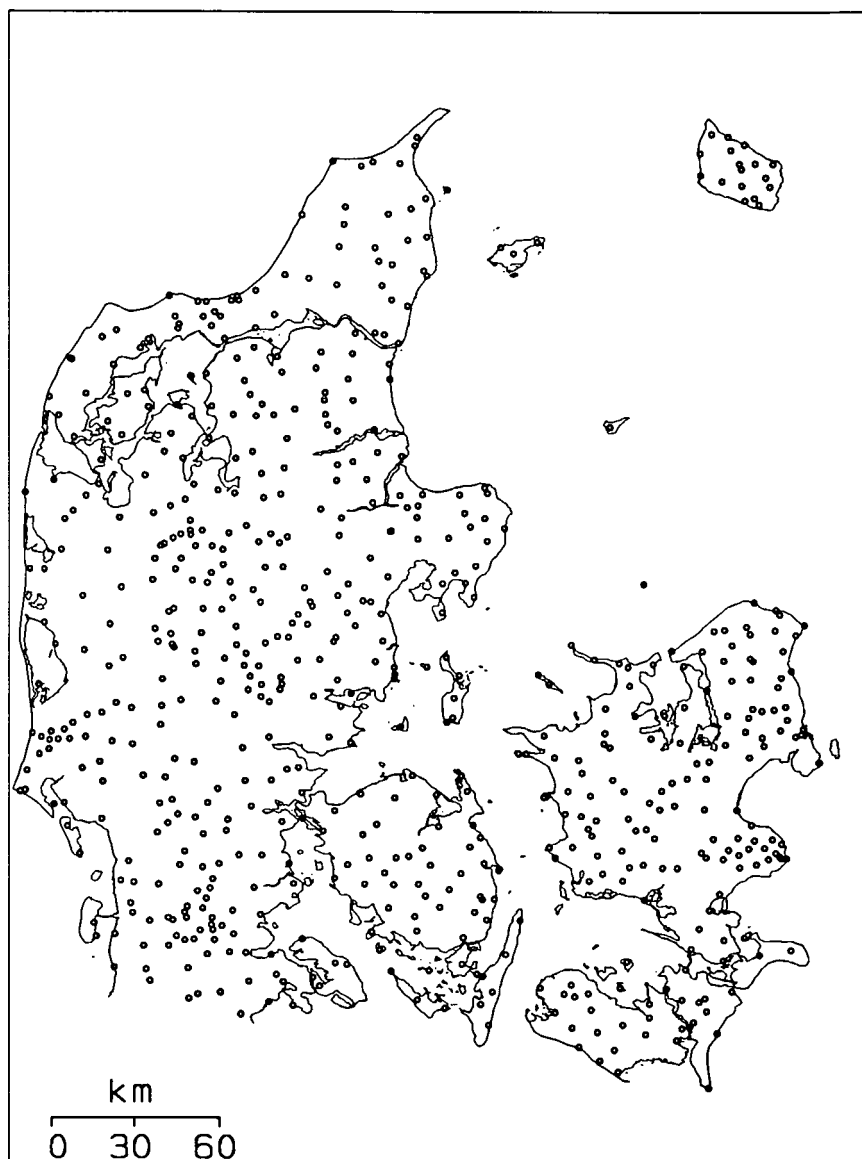
Data fra de manuelle nedbørstationer lagres i DMIs database som døgnværdier, idet data fra før 1961 dog kun findes som månedsværdier. Skønt der tidligere fandtes langt færre nedbørstationer, og trods flytninger og nedlæggelser, findes der en del ubrudte data-serier langt tilbage i tiden, idet mange stationers registreringer går tilbage til ca. år 1900, enkelte endog til 1860'erne. Datakvaliteten for manuelle nedbørmålinger er i sig selv udmærket, men det må påpeges, at målinger af denne art normalt er behæftet med systematiske fejl som medfører, at den målte nedbør bør korrigeres (Allerup og Madsen, 1979, 1986).

Solstationer

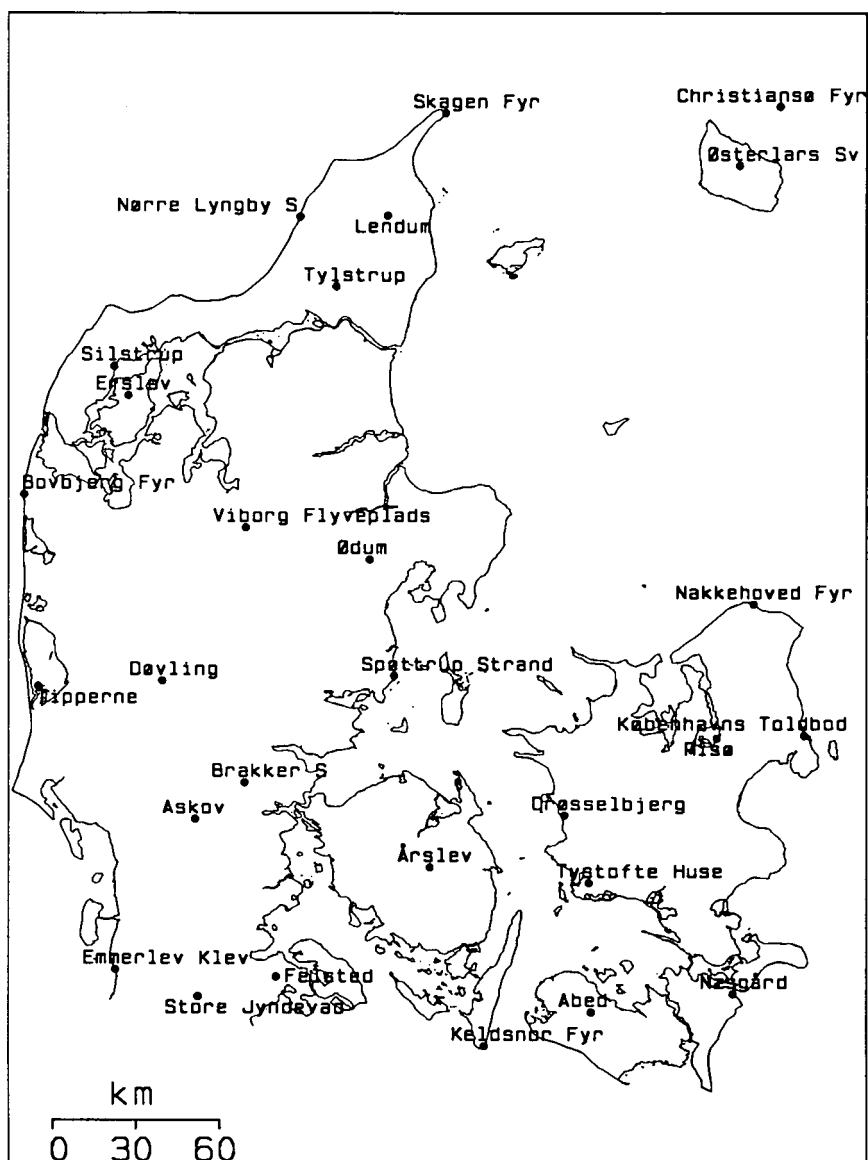
På solstationer registreres timer med klart solskin ved hjælp af en solautograf. De fleste af statens forsøgsstationer er eller har været forsynet med solautograf, men registreringerne både her og ved andre lokaliteter er reduceret i takt med, at målinger af globalstrålingen er begyndt. Målingerne af solskinstimer begyndte i 1925, og i dag findes ca. 35 solstationer, hvorfra daglige data lagres i databasen ved DMI, se figur 5.



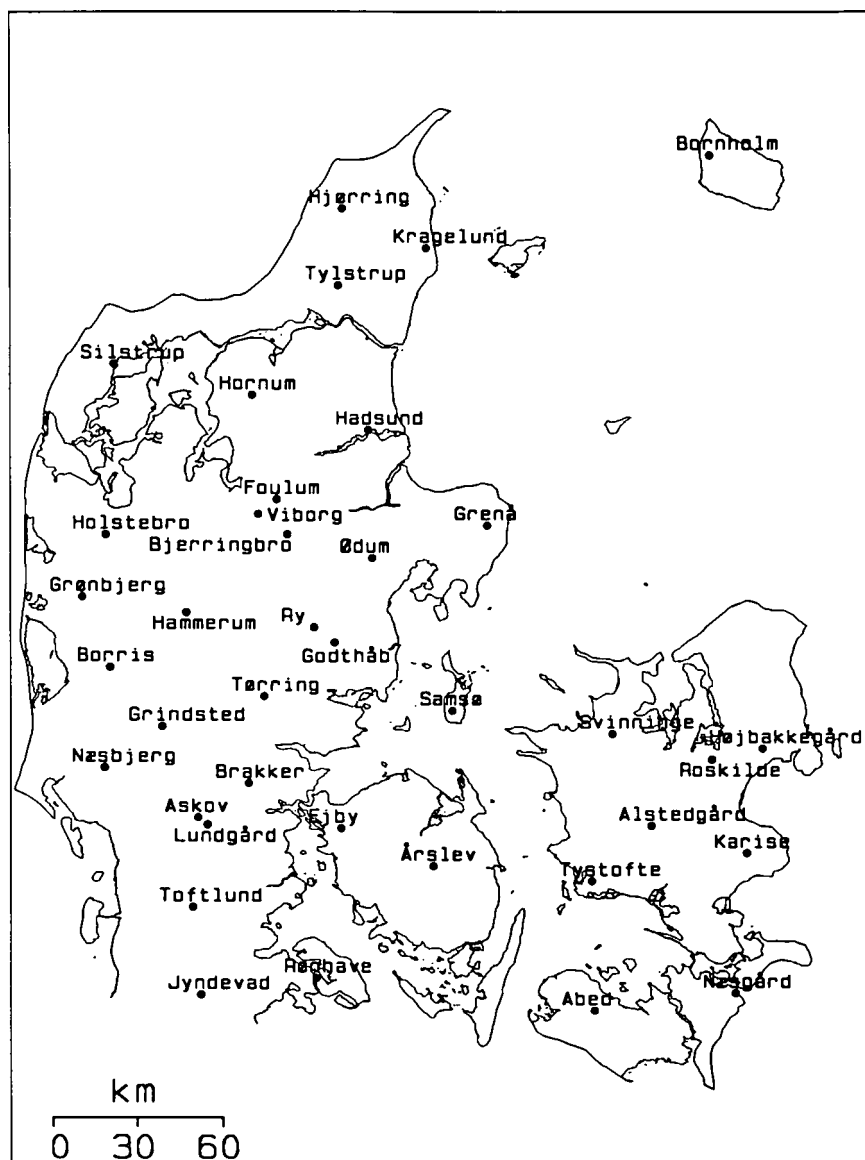
Figur 3: Placering af synop-stationer i januar 1991.



Figur 4: Placering af manuelle nedbørstationer i 1990.



Figur 5: Placering af solstationer 1990.



Figur 6: Placering af fordampningsmålestationer 1990.

Fordampningsstationer

Fordampningen fra en fri vandflade er siden 1957 blev målt i et separat målnet, som nu drives af AJMET. Nettet består p.t. af 37 stationer, se figur 6. Registreringen sker de fleste steder en gang ugentligt og dataene lagres i AJMETs database.

Fordampningen er, når den måles som ovenfor beskrevet, et resultat af en måling af forskellen mellem en separat målt nedbør og den mængde vand, som er fjernet fra den fri vandflade. Der påføres herved bestemmelsen en del usikkerhed, en usikkerhed som tillige afhænger af måleres pasningsgrad og placering i omgivelserne. Der arbejdes derfor i øjeblikket med udvikling af operationelle metoder til bestemmelse af fordampningen (potentiell fordampning) ud fra meteorologiske data for stråling, temperatur, luftfugtighed og vindhastighed. Disse nye metoder baseres på anvendes af Penmans eller Makkinks ligninger (Aslyng og Hansen, 1982) og skal ifølge intentionen tages i brug i sommeren 1991. Anvendelse af nye metoder vil dog først finde sted efter afslutningen af et igangværende udredningsarbejde, som vedrører relationen mellem fordampning bestemt ved den traditionelle metode fra en fri vandflade og fordampning bestemt ved de nye metoder.

Geografisk interpolation af meteorologiske data

I forbindelse med modelberegninger anvendes traditionelt meteorologiske data fra den nærmest liggende meteorologiske station. Denne metode har en række ulemper, som kan sammenfattes i tre hovedpunkter.

- Der vil undertiden være dataudfald ved de enkelte stationer som nødvendiggør anvendelse af alternative stationer. Det-

te kan medføre alvorlige "skævheder" i datamaterialet.

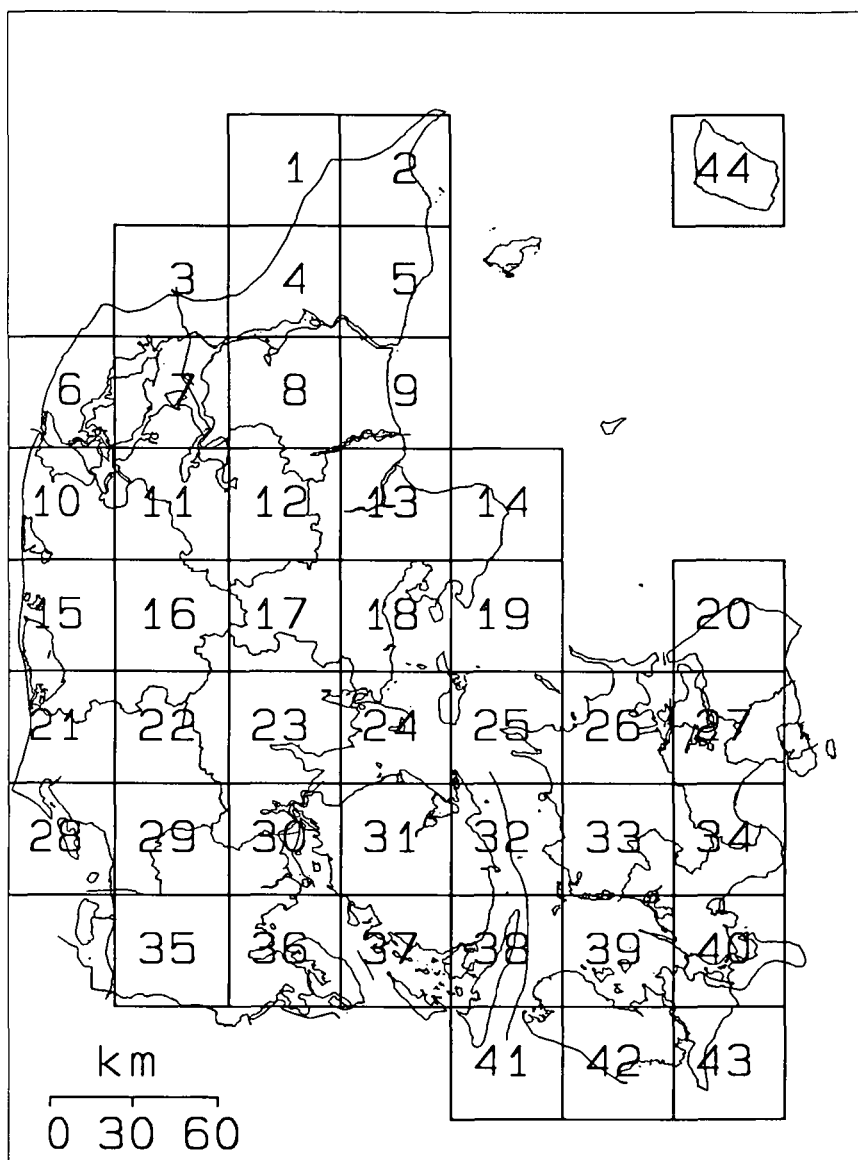
- Der er ofte mindre forskelle mellem stationernes registreringer, som ikke afspejler egentlige forskelle i makroklimaet, men er en følge af forskelle i stationernes lokalklima.
- I operationelle sammenhænge kan det ofte være besværligt at finde den nærmest liggende repræsentative station. Denne vanskelighed øges yderligere, når stationer nedlægges og nye oprettes.

For at mindske disse vanskeligheder kan data fra de meteorologiske stationer benyttes som grundlag for en geografisk interpolation af værdierne til et givet punkt eller en given flade. Ved AJMET benyttes en invers afstandsfunktion til vægtning af observationerne, og der beregnes rutinemæssigt interpolerede data i et såkaldt klimagrid (se figur 7) og i kvadratnet for nitratundersøgelser (Mikkelsen, 1990).

Det er endvidere muligt at interpolere data for nedbør, lufttemperatur, potentiel fordampning (efter Makkinks metode), globalstråling, temperatursummer (vilkårlig basistemperatur) og solskinstimer til ethvert punkt i landet. Dette kan gøres på daglig såvel som månedlig basis.

Afslutning

Lagring af meteorologiske data på computermediet har sammen med lettere tilgang til regnefaciliteter og regnekraft gjort anvendelsen af meteorologiske data lettere for en lang række brugere. Brugen af automatiserede stationer har samtidig øget mængden af grunddata betydeligt og samtidig nødvendiggjort automatiseret kvalitetskontrol af dataene.



Figur 7: AJMET 40 × 40 km klimagrid.

Den tekniske udvikling har desuden muliggjort langt bredere anvendelse af meteorologiske data både geografisk og med hensyn til tidslig opløsning.

Referencer

- Allerup, P. & Madsen, H. (1979). Accuracy of point precipitation measurements. Danish Meteorological Institute, Climatological Papers No. 5. Copenhagen. 84 s.
- Allerup, P. & Madsen, H. (1986). On the correction of liquid precipitation. *Nordic Hydrology*, 17, s. 237 - 250.
- Aslyng, H. C. & Hansen, S. (1982). *Water balance and crop production simulation*. Hydrotechnical Laboratory, The Royal Veterinary and Agricultural University. Copenhagen. 200 s.
- Mikkelsen, H. E. (1990). Beregning af klimanormaler til kvadratnet for nitratmålinger. AJMET arbejdsnotat nr. 11. Afd. for Jordbrugsmeteorologi, Statens Planteavlsforsøg.
- Olesen, J. E. (1988). Jordbrugsmeteorologisk Årsoversigt 1987. Tidsskr. Planteavls Specialserie S1924.
- Olesen, J. E. (1989). Jordbrugsmeteorologisk Årsoversigt 1988. Tidsskr. Planteavls Specialserie S2002.

MÅLING AF TEMPERATUR, LUFTFUGTIGHED OG VIND

S. E. Jensen

Sektion for Kulturteknik og Planteernæring

Den kgl. Veterinær- og Landbohøjskole

Indledning

Sensorer til måling af temperatur, luftfugtighed og vind, såvel kommercielt tilgængelige som beskrevet i litteraturen, er mangfoldige. Ser man på de måleprincipper, der anvendes, bliver området mere overskueligt, selvom det kræver et grundigt kendskab til såvel fysik som kemi. Hvis man derefter skærer af til det grundlæggende måleprincip, ses at sensorer til måling af luftfugtighed og vind ofte er baseret på måling af en temperatur.

De enkelte sensorer har deres specifikke egenskaber og karaktertræk, men nogle egenskaber kan vurderes generelt for de tre grupper:

1. Den fysiske størrelse af sensoren. Ved måling over en plantebestand er sensorens størrelse normalt ikke afgørende. Ved måling i en plantebestand – og for temperaturens vedkommende i jord, på naturlige overflader og i plantevæv – er sensorens størrelse og den rumlige plads i målepunktet bestemmende for, om sensor kan placeres i målepunktet. Den kan destruere den fysiske struktur af de faste omgivelser, samt ved sin tilstedeværelse ændre tilstanden af den parameter, den skal føle. De enkelte sensorer kan desuden gensidigt påvirke hinanden, f.eks. ved for tæt placering ved vertikale pro-

filmmålinger i luft og jord.

2. Tidskonstanten, som angiver den tid en sensor bruger til at indstille sig på 63.2 % af en ny ligevægt. For temperatursensorer afhænger den af, om målingen foretages i luft, vand, jord eller plantevæv (den opgivne tidskonstant refererer ofte til vand). Tidskonstant og målefrekvens hører sammen. Ved bestemmelse af en middelværdi kan som en tommelfingerregel angives, at tidsintervallet mellem to målinger skal være lig med eller mindre end 2 gange tidskonstanten. Hvis ingen information om den aktuelle variation skal gå tabt, som f.eks. ved måling af hvirvelhastigheder i turbulent strømning, må den kritiske tidskonstant og målefrekvens fastlægges ud fra fluktuationshastighed.
3. Nøjagtighed, stabilitet og præcision, som ofte samlet angives ved den målte værdis unøjagtighed. Ofte stilles der indledningsvis krav om størst mulig nøjagtighed og stabilitet hos de enkelte sensorer, hvilket uundgåeligt modsvarer af et krav om større økonomiske ressourcer. Den enkelte sensors nøjagtighed må derfor vurderes i forhold til øvrige sensorer og det registreringsudstyr, der anvendes, samt ydre faktorer. Sensorens nøjagtig-

hed må dog ikke mindst vurderes i forhold til formålet med at måle den pågældende parameter, hvilke fysiske eller biologiske processer, der ønskes klarlagt ved den pågældende måling, og hvor stort dens bidrag er til den samlede nøjagtighed. Der kan være en faktor 10 til forskel mellem de krav forskellige undersøgelser stiller til nøjagtighed.

4. Anskaffelsespris. Hertil må lægges nødvendigt registrerings- og monteringsudstyr, samt omkostninger ved vedligeholdelse og kalibrering.

De sensorer, der anvendes til mikrometeorologiske målinger, er baseret på kendte principper. Udviklingen har især bestået i at forfine måleprincip og konstruktion, således at der i dag udbydes sensorer af kvalitet inden for alle grupper. Såfremt målingerne ikke foretages med omhu i alle dets led, gælder dog stadigvæk som let omskrevet efter Fritschen og Gay, (1979), at 'det er muligt med stor nøjagtighed at måle en størrelse, der er komplet uden relation til dens sande værdi'.

Gennemgangen er begrænset til sensorer, der kan afgive et signal, som kan registreres med datalogger. Dog kan andre typer sensorer også være interessante ved mikrometeorologiske målinger. F.eks. kan et kviksølvtermometer udformet som maksimum-minimum termometer være et velegnet og billigt instrument til at fastlægge temperaturforholdene ved flere undersøgelser.

Temperatur

Et elektrisk termometer består af en transducer som konverterer en temperatur til en let bestemt størrelse. De elektriske termometers måleprincip bygger på, at en ændring i temperaturen kan forandre de elektriske egenskaber af visse materialer. De kan opdeles

i to typer: 1) termoelementer, som genererer en elektrisk strøm som funktion af en temperatur og 2) modstandselementer, hvor modstandsændringen som funktion af temperaturen kræver anvendelse af et eksternt signal for at måles. En tredje gruppe omfatter strålingstermometre.

I tabel 1 er foretaget en sammenligning af nogle de anvendte temperaturtransducere. Hvor det har været muligt er anført absolut størrelse.

Termoelementer

Når to forskellige metaller rører hinanden, opstår der en elektromotorisk kraft (emk). Sammensættes to metaller, a og b, i rækkefølgen a-b-a, fås to berøringsflader, normalt kaldet det varme og det kolde loddested. Hvis det varme og det kolde loddested har forskellig temperatur, vil der frembringes en termospænding som er proportional med temperaturforskellen.

Termospændingens afhængighed af temperaturen er kompliceret, da såvel temperaturforskelle som absolut temperatur har indflydelse. Ved små temperaturforskelle kan spændingen regnes proportional med temperaturforskellen, men koefficienten afhænger af den absolutte temperatur. Det er almindelig praksis at antage en lineær relation mellem termoelementets spænding og temperaturforskellen, men relationen beskrives mere præcis ved en 2. grads ligning. Termoelementer kan sammensættes i forskellige arrangementer, hvilket giver interessante muligheder for temperaturmåling:

- absolut temperaturmåling,
- differential temperaturmåling,
- serie arrangement i en termosøjle og
- parallel arrangement.

Tabel 1: Sammenligning af elektriske temperaturtransducere. (Delvis efter Fritschen, 1979).

KARAKTERISTIK	TERMoeLEMENT	MODSTANDSTERM.	TERMISTOR	DIODE
Fysiske størrelse, mm	lille	stor 1.4×14	lille 0.015-2.5	medium
Tidskonstant				
Signal mV $^{\circ}C^{-1}$	0.04	0.4-100	250-500	2
Nøjagtighed $^{\circ}C$		0.08-0.3	0.1-1.1	
Stabilitet pr. år	fortrinlig	jævnt til fortrinlig, 0.01 %	god, 0.1-2.8 $^{\circ}C$	god
Linearitet	let ulineær	let ulineær	meget ulineær	lineær
Ombytning	fortrinlig	god	ringe ?	god
Strømforsyning	nej	kræves	kræves	kræves
Reference	kræves	nej	nej	nej
Serie arrangement	let	let	nej	nej
Parallel arrangement	let	kræver ens sensorer	kræver ens sensorer	kræver ens sensorer
Pris	billigst	høj	medium	lav

For absolut temperaturmåling må termoelementet referere til en elektronisk reference med konstant temperatur. Anvendt på denne måde kræves kun ét loddested for at måle temperaturen. Alternativt kan jordtemperaturen i en dybde med stabil temperatur anvendes som reference.

Termoelementer kan købes i et antal typer af forskellige metalkombinationer. De har forskellige elektriske og fysiske egenskaber, som influerer på deres følsomhed og egnet til forskellige formål.

Termoelementer kan let konstrueres, når blot der sikres en god forbindelse mellem to metaller. Metallerne kan loddes, smeltes (svejses) eller blot klemmes sammen. Efter sammenføjning kan 'loddestedet' bearbejdes under mikroskop for at gøre det så lille som muligt. Kobber-konstantan er den mest anvendte kombination for måling af luft- og jordtemperatur. I visse typer differential termoelementer anvendes konstantan-manganin, platin-rhodium eller konstantan-evanohm. Specielt de to sidste er velegnet i kontakt med plantevæv, fordi deres termiske ledningsevne er meget lavere end kobbers.

Termoelementer afgiver et lille signal. Signalet kan øges ved at forbinde et antal elementer i serie til en termosøjle, hvorved emk øges med antallet af elementer. Denne metode kan også anvendes til at måle gennemsnitstemperaturen for flere punkter ved at placere de enkelte 'varme' loddesteder i forskellige punkter. Termoelementer kan også forbindes parallelt, hvorved den målte spænding giver gennemsnitstemperaturen for alle punkter. Ulige modstand i de enkelte termoelementer tilpasses ved at indføje en større modstand i serie med hvert element.

Termoelementer anvendes i stor udstrækning til temperaturmålinger, fordi de er små, har lille varmekapacitet, er lette at konstruere og er billige. Ideelt skal alle termoelementer kalibreres individuelt på grund af små variationer i karakteristik af ledninger og loddested. Temperaturer kan måles med termoelementer med en nøjagtighed på ± 0.1 til $\pm 0.25^{\circ}C$. Det er imidlertid muligt at måle temperaturforskelle med betydelig større nøjagtighed ved differentialmåling.

Modstandselementer

Den elektriske modstand af de fleste materialer varierer med temperaturen, hvilket i forbindelse med velvalgt registreringsudstyr kan anvendes til at bestemme temperaturen med stor præcision. Valg af materiale vil afhænge af størrelsen af modstandskoefficienten (dR/dT), og faktorer som absolut modstand og stabilitet. De fleste metaller har en positiv modstandskoefficient, mens halvledere (termistorer, transistorer og dioder) har en negativ koefficient. Modstandselementer er passive følere, som må forsynes med en konstant elektrisk strøm over elementet, hvorved selvopvarmning kan finde sted.

Metal-modstandstermometre

Modstandstermometre konstrueres sædvanligvis ved at vikle en modstandstråd (5–100 μm i diameter) på en form af glas eller glimmer. Mange forskellige typer kan købes kommercielt. Modstandstermometre konstrueres oftest af platin, fordi det er tilgængeligt i en meget ren form, er stabilt, har en relativ lav termisk emk i forhold til kobber og lille ulinearitet. Temperaturen kan med en platin-modstand måles med en nøjagtighed på $\pm 0.1^\circ\text{C}$.

Kommercielt tilgængelige modstandstermometre er ret store, typisk 3 mm i diameter og 20 mm lange. 100 ohms platin-elementer (Pt100) kan fås indkapslet i glasrør med 1.4 mm diameter og 14 mm lange. De kan ikke som termoelementer anvendes til måling af temperaturen i et punkt, men de foretrækkes ofte til langtidsmålinger på grund af deres høje stabilitet, vejrbestandighed og en næsten lineær ændring af modstanden med temperaturen.

Termistorer

Termistorer er halvledere af keramisk materiale. Termistorer har store negative temperaturkoefficienter, ca. -5 % pr. grad Celsius, men ca. 10 gange større følsomhed end et modstandstermometer. Modstanden falder eksponentielt med temperaturen, og deres temperaturrespons er meget ulineær. De er tilgængelige i forskellig størrelse og form, herunder kugler med diameetre i størrelsesordenen 0.015 til 2.5 mm. Ny teknisk udvikling af termistorer har gjort dem mere stabile og med bedre reproducerbar karakteristisk og dermed mere interessante for mikrometeorologiske anvendelser.

Strålingstermometer

Måling af overfladetemperaturen af jord og planter er vanskelig med kontakttermometri. Den eneste ikke-kontakt metode til måling af temperatur er anvendelse af infrarødt-termometer. Det er baseret på princippet, at alle overflader emitterer energi. Strålingsfluxen fra en overflade følger Stefan-Boltzmann lov og er proportional med overfladens emissivitet og dens absolutte temperatur i 4. potens. Da temperaturen af en vegetation er ca. 290 K, emitteres langbølget stråling med et maksimum ved bølgelængden 10 μm . Infrarøde termometre er typisk udstyret med et filter, som kun tillader stråling i bølgeområdet 8–14 μm at passere til detektoren. Med forskellige anordninger og en del elektronik omsættes den modtagne infrarøde stråling til et signal proportionalt med overfladens temperatur.

Emissiviteten af de fleste plante- og jordoverflader varierer fra 0.96 til 0.99. Det er nødvendigt at korrigere den målte temperatur med emissiviteten af overfladen og for reflekteret langbølget indstråling. En ændring af emissiviteten fra 0.960 til 0.965 svarer til 2°C . Instrumentet fås i forskellige udgaver,

herunder en håndbåren udgave, med mulighed for indstilling af emissiviteten. Anvendt korrekt er fejlen mellem ± 0.1 og $\pm 1.0^\circ\text{C}$. De har en responstid på $< 1\text{ s}$ (90 %), og er dyre i anskaffelse.

Anvendelse af termometre

Temperaturmålinger omfatter måling af lufttemperatur over og i plantebestande, overfladetemperatur, samt måling af temperatur i jord og plantevæv. Kilder til fejl er stråling (i luften), termisk masse af sensoren og varmeledning i forbindelsesledninger.

Ved måling af lufttemperatur må sensoren ikke udsættes for direkte eller reflekteret solstråling samt langbølget stråling fra omgivelserne, og der skal være fri luftbevægelse omkring sensoren. Stråling kan forhindres ved at placere sensoren i en strålingsskærm. Den ideelle skærm skal have en høj refleksivitet for solstråling og høj emissivitet for langbølget stråling. Anvendelse af tvungen ventilation kan med fordel anvendes, især ved lav vindhastighed og i plantebestande.

I jorden skal sensor og kabler være indkapslet i et materiale, som er en god elektrisk isolator for at forhindre udvikling af falske elektriske signaler i kredsløbet. Fugt og gnavende dyr er også kendte problemskabere.

Ved måling af overfladetemperatur skal sikres en god kontakt mellem sensor og overflade. Clips eller tape anvendes ofte, men deres tilstedeværelse kan føre til fejl. Kontakttermometri er vanskelig på grund af planters og jords irregulære overflader og ofte store temperaturvariation, og anvendelse af et strålingstermometer kan være en bedre løsning.

Luftfugtighed

Luftens indhold af vanddamp udtrykkes ofte ved den relative fugtighed eller fugtighedsgraden. Skønt relativ fugtighed er et alminde-

ligt udtryk i mikrometeorologiske målinger, er det oprindeligt et menneskeligt komfortindeks. Mere relevante udtryk er damptryk, dugpunkt, mætningsdeficit, absolut fugtighed, blandingsforhold og specifik fugtighed.

Indholdet af vanddamp i luften måles med hygrometre, og der findes adskillige typer i anvendelse. Måleprincippet er generelt baseret på, at der ved evaporation af vand, eller kondensation, absorption og adsorption af vanddamp opnås en ændring af en egenskab, der kan måles elektrisk. I tabel 2 er foretaget en sammenligning af nogle almindeligt anvendte hygrometre.

Dugpunktsensor

Dugpunktet kan bestemmes ved at afkøle en poleret overflade til under luftens mætningspunkt, lade vand kondensere på den, og derefter gradvis hæve temperaturen, indtil vandfilmen begynder at fordampe. Dugpunktet tages derefter som den temperatur, hvor der indtræffer en forandring, enten ved kondensation eller fordampning, eller som gennemsnit af de to temperaturer. Tilstedeværelse af vandfilmen kan måles optisk eller elektrisk. Meget rene overflader og forurening ændrer dråbernes form og damptrykket over dråben. Med omhu kan opnås en nøjagtighed på $\pm 0.5^\circ\text{C}$. Instrumentet anvendes sjældent under markforhold.

Psykrometer

Psykrometri er baseret på balancen af varmestrømning til og fra en temperaturføler, som afkøles ved fordampning. Et psykrometer består af et par identisk formede termometre, hvoraf det ene er dækket med en våd, fordampende overflade. Så godt som alle termometre kan anvendes. Ved ligevægt og fuld ventilation vil varmetabet til det våde termometer fra en luftmasse, afkølet fra T_a til T_w , være

Tabel 2: Sammenligning af hygrometre.

KARAKTERISTIK	DUGPUNKT	PSYKROMETER	LiCl-DUGPUNKT	TYNDFILM	IRGA
Måleprincip	temperatur	temperatur	temperatur	kapacitet	IR-absorp.
Fysiske størrelse		lille	stor	medium	
Tidskonstant	Medium	medium til lille	stor	lille	medium
Signal					
Nøjagtighed					
Dugpunkt, °C	0.1-1	0.5	1.5		0.5-3
Rel.fugt. %		4-1		1-2	
Stabilitet					
Hysteres			ja	1 %	
Pris		medium	medium	medium	høj

lig den latente varme tilført ved ændring af damptrykket fra det aktuelle damptryk e til mættede dampes tryk e_w ved temperaturen T_w .

Damptrykket e kan beregnes ved

$$e = e_w - \gamma(T - T_w)$$

hvor γ er psykrometerkonstanten ($66 \text{ Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$ for fuldt ventileret psykrometer og normaltryk). Psykrometerkonstanten afhænger af faktorer som temperatur, barometerstand, ventilationshastighed, størrelse og form af det våde termometer, den våde væge og afskærmning. Metoden er begrænset til temperaturer mellem 0 og 50°C og over 20 % relativ fugtighed.

Fejl ved psykrometermålinger kan, foruden uidentiske termometre, stamme fra flere kilder – stråling, konduktion, utilstrækkelig ventilation og urent vand – som alle tenderer til at hæve det våde termometers temperatur og overvurdere det sande damptryk. Stråling påvirker såvel tørt som vådt termometer, men sædvanligvis mere det våde og giver dermed for højt damptryk. Varmeledning kan opstå mellem termometre og deres understøttelse og ledninger, og er mest udtalt for det våde termometer, fordi det afviger mest fra lufttemperaturen. Varmeledning i ledninger kan reduceres ved, at vægen dækker et større

stykke.

Adskillige typer psykrometre er kommercielt tilgængelige, og de bedste sikrer effektivt mod stråling og varmeledning til termometrene. Små, ventilerede psykrometre er tilgængelige for måling over og i plantebestand.

Psykrometri er et område med mulighed for selvbyggere, hvis problemet med afskærmning og ventilation kan løses. Tvungen ventilation kan i en plantebestand forstyrre såvel temperatur- som fugtighedsmønstret. Fejl fra utilstrækkelig afskærmning og ventilation kan reduceres ved at anvende små sensorer. Anvendes termoelementer kan sensorer gøres så små, at naturlig ventilation er tilstrækkelig. Vibration af sensoren for at opnå tilstrækkelig ventilation uden forstyrrelse af omgivelserne er også en mulighed.

Tidskonstanten afhænger af de anvendte termometre og kan være forskellig for tørt og vådt termometer på grund af størrelse. Nøjagtigheden afhænger af såvel temperaturfølere som konstruktion.

LiCl-dugpunktføler

Sensoren består af en spole, i hvilken er indsat en temperaturføler. Over spolen er trukket en væge og en bifilar vikling af modstandstråd, oftest sølv. En vekselstrøm forbindes til den

bifilare vikling gennem en strømbegrænsende modstand. Vægen mættes med en opløsning af lithiumklorid. Lithiumklorid er hygroskopisk, og der vil ske en absorption af vanddamp indtil den relative fugtighed af luft i kontakt med spolen er 11 %.

Når vægen er våd, er modstanden mellem trådene lille og elektrisk strøm mellem de to tråde vil opvarme elementet. Dette vil til gengæld forårsage at vand fordamper, modstanden øges og strømmen reduceres. Til sidst udvikles en temperaturligevægt, ved hvilken damptrykket af lithiumkloridet er i ligevægt med damptrykket i luften. Det atmosfæriske dugpunkt kan derefter findes som en funktion af lithiumkloridets dugpunkt eller spolens temperatur.

Området for føleren er begrænset til 11-100 % relativ fugtighed, og den er upålidelig over 99 % fugtighed. Tidskonstanten er ca. 5 minutter, og den langsomme respons kan være en ulempe. Nøjagtigheden af dugpunktmålingen er ca. $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$. Sensoren må være forsynet med strøm hele tiden for at forhindre LiCl-saltet i at absorbere fugtighed og dryppe af. Sensoren kan regenereres uden at ændre kalibreringen.

Dens temperatur ligger betydeligt over omgivelsernes, og den må beskyttes for at begrænse varmetab ved stråling, konvektion og konduktion. Den er modtagelig for kontaminering af støv og andre hygroskopiske partikler, og lider i et vist omfang af hysteres.

Det samme princip kan anvendes for individuelle hygroskopiske krystaller. Krystallen absorberer vand, og der dannes en vandfilm omkring den. Den vil vokse, indtil der nås ligevægt med atmosfæren. Filmens tykkelse kan bestemmes ved at måle konduktiviteten over krystallen. Nøjagtigheden angives til $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$.

Tyndfilmsensor

I tyndfilmsensoren måles den relative fugtighed ved ændringen i elektrisk kapacitet forårsaget af absorption af vanddamp. Sensorerne kan kalibreres individuelt over opløsninger med kendt fugtighedsgrad. De er mindre temperaturfølsomme og viser mindre hysteres end andre elektriske sensorer. Tidskonstanten er mindre end 10 s ved 25°C , og dens nøjagtighed er $\pm 1 - 2\%$ RH. Sensorerne kan leveres med en indbygget temperaturføler (Pt100), hvis nøjagtighed er $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$.

Infrarød gasanalysator, IRGA

Det infrarøde hygrometer er baseret på princippet, at vanddamp absorberer energi ved visse bølgelængder og ikke ved andre. Måleprincippet kan kort beskrives ved, at en strålingskilde, gennem en kollimator og en 'chopper', sender infrarød stråling gennem analysegassen til en detektor. I ét system sendes vekslende stråling ved $2.6\text{ }\mu\text{m}$ og $2.45\text{ }\mu\text{m}$, og svækkelsen ved $2.6\text{ }\mu\text{m}$ sammenlignet med svækkelsen ved $2.45\text{ }\mu\text{m}$ er proportional med indhold af vanddamp i analysegassen. I et andet system anvendes et målekammer og et referencekammer med hver sin detektorcelle. Den infrarøde stråling, der transmitteres igennem de to kamre, omsættes i detektorcellerne til tryk. Trykforskellen mellem de to celler, som er et mål for forskel i vanddamp i måle- og referencekammer, registreres elektrisk med en metalmenbram mellem de to detektorceller.

IRGA systemer er nøjagtige og kan reagere hurtigt. Systemet kan anvendes til monitoring af indholdet af vanddamp i en kontinuerlig strøm af luft, eller i et antal luftstrømme. IRGA kan også anvendes til at måle differencen mellem to ukendte koncentrationer af vanddamp, som strømmer simultant gennem cellerne.

Analysatoren kan ikke anvendes direkte i

mark. Luften fra de enkelte målesteder må suges gennem rør/slanger og et system bestående af flowmetre, omskifttere og pumper til analysatoren. Systemet er velegnet til profilmålinger såvel over som i plantebestande, idet luftindtaget kan gøres så lille, at det ikke forstyrrer omgivelserne.

Lyman-alfa hygrometer

I Lyman-alfa hygrometret udsendes stråling i det ultraviolette (121.56 nm) område, hvor vanddamp har stor absorption. Strålingstætheden ved detektoren er en funktion af koncentration af vanddamp mellem emitter og detektor. Tidskonstanten er kun 12 ms, og instrumentet er derfor i stand til at måle hurtige fluktuationer i vanddampkoncentrationen.

Vind

De mest anvendte anemometre kan inddeles i mekaniske, termiske og akustiske anemometre. I tabel 3 er givet en sammenligning af anvendte anemometre.

Mekaniske anemometre

Skålanemometer

Skålanemometret består normalt af tre halvkugleformede eller konisk formede skåle, monteret på en arm og fastgjort til en central, vertikal akse, således at de frit kan rotere i vinden. Kommercielt tilgængelige anemometre har sædvanligvis en arm, hvis længde er 1.25 gange skåldiameteren.

Skålenes rotation registreres ved mekaniske kontakter eller ved et fotoelektrisk system (light choppers). Jo mindre friktion og inertie, der er i tællemekanismen, jo mere nøjagtig er føleren. De mest følsomme anemometre anvender det fotoelektriske system. Det består af en lysfølsom fotocelle og en lysgiver,

hvis stråling afbrydes af en skive eller cylinder med udstansede huller fastgjort til den nederste ende af akse. Modstandsvariationen i cellen anvendes til at drive en pulstæller eller konverteres til en spænding, som er proportional med omdrejningshastigheden.

Rotationshastigheden er en kvadratisk funktion af den gennemsnitlige horisontale vindhastighed og af det geometriske design af skålene. Anvendes 2 eller 4 skåle fås et mindre ensartet drejningsmoment end ved anvendelse af 3 skåle.

Anemometret starter relativt langsomt på grund af dets inertie og indre friktion. Jo mindre masse af skåle og arme desto bedre følsomhed og nøjagtighed. Tærskelværdien kan være større ved start end ved stop og varierer for kommercielt tilgængelige anemometre fra 0.1 til mere end 2 m s^{-1} .

Anvendt i en tre-dimensional strømning reagerer skålanemometre ikke lineært på horisontale fluktuationer i vindhastigheden, og nøjagtigheden kan reduceres alvorligt. 'Overspeeding' forklares ved, at et skålanemometer reagerer hurtigere på en stigning i vindhastigheden end på et fald af samme størrelse. Under forhold med kraftige vindstød kan den gns. vindhastighed overestimeres med 10-15 %. Skålenes udformning angives at have betydning for overspeeding. Korrektion for overspeeding kræver kendskab til den turbulente struktur af strømmingen.

Anemometrets tidskonstant angives ofte ved en 'distance constant' og varierer fra 0.8 m og opefter. Nøjagtigheden angives til $\pm 0.1 \text{ m s}^{-1}/2 \%$, men afhænger af turbulens og vindhastighed.

Skålanemometret er det mest anvendte anemometer, fordi det er enkelt og robust. Det kan kun anvendes i horisontal position. Rotoren kan fryse fast om vinteren, og risikoen er størst for anemometre med små arme og et lille drejningsmoment. Det kan undgås ved at anvende et anemometer forsynet med en

Tabel 3: Sammenligning af anemometre.

KARAKTERISTIK	SKÅL-ANEMOMETER	PROPEL-ANEMOMETER	VARMETRÅDS-ANEMOMETER	SONICANE-MOMETER
Måleprincip	mekanisk	mekanisk	termisk	akustisk
Størrelse	stor	medium	lille	
Tidskonstant			lille, < 1s	
Start tærskel, m s^{-1}	0.09-2.24			
Distance constant, m^*	0.8 til 6.4			
Område	$> 1 \text{ m s}^{-1}$		$5 \text{ mm s}^{-1} \rightarrow$	
Nøjagtighed	0.1 m s^{-1} el. 2-15 %			
Stabilitet	fortrinlig			
Linearitet	lineær	lineær		
Overspeed	ja			
Pris	lav		medium	høj

*) Distance constant er analog til tidskonstanten, og angiver længde af luft, som må passere et anemometer, for at det indstiller sig til 63 % af ny ligevægt.

varmering under rotor.

metabet fortolkes som et mål for den egen-skab.

Propelanemometer

Et alternativ til skålanemometeret er et anemometer af propeltypen. Det er opbygget som en miniature vindmølle, og består af et antal lette vinger radiært monteret på en akse. Rotationsplanet drejes vinkelret mod vinden med en fane. Stigning af vingerne vælges så rotationshastigheden er en lineær funktion af vindhastigheden. De fås med op til tre propeller til måling af tre-dimensional strømning.

Termiske anemometre

Termisk anemometri er baseret på måling af konvektivt varmetab fra en opvarmet sensor til den omgivende luft. Hastigheden for varmetabet afhænger af mange faktorer: sensors temperatur, geometriske form og dimension, vindhastigheden, luftens temperatur, tryk og termiske egenskaber. Hvis kun en af luftens egenskaber varierer, f.eks. hastighed, kan var-

Varmetrådsanemometer

I varmetrådsanemometeret bestemmes vindhastigheden ved at måle afkølingshastigheden af en opvarmet tråd. Sensorelementet er konstrueret af 0.013 til 0.13 mm tråd. Valg af trådtype er et kompromis mellem hårdførhed, termisk, kemisk og elektrisk stabilitet, oftest vælges platin. Sensoren opereres sædvanligvis ved en temperatur i området 200 til 500 °C.

Der er to måder at operere et varmetrådsanemometer på – konstant strøm og måling af temperaturvariationen, eller konstant temperatur og måling af den elektriske strøm, der er nødvendig for at opretholde temperaturen. Konstant temperatur foretrækkes, fordi 1) det forhindrer en afbrænding af sensoren, der kan ske ved konstant strøm, når vinden pludselig løjer af, 2) linearisering er mulig, 3) der kan kompenseres for temperatur og 4) det giver direkte et jævnstrømsignal.

Varmetrådsanemometerets reaktionsområde strækker sig fra få mm s^{-1} til overlydshastigheder, og da sensoren har en lille masse reagerer anemometret på ændringer i hvirvelhastigheder ved frekvenser på op til 500 Hz. Det er derfor meget anvendt ved måling af tredimensional strømning. Tidskonstant er <1 s.

Anemometeret kan laves meget lille, og er særdeles anvendeligt i plantebestande, hvor vindhastigheden er meget lille, og hvor det på grund af dets størrelse ikke forstyrrer strømmingen. Dets ulemper – udover tekniske problemer – er, at det er skrøbeligt, let kan forurennes og dyrt.

Termistor-anemometer

I princippet ligner et termistor-anemometer meget et varmetrådsanemometer. Den væsentligste forskel er, at termistoren holdes ved en lavere temperatur, ca. $100\text{ }^{\circ}\text{C}$, og at den selvopvarmende karakteristisk af termistoren anvendes. Termistor-anemometre mangler frekvensresponsen hos et varmetrådsanemometer, men har større følsomhed og er mere robuste. Tidskonstant angives til 2.2 s.

Termoelement-anemometer

Anemometret består af et enkelt termoelement, hvor det ene loddested opvarmes af en konstant jævnstrøm, og det andet anvendes til at kompensere for omgivelsernes temperatur. I modsætning til varmetråds- og termistoranemometre opvarmes termoelementet kun til $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ over omgivelserne.

Akustisk anemometer

Sonic anemometer

Sonic anemometret bygger på variation af lydets hastighed med vindhastigheden. En lydtrykbølge fra en emitter til en receiver

bevæger sig hurtigere i vindens retning, og omvendt langsommere mod vindens retning. Det er muligt at konstruere tre-dimensionale instrumenter med denne teknik. Sonic anemometret har en opløsning på 0.03 m s^{-1} over området 0 til 30 m s^{-1} .

Litteratur

- Coombs, J., Hall, D.O., Long, S.P. and Scurlock, J.M.O. (ed.) (1985). *Techniques in bioproductivity and photosynthesis*. Pergamon Press.
- Fritschen, L.J. and Gay, L.W. (1979). *Environmental instrumentation*. Springer-Verlag, New York.
- Hanan, J.J. (1984). *Plant environmental measurement*. Bookmakers Guild, Longmont, Colorado.
- Marshall, B. and Woodward, F.I. (1985). *Instrumentation for environmental physiology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Monteith, J.L. and Unsworth, M.H. (1990). *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, London, 2nd edition.
- Rodskjer, N. (1977). Heated thermocouple anemometer for use in crops. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B* 25, 275-281.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. and Verma, S.B. (1983). *Microclimate, the biological environment*. Wiley, New York, 2nd edition.

NEDBØRMÅLINGER

Henning Madsen
Danmarks Meteorologiske Institut

Indledning

De første målinger af nedbør i Danmark begyndte i 1769, og blev foretaget ved Rundetårn. Bortset fra de første år hvor målingerne var uregelmæssige, findes der en uafbrudt måleserie fra København frem til i dag.

Det kgl. Danske Landhusholdningsselskab oprettede i 1859 en meteorologisk komité, som grundlagde og ledede det første klimatologiske stationsnet på ca. 30 stationer, deriblandt en station fra 1860 på Landbohøjskolen. Meteorologisk Instituts oprettelse i 1872 satte yderligere gang i bestræbelserne på at få etableret et landsdækkende net af klima- og nedbørstationer. Dette net er i årenes løb gradvist blevet tættere, og i dag måles nedbør ved ca. 650 stationer, hvortil kommer et antal på ca. 50 stationer, hvor nedbøren registreres automatisk.

De indsamlede og bearbejdede nedbørdata anvendes til flere formål. Dette gælder ved beskrivelsen af nedbørklimaet, hvortil kræves et vist mindstetal af målepunkter, hvis antal er betinget af det pågældende lands beliggenhed i forhold til klimazonerne. Udover klimamæssige formål anvendes nedbørdata i udstrakt grad ved besvarelse af forespørgsler fra forskellige institutioner, firmaer, enkeltpersoner m.m.

Måleinstrumenter

Manuelle nedbørmålere

Den nedbørmåler der anvendes på de ovennævnte 650 stationer er en 200 cm² Hellmann måler (se figur 1), hvis øverste kant befinder sig i standardhøjden 1,5 m over jordoverfladen. Fra målerens øverste del (tragten) ledes nedbøren ned i en målekande anbragt i målerens bund. Denne indretning skal sikre, at fordampningen fra den opsamlede nedbør bliver så lille som mulig. Ved måling af nedbøren hældes denne over i et måleglas og aflæses. I vinterhalvåret, 1. november til 30. april, bliver målerens tragt forsynet med et snekors, der skal hindre sneen i at blæse ud af tragten. Sneen tøs og måles i flydende form.

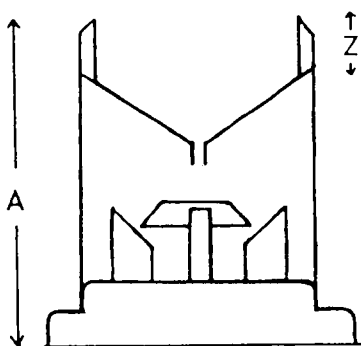
Nedbøren måles kl. 8 om morgenen, bortset fra de synoptiske stationer, hvor der måles 8 gange i døgnet, kl. 3,6,9, ..., 24 GMT.

Automatiske nedbørmålere

I 1979 etableredes et net af stationer med automatisk registrerende nedbørmålere på initiativ af Dansk Ingeniørforenings Spildevandskomité.

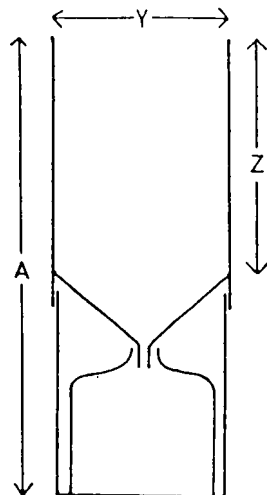
Antallet af stationer er i dag oppe på ca. 50 og ligger spredt ud over landet dog med en noget skæv fordeling, således at ca. halvdelen befinder sig på Sjælland med tyngdepunkt i hovedstadsområdet. Resten af stationerne findes især i de større byer, således at Vestjylland er ret tyndt besat.

R/TBR-8 RIMCO regnmåler



A = 32 cm
Y = 20 cm
Z = 8 cm

Hellmann regnmåler



A = 43 cm
Y = 16 cm
Z = 21 cm

Figur 1: Nedbørmålere.

Måleren er et australsk fabrikat af typen RIMCO (se figur 1), og målingerne foregår efter det såkaldte vippekarprincip, hvor nedbøren fra regnmålertragten ledes ned på en vippe bestående af to skåle, der sidder på en aksel. Når den ene skål er fyldt, vipper den ned og tømmes samtidig som den anden vipper op og er klar til at blive fyldt. Skålene vipper for hver 0,2 mm nedbør, og registreringerne går via alarmnettet til DMI. Tidsopløsningen er 1 min. og måleniveauet er, ligesom for Hellmann måleren, 1,5 m. I tilfælde af sne sørger en termostats for at tragtens opvarmes så sneen tøes.

Systematiske fejl på punktnedbør

En nedbørmåler opstillet i standardhøjden 1,5 m påvirker den omgivende luftstrøm, hvorved der sker en afbøjning af nedbørpar-

tiklernes baner, således at måleren kun opfanger en del af nedbøren. Denne systematiske fejl på målingerne betegnes den aerodynamiske fejl eller vindefeffekten, og størrelsen af denne fejl afhænger af vindhastigheden, nedbørpartiklernes form og størrelse samt nedbørmålerens form.

Vindefeffekten udgør langt den største af de systematiske fejl på nedbørmålingerne og bevirker, at knapt 90 % af nedbøren på årsbasis opfanges af nedbørmålere opstillet under normale læforhold, dvs. typisk i haver. På friteksponerede steder, som f.eks. flyvepladser opfanges knapt 85 % af nedbøren, mens denne procentdel ligger på 92-96 % i tilfælde af meget gunstige læforhold (se tabel 1).

World Meteorological Organization (WMO) har udarbejdet rekommendationer vedrørende læforhold for opstilling af nedbørmålere. Heri angives en afstand mellem nedbørmålere og lægivende genstande på mindst 4 gange genstandens egen højde svarende til en verti-

Tabel 1: Standardkorrektioner (%) for vindeffekt og wettingtab.

Eksposering	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Året
Frit eksponeret	29	31	31	22	18	17	14	13	16	18	20	25	20
Moderate læforhold	21	22	22	18	15	14	12	11	13	14	16	19	16
Gode læforhold	18	19	20	14	12	11	9	9	10	10	12	15	12

kal vinkel (højdevinkel) på højst 15° , idet højdevinklen måles fra målerens øverste kant til toppen af træer, bygninger m.m. Endvidere anbefaler WMO, at målere ikke bør placeres på hældende terræn eller tæt ved skrænter af hensyn til de specielle aerodynamiske forhold der.

Foruden vindeffekten bør også en anden systematisk fejl (wettingtabet) nævnes. Som følge af overfladeadhæsion fra den indvendige side af nedbørmålerens tragt og målekanden, vil en mindre del af nedbøren blive tilbageholdt og fordampe helt eller delvis. Denne del af nedbøren, der således ikke kommer i betragtning ved målingen benævnes wetting og anslås på årsbasis til ca. 4 % af nedbøren.

Det skal bemærkes, at størrelsen for henholdsvis vindeffekt og wettingtab er omtrent den samme mht. Hellmann måleren og den automatiske RIMCO måler.

Nedbørkorrektion

Flydende nedbør

For flydende nedbør kan både vindeffekt og wettingtab korrigeres, hvilket sker på følgende vis:

Vindeffekten korrigeres på basis af en model, der udtrykker forholdet mellem nedbør målt i terrænhøjde (R_I) og i standardhøjde (R_{II}) (Allerup og Madsen, 1979 og 1980).

$$R_I/R_{II} = e^{\psi(I_{II}, V)},$$

hvor I_{II} er nedbørintensiteten (mm/time) målt i 1,5 m's højde og V er vindhastigheden (m/sec.) under nedbør målt i 10 m's højde.

$e^{\psi(I_{II}, V)}$ er korrektionsfaktoren for vind-effekten, men korrektionen, eller det beløb hvormed den målte nedbør R_{II} skal korrigeres, har størrelsen $e^{\psi(I_{II}, V)} - 1$.

Nedbøren kan altså korrigeres for vindeffekt, såfremt der foreligger oplysninger om vind og nedbørintensitet. Dette er imidlertid kun tilfældet ved ganske få stationer, og kun der gælder en korrektion af nedbøren 100 %. Jo længere afstanden er mellem en sådan station og den station hvis nedbør man ønsker at korrigere, jo større bliver usikkerheden på denne korrektion som følge af vindens og nedbørintensitetens regionale variation. Denne usikkerhed er naturligvis størst for små tidsafsnit, f.eks. 1 døgn, hvorimod variationen, og dermed usikkerheden på korrektionens størrelse, dæmpes ved længere tidsrum, f.eks. en måned eller et år.

For wettingtabet er der beregnet nogle faste korrektionsværdier for hver måneds nedbørdøgn. De varierer fra 0,10 mm/døgn i vintermånederne til 0,25 mm/døgn i sommermånederne.

Fast nedbør

Vindeffekten er størst ved snenedbør, idet snepartiklernes baner, sammenlignet med regndråbernes, påvirkes mere af vinden. Fejlen på målingerne vokser også med aftagende temperatur på grund af ændringer i snepartiklernes struktur. Desuden bevirker vinden, at den opfangede sne blæser ud af regnmålerens tragt og dermed øger fejlen. Det sidste er især tilfældet for den automatiske måler (RIMCO), som ikke er forsynet med snekors,

og hvis tragt ikke er særlig dyb i forhold til Hellmann målerens. Denne måler opfanger derfor kun en relativt lille del af den faste nedbør, dvs. mindre end halvdelen af den sande nedbør.

Det har ikke været muligt indtil nu at opstille en lignende model som for flydende nedbør til korrektion af den faste nedbør. Man har derfor støttet sig til undersøgelser foretaget i forskellige lande (WMO, 1974) og derved fundet, at man i Danmark kan anvende følgende korrektionsværdier:

Sne ved temperaturer $\geq 0^\circ$: 20–30 %

Sne ved temperaturer $< 0^\circ$: 30–50 %

hvor intervallerne dækker læforholdene "gode læforhold" til og med "frit eksponeret".

Størrelsen af wettingtabet antages at være af samme størrelse som for flydende nedbør.

På basis af samhørende værdier af vindhastighed under nedbør og nedbørintensitet i perioden 1959–74 for to lokaliteter i landet, Midtjylland og Nordsjælland, er der beregnet standardkorrektioner for de enkelte måneder. I disse korrektionsværdier indgår både vindefekt og wettingtab samt flydende og fast nedbør (se tabel 1).

Det bemærkes at de store korrektionsværdier om vinteren skyldes at en væsentlig del af nedbøren falder som sne. Langt de fleste stationer (80–90 %) har læforhold svarende til "moderate læforhold", hvilket betyder, at nedbøren taget for hele landet skal korrigeres med 16 % på årsbasis. Med en årsnedbør på ca. 700 mm (perioden 1961–89) vil denne korrektion svare til ca. 110 mm.

Lokalvariation af nedbørmængde

Selv om den korrigerede nedbør fra en station giver et rimeligt godt estimat af den sande nedbør, vil det dog kun gælde for nedbøren i et bestemt punkt. Problemet er herefter i

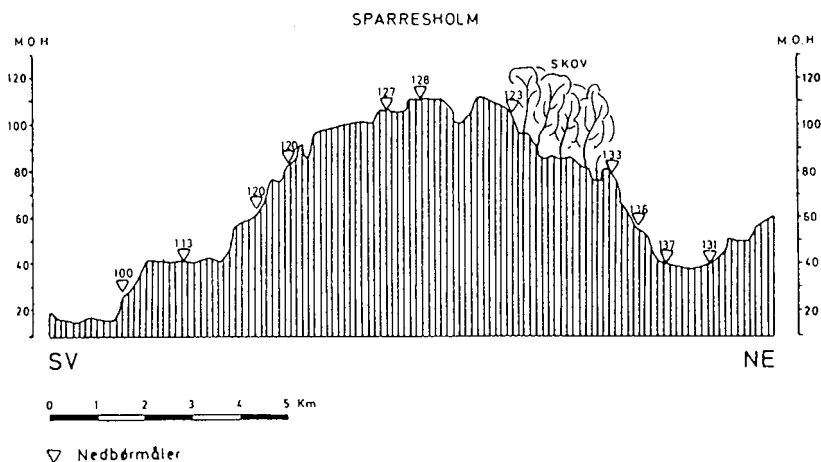
hvor høj grad et punkttestimat repræsenterer nedbøren for et omliggende areal af en bestemt størrelse. Dette afhænger bl.a. af terrænvariationen, som vil bevirke en større eller mindre usikkerhed på nedbørestimatet. Ved arealnedbøren forstås nedbøren for et givet område i et givet tidsafsnit (f.eks. et døgn, en måned eller et år) bestemt ud fra punkt-estimer.

Det er kendt, at nedbørmængden i Danmark varierer, således at der falder mindst nedbør i kystområderne, mens de største mængder falder i indlandet specielt over de højest beliggende områder som f.eks. den jyske højderyg.

Undersøgelser har imidlertid vist (Berge-ron, 1965, Allerup et. al., 1982) at selv små lokalvariationer i terrænet influerer på nedbørfordelingen. Bergeron foretog således undersøgelser af nedbørforholdene i omegnen af Uppsala, og var i stand til at påvise lokale nedbørmaksima over selv små bakker på 20–30 m's højde og med en udstrækning på nogle få km². Under visse nedbørsituationer konstateredes en nedbørforøgelse på op til 25 % over disse bakker. Resultatet gav inspiration til en lignende undersøgelse i Susåens opland i forbindelse med Suså-projektet.

I forsøg på at belyse forholdene i dette opland opstilledes i efteråret 1980 et antal nedbørmålere op over to bakkedrag. Samtlige målere blev placeret friteksponeret på de afhøstede marker, og forsøget strakte sig over hele vinterhalvåret frem til marts 1981. Det lykkedes at indsamle måleresultater af flydende nedbør fra 19 nedbørtilfælde med vindretning omkring SW, parallelt med de to rækker nedbørmålere.

Figur 2 viser terrænprofilen for et af de to bakkedrag omkring Sparresholm øst for Næstved. De gennemsnitlige og normerede nedbørmængder fra de 19 nedbørtilfælde er anført ud for målepunkterne, og det ses, at nedbørmængden stiger i takt med terrænet.



Figur 2: Terrænprofil SW-NE med angivelse af målepunkter og normerede nedbørmængder.

Nedbørmaksimum er forskudt lidt i vindens retning i forhold til terrænmaksimum. I et par af nedbørtilfældene var nedbørforøgelsen helt oppe på 70 %. At nedbørmaksimum er forskudt relativt meget i forhold til terrænmaksimum skyldes sandsynligvis tilstedeværelsen af en skovdækket strækning på højdetrægets nordside.

Resultaterne fra denne undersøgelse peger således på, at nedbørmængden kan variere betydeligt over selv små afstande. Her tænkes ikke kun på de situationer, hvor byer skaber lokale variationer, men på de tilfælde hvor nedbør, der falder jævnt over store områder påvirkes af det småkuperede terræn som er så typisk for det danske landskab. Ovennævnte eksempel antyder samtidigt vanskeligheden i at finde målepunkter, der er repræsentative for nedbørmængden over et område af en vis størrelse. Dette gælder specielt for korte tidsafsnit af f.eks. et døgns varighed.

Referencer

- Allerup, P. and Madsen, H. (1979). Accuracy of point precipitation measurements. Climatological Papers No. 5. København.
- Allerup, P. and Madsen, H. (1980). Accuracy of point precipitation measurements. Nordic Hydrology, 11, 1980.
- Allerup, P., et. al. (1982). Methods for calculating areal precipitation – applied to the Suså-Catchment. Nordic Hydrology, 13, 1982.
- Bergeron, T. (1965). On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. Suppl Proc Int Conf Clouds Phys, Tokyo, May 1965.

DATALOGGING

Oddvar Haga
Instrumenttjenesten
Norges Landbrukshøgskole

Valg av datalogger

Før man går i gang med valg av datalogger er det viktig å definere måleoppgaven nøyaktig. Dette er viktig for å kunne velge rett utstyr til rett pris.

Når dette er klarlagt er måleoppgaven langt å vei definert.

Resultatet er avgjørende for følgende:

- Valg av sensorer.
- Antall sensorer.
- Plassering av sensorer.
- Nøyaktighet på sensorer.
- Måleområde på sensorer.
- Tidsoppløsning.

Det vil bestandig være en sammenheng mellom valg av sensorer og datalogger. Ikke alle sensorer kan tilpasses alle typer dataloggere. Ved valg av datalogger er det en del momenter som må vurderes, så som:

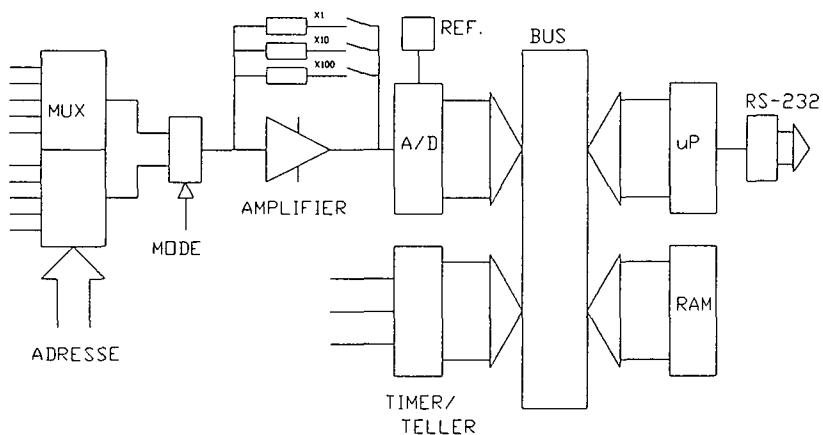
- Måleområder.
- Nøyaktighet.
- Oppløsning.
- Antall kanaler.
- Digitale inn/ut ganger.

- Utskrift på stedet.
- Behandling av data.
- Lagring av data.
- Overføring av data.
- Omgivelses temperatur og fuktighet.
- Felt eller laboratorie målinger.
- Nett eller batteridrift.
- Brukervennlighet.
- Pris.
- Leverandør.

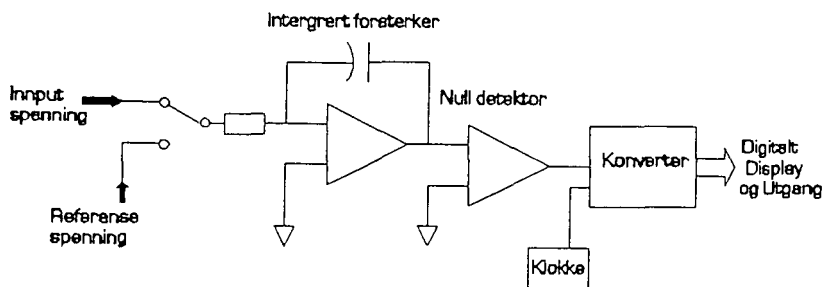
Oppbygning av datalogger

De forskjellige typer sensorer som benyttes innen meteorologiske målinger gir signaler av alle typer. Det kan være spenning, strøm, motstand, frekvens eller pulser. Dette setter store krav til dataloggerens fleksibilitet.

Skjematisk framstilt er en datalogger bygd opp av følgende hovedkomponenter: kanal multiplekser, signalforsterker, analog/digital omvandler, mikroprosessor og hukommelse (figur 1).



Figur 1: Oppbygning av datalogger.



Figur 2: Måling af spenning.

Måling av spenning, strøm og motstand

Spenning

Riktige spenningsmålinger er avhengig av at måleinstrumentet har tilstrekkelig høy inngangsimpedans, typisk 10 Mohm. Slik at måleinstrumentet ikke belaster signalkilden (figur 2).

Det finnes flere teknikker for å omforme analoge signaler til digital form. Mye brukt er "Dual Slope Integrator".

Den ukjente spenning integreres i en integrerende forsterker, i en kjent tid. Deretter måles tiden for utladning av forsterkern. Den er proporsjonal med den ukjente spenning.

Motstand, strøm

Ved måling av motstand sendes en kjent strøm gjennom motstanden og spenningsfallet over den måles (figur 3).

Måling av strøm skjer tilsvarende, den ukjente strømmen sendes gjennom en kjent motstand og spenningsfallet måles.

Frekvens, pulser

Måling av frekvens skjer f.eks. ved at det ukjente signal slippes igjennom en port i en kjent tidsperiode og antall pulser telles opp (figur 4).

Nøyaktighet

Dataloggeren må ha et måleområde som passer med de målinger som skal gjøres, slik at man oppnår tilstrekkelig nøyaktighet.

Selv om måleinstrumentet oppgis med god nøyaktighet, kan resultatet ikke bli bedre enn sensorens nøyaktighet.

Nøyaktighet må ikke forveksles med oppløsning.

Alle produsenter oppgir målenøyaktighet, men det er ikke alltid oppgitt ved hvilken omgivelsestemperatur den gjelder.

Målenøyaktighet angis i % av måleområde.

Tidsoppløsning

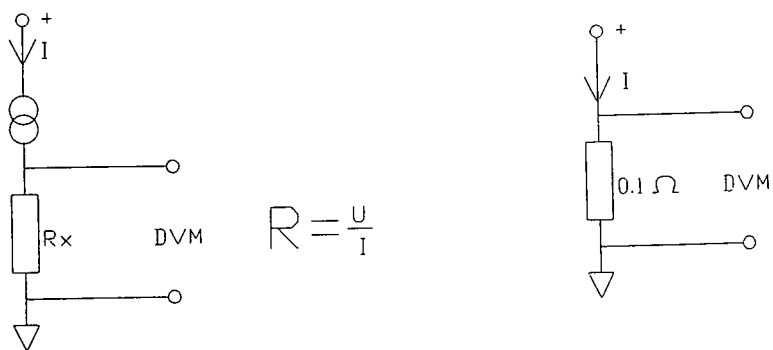
Tiden mellom hver avlesning bestemmes av prosessen man skal måle i. Ved langsomt varierende prosesser kan man måle sjelden. Opptrer det derimot kortvarige ekstremer må man måle ofte. Nyere måleinstrumenter kan også registrere ekstrem-verdier og beregne middelverdier.

Registrering

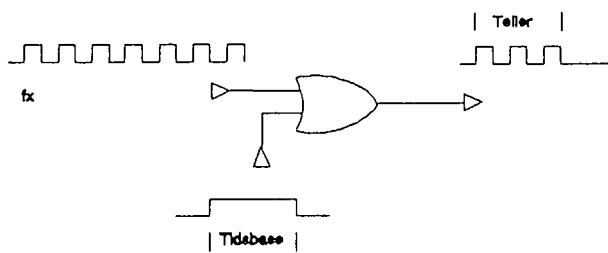
Registrering kan skje på flere nivåer. Det finnes et stort antall leverandører og produsenter av dataloggere. Dataloggere leveres i en rekke forskjellige varianter og prisklasser. Det gjør det ofte vanskelig for brukeren å velge rett utstyr til de forskjellige måleoppgavene. Dataloggerene kan grupperes litt grovt etter de muligheter de har for utskrift, lagring og behandling av data.

Jeg vil legge hovedvekt på dataloggere for feltbruk, men nevne at det finnes en rekke leverandører av større dataloggere for nettdrift. Disse kan ha 10-100 kanaler, innebygget printer, tapestasjon, mulighet for analoge og digitale utganger. Disse er mindre godt egnet under feltmessige forhold. Eks. Auto-data, Fluke.

Dataloggere for bruk i felt, kjennetegnes ved at de har lavt strømforbruk, kan operere på batteri over lang tid, fungerer ved lave temperaturer, lagrer data i RAM. De enkleste typene leser av kanalene med faste tidsintervall. Kan benytte et begrenset antall sensortyper, 4-12 kanaler. Eks. Aanderaa, Grant.



Figur 3: Måling af modstand.



Figur 4: Måling af frekvens.

Neste gruppe kjennetegnes ved at de har en mer avansert programmering. Programmet settes opp på PC og overføres til dataloggeren. De enkelte kanaler kan leses av med forskjellig tidsintervall, max., min. og middelverdier kan beregnes. Skalering og sensor karakteristikk kan legges inn i loggeren. Måleprosedyren er fast. Eks. Delta-T DL2, Licor Li-1200, Microsonics M-700/800.

Den siste gruppen loggerer er mer fleksibel når det gjelder programmering. Brukeren kan programmere individuell måleprosedyre for hver kanal. De fleste sensortyper kan tilpasses. Mange funksjoner kan utføres, så som:

- Aritmetriske beregninger.
- Skalere signalet.
- Beregne max., min. og middel.
- Foreta logiske operasjoner.
- Styre digitale inn/ut ganger.
- Eksitere målebroer.
- Verdisjekk av måligene.

Dette gjør loggerene meget fleksible og kan tilpasses de fleste måleoppgaver. Tidligere fantes slike muligheter kun på tungt laboratorie og industri tilpasset utstyr. Eks. Campbell CR7, CR10, CR21X. Datataker 50, 500, 1000.

Behandling av måleresultatene

I og med at dataloggerene har stor beregningskapasitet, kan man foreta en stor grad av datareduksjon ute på måle-stedet. Det forutsetter at man nøyaktig har definert måleoppgaven. Det bør være et mål å kun ta vare på de data som en virkelig har bruk for.

Ellers vil man lett få store og uoversiktlige datamengder. F.eks. kan man la være å lagre alle 0-verdier, starte logging kun ved gitte betingelser, kun lagre døgn-verdier med max., min., middel og summer, osv.

Lagring av måleresultater

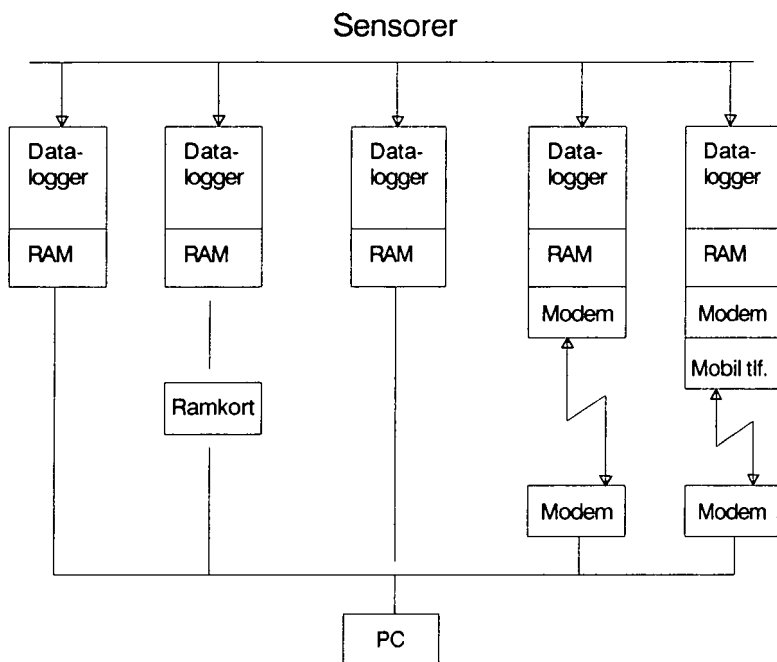
De nevnte dataloggere lagrer dataene i RAM (Random Acces Memory). Dette er halvleder kretser med meget lavt strømforbruk. Lagringskapasiteten varierer fra 4000 til 60.000 måleverdier. Enkelte dataloggere benytter datalagringsmoduler. Disse kan byttes under drift, slik at data lett kan samles inn.

Overføring av måleresultater

En av fordelene med denne type måleinstrumenter er at måldataene kan overføres direkte til datamaskinen for videre behandling. Det kan benyttes flere metoder, de lagrede måleresultatene kan overføres ved en direkte kobling til f.eks. en portabel PC eller man kan benytte lagrings moduler. En annen mulighet er å koble datalogger og PC til modem og overføre data via telenettet (figur 5). Dette har den fordel at man kan foreta en løpende kontroll av målingene og at endring av måleprosedyrer kan gjøres uten å reise ut til målestasjonen. Det er også mulig å knytte dataloggeren til mobiltelefon nettet.

Dataformat

For å lette etterbehandlingen av måleresultatene er det viktig å lagre de på et format som lett kan leses av standard programvare. De fleste dataloggere har innsamlingsprogram som lagrer data i kommadelte ASCII



Figur 5: Oppkobling av datalogger

Tabel 1: Eksempel.

ASCII, parameter nummerert
01+0115 02+0189 03+1200 04+089.6 05+055.3 06+25.36 07+270.0
ASCII, komma delt
115,189,1200,89.6,55.3,25.36,270
Kolonne formatert
115 189 1200 89.6 55.3 25.36 270

filer eller setter dataene opp i kolonner (tabel 1). Dette er format som kan leses av de fleste regneark og databaser. De fleste logger produsenter leverer også programvare for behandling av måledataene.

GENERELLE METODEPROBLEMER VED MIKROMETEOROLOGISKE MÅLINGER

Ege Friis
Afd. for Jordbrugsmeteorologi
Statens Planteavlsforsøg
Forskningscenter Foulum

Indledning

Mikrometeorologiske målinger er forbundet med en række forskelligartede metodeproblemer, der har indflydelse på målingernes nøjagtighed og dermed anvendelighed. I dette indlæg omtales nogle af de almindeligt forekommende problemstillinger. Det drejer sig bl.a. om valg af målelokalitet, instrumentering og kalibrering af sensorer.

En mere detaljeret behandling af målemetoder og -problemer kan findes i litteraturen - bl.a. Marshall og Woodward (1985), Percy et al. (1989), Schwerdtfeger (1976) og Woodward og Sheehy (1983).

Målelokaliteten

I nogle undersøgelser giver målelokaliteten sig selv, idet problemstillingen anviser et ganske bestemt sted.

I andre undersøgelser kan hensigten være at foretage observationer, som er repræsentative for en bestemt landskabs- eller vegetations-type. I sådanne situationer er fastlæggelse af målelokaliteten et kritisk punkt i planlægningen. Principielt bør målelokaliteten fastlægges sådan, at den er repræsentativ for såvel den undersøgte landskabs-/vegetations-type som dens mi-

krøklime. Sidstnævnte krav indebærer, at specifikke effekter af skov, læhegn, bygninger eller andre forhold i målelokalitetens omgivelser kan antages at være uden betydning.

I visse egne kan det være vanskeligt at finde en lokalitet, der opfylder disse krav. Årsagen kan f.eks. være, at terrænet er kuperet eller at området er præget af mindre og aflange marker i kombination med mange læhegn. I mange tilfælde kan nærliggende skov eller bebyggelse øve indflydelse.

Hvor landskabs- eller vegetationstypen i sig selv er meget varierende, kan det være nødvendigt at måle flere steder for at få et tilfredsstillende observationsmateriale.

For undersøgelser af afgrøders mikroklima er midten af en større mark med ensartet afgrøde et naturligt første bud på en egnet målelokalitet. Den mindste markstørrelse afhænger af det aktuelle måleprogram.

Målinger af vertikal stof- og energiflukt mellem en afgrøde og atmosfæren kan foretages med eddy-korrelationsmetoden og gradientmetoden (Jensen, 1991). Med gradientmetoden foretages målinger af relevante variable i flere niveauer over afgrøden. Metoden fordrer ideelt, at målelokaliteten placeres på en plan mark, med ensartet afgrødedække og af en størrelse, som giver det nødvendige fristræk (fetch) i alle retninger. Længden

af det nødvendige fristræk afhænger af, hvor højt over afgrøden der skal foretages målinger. Almindeligvis antages det, at forholdet mellem fristræk og maksimum-højde over afgrøden skal være større end 100:1. Dette betyder, at hvis der skal foretages fluksmålinger op til 2 m over afgrøden, kræves et fristræk på 200 m omkring målelokaliteten. Nyere resultater tyder på, at ovennævnte forhold under særlige omstændigheder kan være mindre end 100:1 (Monteith og Unsworth, 1990).

Baggrunden for fristræks-kravet er, at målinger af stof- og energitransport skal foretages i "konstant-fluks-laget", der udgør den nedre del af grænselaget over afgrøden, og hvor stof- og energi-flukse er tilnærmelsesvis konstante med højden (figur 1).

Oven for blev det nævnt, at gennemførelse af fluks-målinger i 2 m over afgrøden under de gængse antagelser kræver et fristræk på 200 m i alle retninger omkring målelokaliteten. Mindste-arealet for en kvadratisk mark, der opfylder disse krav er 16 ha. Plane, ensartede marker af denne størrelse kan være svære at finde. Kravet til forsøgsmarkens areal kan mindskes, hvis det kan accepteres, at man kun får anvendelige fluks-målinger for vindretninger inden for visse sektorer.

I forhold til arealkravet ved fluksmålinger stiller måleprogrammer, der alene gennemføres i afgrøden eller jorden, væsentligt mindre krav. Det er vanskeligt at give konkrete retningslinier for arealkravet til denne type måleprogrammer. Ved Afd. for Jordbrugsmeteorologis mikrometeorologiske målestation anvendes parceller på 20x40 m, der er placeret umiddelbart ved siden af hinanden og dyrkes med forskellige afgrøder (Olesen, 1987).

Måleprogrammet

Ud fra problemstillingen i en given miljø-, jordbrugsmæssig eller anden undersøgelse vil

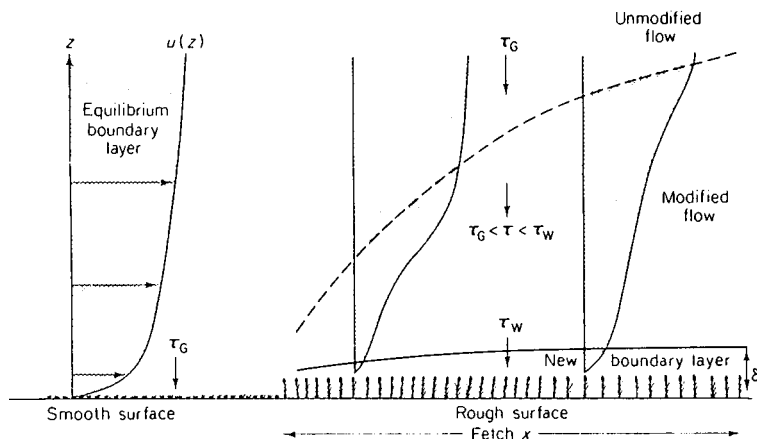
det i vid udstrækning være givet, hvilke meteorologiske variable, der primært skal medtages i måleprogrammet. Da mikroklimaet er et produkt af et kompliceret samspil mellem meteorologiske, biologiske og jordfysiske processer, vil det ofte vise sig nyttigt for den senere analyse at medtage et bredt udvalg af supplerende såvel standard-meteorologiske som mikro-meteorologiske variable i måleprogrammet.

Afgrænsning af måleprogrammet kan blive et problem, som må løses på grundlag af en analyse af forsøgets problemstilling og formål. I denne sammenhæng må det overvejes, om supplerende data kan fås i tilstrækkelig kvalitet fra nærliggende (ordinære) meteorologiske stationer (Mikkelsen, 1991).

Nogle meteorologiske variable – f.eks. vindhastighed, lys-stråling og temperatur i afgrøder – udviser en betydelig rumlig og tidslig variation på lille skala. Andre variable – f.eks. globalstråling – udviser tidslig, men ingen (nævneværdig) rumlig variation på lille skala. Antallet af målesteder for en given variabel afhænger derfor af med hvilken detaljeringsgrad, den rumlige variation kræves observeret (Olesen, 1991).

Jordbrugsmeteorologien beskæftiger sig bl.a. med undersøgelser af forskellige dyrkningsmetoders indflydelse på en afgrødes mikroklima. Med henblik på at opnå et godt sammenligningsgrundlag er det i sådanne sammenhænge ønskeligt at observere en (mikro-)meteorologisk variabel i flere sande gentagelser. Som følge af rumlig variation imidlertid vil det for nogle variable være vanskeligt og for andre praktisk taget umuligt at anviser en observationsprocedure, der tillader, at gentagne målinger kan betragtes som sande gentagelser.

Ved Afd. for Jordbrugsmeteorologi anvendes såvidt muligt mindst 2 gentagelser. Baggrunden herfor er primært, at det giver en minimums-garanti mod 'huller' i datamateri-



Figur 1: Udvikling af vindhastighed, $u(z)$, og nyt ligevægts-grænselag når luft strømmer fra en relativt glat til en mere ru overflade. Forholdet mellem vertikal og horisontal skala er omkring 20:1. τ_x angiver vertikal impuls-fluks i forskellige situationer og lag. Laget betegnet 'New boundary layer' er det lag, hvor stof- og energi-flukse er tilnærmelsesvis konstante med højden. δ angiver dybden af det nye grænselag og x repræsenterer længden af fristrækket. (Efter Monteith og Unsworth, 1990).

alet som følge af defekte sensorer.

Observations- og lagringshyppighed er to vigtige forhold i et måleprogram. Også for disse gælder, at det er vanskeligt at give generelle retningslinier, idet begge hyppigheder må afpasses efter dynamikken i de processer, der studeres.

Instrumenteringen

Meteorologisk måleudstyr fås i meget varierende kvaliteter og udformninger - og til meget forskellige priser. Generelt er der sammenhæng mellem kvalitet og pris, og det er derfor naturligt, at valg af udstyr tager udgangspunkt i en vurdering af kvalitetsbehovet i det konkrete måleprogram.

Målenøjagtighed er en vigtig kvalitetsparameter. World Meteorological Organization (WMO) har for en række variable udarbejdet anbefalinger for målenøjagtighed inden for flere områder herunder jordbrugsme-

teorologi (WMO, 1983). Uddrag af disse anbefalinger er givet i tabel 1.

WMO-anbefalingerne skal betragtes som minimums-krav, som ikke udelukker, at større nøjagtighed kan være relevant og/eller påkrævet i et givet måleprogram.

Da kvaliteten af data afhænger både af sensor og datalogger, må instrumenteringen baseres på en samlet vurdering af det nødvendige udstyr. Sensor-kvalitet afhænger primært af måletekniske egenskaber, men også af stabilitet og anvendelsesområder. Væsentlige måletekniske forhold er bl.a. sensorens følsomhed, nøjagtighed, præcision og tidskonstant. For dataloggeren er de måletekniske egenskaber naturligvis af afgørende betydning.

Mikro-meteorologiske målinger kan for de "almindelige" meteorologiske størrelser foretages med standard-udstyr. For de fleste sensor-typer markedsføres sensorer, hvis dimensioner er passende små for brug i afgrø-

Tabel 1: Uddrag af WMO-anbefalinger for målenøjagtighed (WMO, 1983).

Variabel	Klimatologi	Synoptisk meteorologi	Jordbrugs-meteorologi
Temperatur	$\pm 0.1^{\circ}C$	$\pm 0.1^{\circ}C$	$\pm 0.1^{\circ}C$
Relativ luftfugtighed	$\pm 3\%$ point	$\leq 50\% : \pm 5\%$ point $> 50\% : \pm 2\%$ point	$\pm 1\%$ point
Nedbør	$\leq 10mm : \pm 0.1mm$ $> 10mm : \pm 2\%$	$\leq 10mm : \pm 0.2mm$ $> 10mm : \pm 2\%$	$\leq 10mm : \pm 0.2mm$ $> 10mm : \pm 2\%$
Vindhastighed	$\pm 0.5ms^{-1}$	$\leq 5ms^{-1} : \pm 0.5ms^{-1}$ $> 5ms^{-1} : \pm 10\%$	$> 1ms^{-1} : \pm 10\%$

der/jord, og som drives af batteri-spænding. Det sidstnævnte er specielt vigtigt i feltmålinger, hvor spændingsforsyningen ofte må baseres på f.eks. en 12 V akkumulator.

Hvor der skal foretages specielle målinger, eller hvor der fordres specielt høj datakvalitet, vil det ofte være nødvendigt at anvende special-fremstillet udstyr.

Standard-sensorer skal i visse tilfælde "tilpasses" udendørs brug. Et velkendt eksempel er, at sensorer for lufttemperatur monteres i en strålingsskærm. Som det fremgår af det efterfølgende afsnit, kan strålingsskærmen dog ikke altid forebygge fejl i temperatur-målingen.

I forbindelse med anskaffelse af udstyr må man endvidere være opmærksom på, om relevante sensorer kan tilsluttes dataloggeren direkte, eller om der fordres ekstra-udstyr, modifikationer m.v.

Opstillingen af sensorerne kan være et forhold, hvor dimensionerne – og dermed indflydelsen – af de "bærende konstruktioner" søges gjort mindst muligt. Ved Afd. for Jordbrugsmeteorologi anvendes normalt rørkonstruktioner i aluminium, rustfrit stål og galvaniseret jern.

Nogle sensorer – f.eks. strålings- og vindhastigheds-sensorer – kræver en retningsstabil opstilling. Under visse forhold kan dette løses med "kraftige" bærende konstrukti-

oner. I andre tilfælde – f.eks. profilmålinger af vindhastighed – må det foretrækkes at anvende spinkle master forsynet med barduner af tynde stålwirer.

Ved placering af sensorer i jorden må det tilstræbes, at sensorerne placeres i et profil i naturlig lejring. En almindeligt anvendt metode er at grave et hul, og derefter gennem profilvæggen at indstikke sensorerne horisontalt så dybt som muligt. Hullet fyldes sådan, at man såvidt muligt overholder den naturlige lagfølge og opnår den naturlige lejrings-tæthed. Med erfaring (og lidt held) kan der også i øvre jordlag placeres sensorer uden at forstyrre jordens naturlige lejring. Imidlertid er det vanskeligt at placere sensorer meget længere end 25 cm fra profilvæggen, og metoden efterlader derfor et forstyrret jordprofil tæt ved sensorerne. Dette kan medføre en afvigende afgrødeudvikling over og omkring hullet, hvilket naturligvis kan påvirke målingerne i jorden og afgrøden.

I felten er det særdeles vigtigt at sikre en god fugtbeskyttelse af sensorer, datalogger, batteri, ledningssamlinger m.v. Sensorerne vil ofte være fugtbeskyttede fra fabrikantens side. Dataloggeren kan placeres i en standard el-installationskasse, der fås med vandtæt låg og vandtætte lednings-indføringer. Endvidere må det anbefales at placere en fugt-absorber, f.eks. silicagel, inde i kassen.

Moderne dataloggere er forsynet med beskyttelse mod sekundære effekter af lynnedslag. En forudsætning for at opnå effektiv beskyttelse er, at loggeren forbindes til en jordforbindelse af god kvalitet.

Sensorer – kontrol og kalibrering

Sensorer af høj kvalitet er et godt udgangspunkt for at opnå nøjagtige målinger – men det er ikke en garanti. Som det fremgår af nedenstående eksempler er kontrol og kalibrering af instrumenterne af afgørende betydning.

Firmaet Radiation and Energy Balance Systems (REBS, Seattle, USA) fremstiller to typer nettostrålings-sensorer, der har været afprøvet i bl.a. England af Oliver og Wright (1990). Typen Q*4 er dobbelt-kuplet og med sort føler-areal. Q*5 er enkelt-kuplet og med centralt hvidt felt i et sort føler-areal. Resultaterne i figur 2 viser sammenhørende målinger med Q*4 og Q*5. Det ses, at der er en systematisk forskel mellem de to instrumenttyper. Oliver og Wright finder, at Q*5-målingerne stemmer overens med nettostrålings-estimerer baseret på uafhængige resultater for de separate strålingskomponenter. Forfatterne foreslår, at forskellen mellem Q*4- og Q*5-sensorerne skyldes en kombination af to forhold: Den dobbelt-kuplede Q*4-sensor påvirkes af en "drivhus-effekt", fordi varm luft fanges i den ydre kupel, og endvidere er sensorens helt sorte føler-areal ikke lige følsomt over for kort- og langbølget stråling.

Platin modstands-termometre af Pt100-typen markedsføres i Danmark normalt med specifikationer i henhold til DIN 43760 normen. Denne norm specificerer en basis-responsfunktion og en tolerance-funktion (Wessel, 1986). I det temperatur-område der

normalt observeres i felten, kan responsefunktionen med god tilnærmelse skrives som

$$R = a + b \times T \times cT^2$$

hvor R er sensormodstand i Ω , T er temperatur i $^{\circ}\text{C}$, $a = 100.00\Omega$, $b = 3.90802 \times 10^{-1}\Omega^{\circ}\text{C}^{-1}$, $c = -5.80195 \times 10^{-5}\Omega^{\circ}\text{C}^{-2}$.

DIN 43760 omfatter flere tolerance-klasser, hvoraf nogle få er vist i tabel 2.

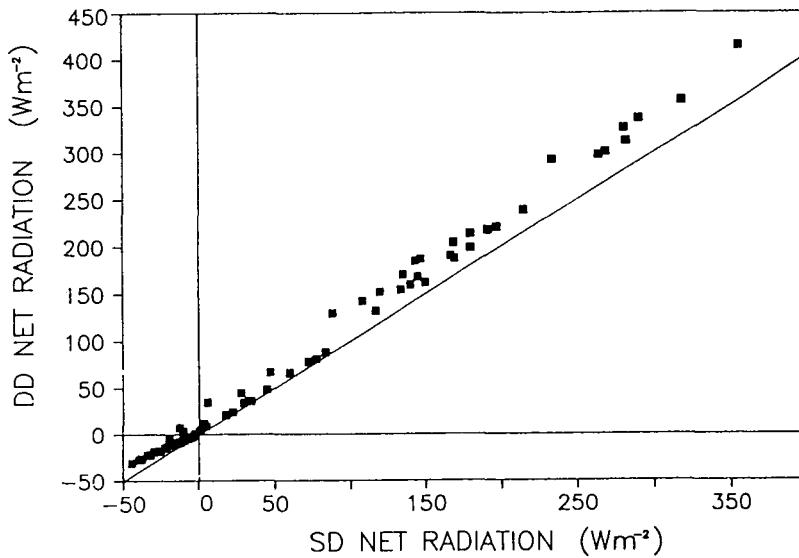
Det skal bemærkes, at DIN 43760 gælder for selve Pt100 sensorelementet – ikke for den egentlige sensor bestående af sensorelement, kabler, beskyttelseskappe m.v.

Figur 3 viser resultater af en kontrolmåling af en 1/6 DIN, klasse B Pt100-sensor. Sensorens afvigelse fra DIN-normen er i en del af det undersøgte interval betydeligt større end tolerancefunktionen tillader, og anvendelse af sensoren uden forudgående kalibrering ville medføre en betydelig målefejl. Resultaterne viser endvidere, at afvigelsen ikke er konstant inden for temperatur-intervallet. Dette understreger, at kalibreringer bør foretages på grundlag af observationer af flere punkter inden for det relevante måleområde.

Årsagen til den konkrete Pt100-sensors afvigelse fra DIN-normen er ikke undersøgt nærmere, men formodes at have baggrund i materialevalg og/eller fremstillingsmetode.

Det må generelt anbefales, at sensorer kalibreres i samme måleopstilling, som planlægges anvendt i selve måleprogrammet. Ved Afd. for Jordbrugsmeteorologi er det for Pt100 temperatursensorer observeret, at kalibrerings-resultatet kan afhænge af det anvendte logger-fabrikat og den anvendte måleopstilling (Friis, 1990a,b).

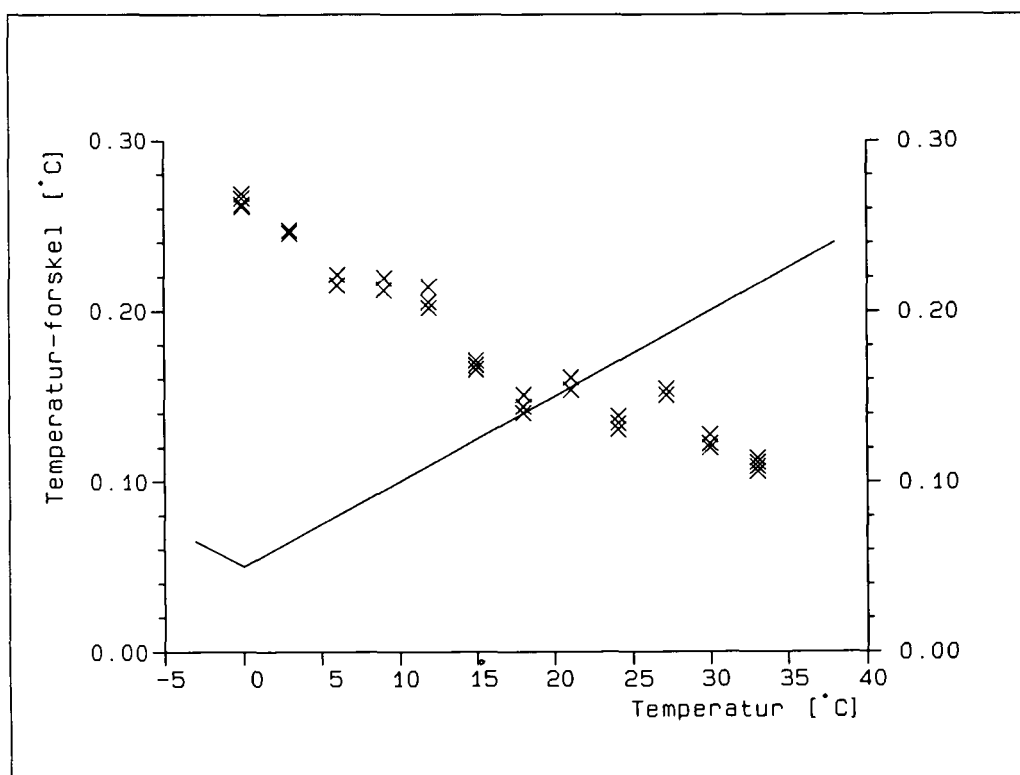
Måling af luft-temperatur fordrer normalt, at sensoren placeres i en strålingsskærm. På ordinære meteorologiske stationer monteres sensoren i en engelsk hytte. Ved Afd. for Jordbrugsmeteorologis mikrometeorologiske målestation anvendes Aanderaa type



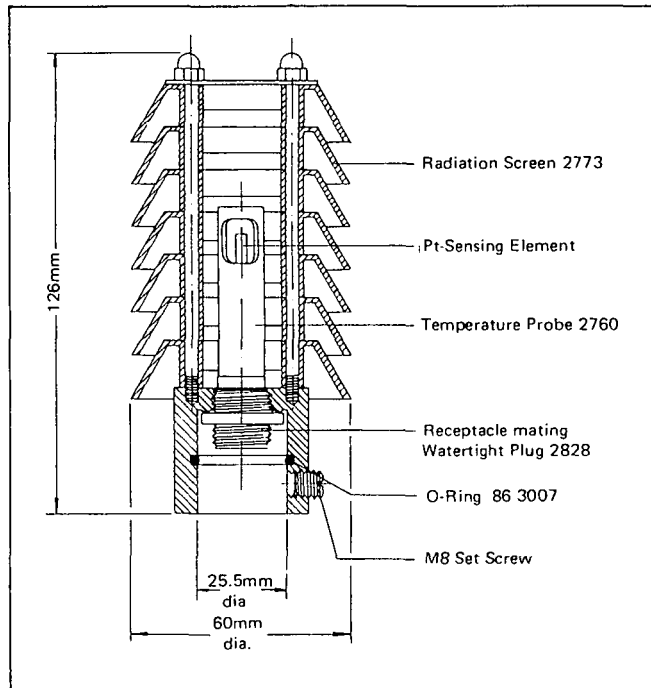
Figur 2: Sammenhæng mellem nettostråling målt med REBS dobbelt-kuplet Q*4 sensor (ordinat) og enkelt-kuplet Q*5 sensor (abscisse). Data fra Wallingford, England, september 1989. (Efter Oliver og Wright, 1990).

Tabel 2: Udvalgte tolerance-klasser i DIN 43760 for Pt100 modstands-termometre.

sensor-type	tolerance, °C
1/1 DIN, klasse A	$\pm(0.15 + 0.002 \times T)$
1/1 DIN, klasse B	$\pm(0.3 + 0.005 \times T)$
1/6 DIN, klasse B	$\pm(0.05 + 0.005 \times T)$



Figur 3: Kontrol-målinger af 1/6 DIN, klasse B Pt100-sensor. Abscisse angiver reference-temperatur. Ordinaten viser forskel mellem beregnet temperatur ifølge DIN-norm og referencetemperatur. Kurven angiver øvre grænse for DIN-normens tolerancefunktion.



Figur 4: Aanderaa strålingsskærm type 2773 monteret med Aanderaa temperatursensor type 2760. (Efter Aanderaa Instruments, 1986).

2773 strålingsskærm (figur 4) monteret med special-fremstillet temperatursensor.

I forbindelse med specielle mikrometeorologiske undersøgelser i vårbyg ved Afd. for Jordbrugsmeteorologi anvendes en strålingsskærm (AJMET-skærm), der i princippet er en forkortet Aanderaa type 2773. AJMET-skærmens sokkel er 1 cm og antallet af "tag" 4, hvilket resulterer i en total-højde på 6 cm. I forbindelse med AJMET-skærmen anvendes en temperatur-sensor, hvis følerelement er indstøbt i et stålrør med længde 40 mm og diameter 5 mm. I den endelige montering er afstanden mellem sensoren og strålingsskærmens topplade minimum 1 cm. Formålet med at anvende dette udstyr er at reducere "instrumentmassen" og dermed udstyrets indflydelse på mikroklimaet.

Til belysning af AJMET-skærmens egenskaber er der foretaget sammenhørende målinger af luft-temperatur i højden 2 m i engelsk hytte og i AJMET-skærm. Målingerne er foretaget i juli-august, 1990 ved Afd. for Jordbrugsmeteorologis mikrometeorologiske station i Foulum. Resultaterne (figur 5) viser dels at der forekommer afvigelser på op til ca. 2 °C mellem temperatur målt i AJMET-skærm og engelsk hytte, dels at afvigelserne udviser nogen afhængighed af vindhastigheden (i 2 m) og nettostrålingen. Sammenfattende viser resultaterne, at der til trods for anvendelse af AJMET-skærmen under bestemte forhold forekommer en betydelig målefejl. En mulig forklaring er, at afstanden mellem temperatur-sensorens spids og skærmens topplade (1 cm) er for lille.

Mortensen og Jensen (1986, 1987) har afprøvet forskellige strålingsskærme med naturlig og kunstig ventilation, og deres målinger demonstrerer klart, at strålingsskærmens konstruktion er af stor betydning for temperaturmålingernes nøjagtighed. Mortensen og Jensen (1986) finder bl.a., at ved lav vindhastighed (under 2 $m s^{-1}$ i sensorens højde) og

samtidig globalstråling over ca. 300 $W m^{-2}$ er en Gill strålingsskærm, der har kunstig ventilation, mere effektiv end naturligt ventilerede Aanderaa-skærme.

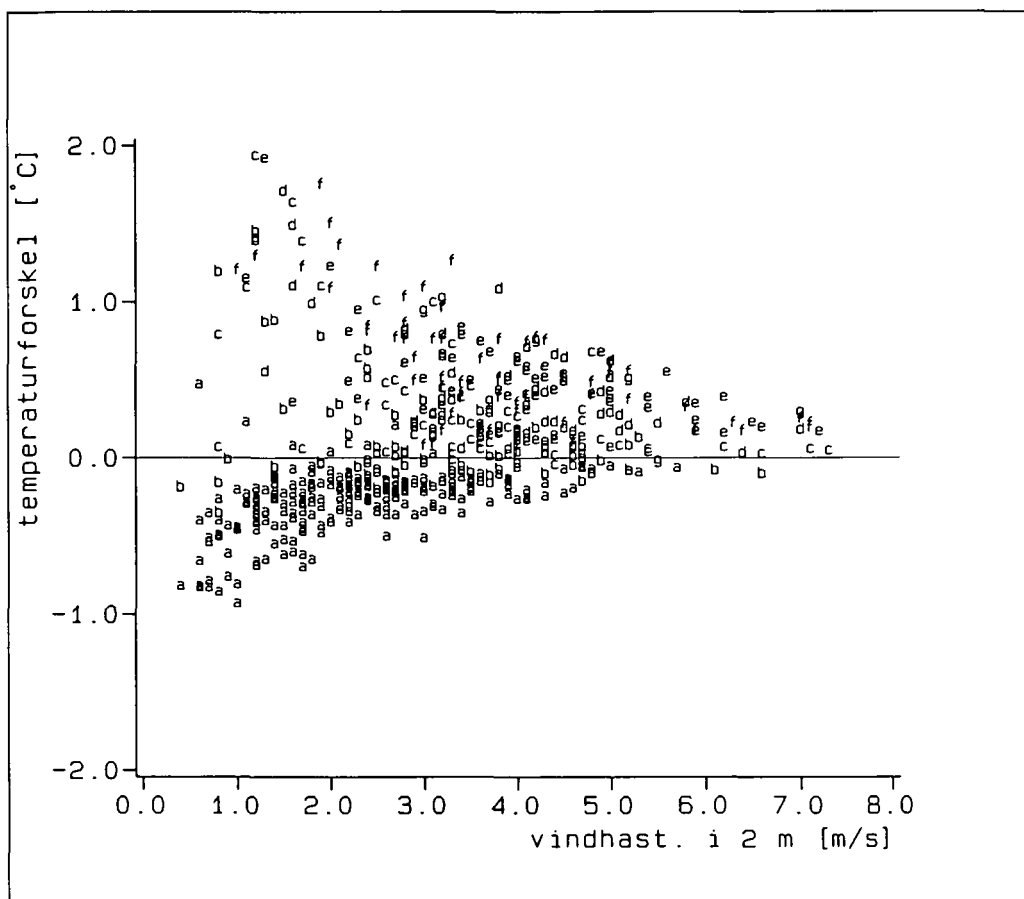
Da ovennævnte forhold kan forekomme i afgrøder, vil det derfor være relevant at anvende en skærm med kunstig ventilation ved måling af lufttemperatur i plantebestanden.

Kalibrering af visse sensortyper – f.eks. temperatur og relativ luftfugtighed – kan foretages med relativt enkelt udstyr. For andre sensortyper f.eks. anemometre og strålingsmålere kræves specialudstyr. Specielt for sensorer inden for sidstnævnte gruppe er det fristende – men ikke tilrådeligt – at forlade sig ukritisk på fabrikant-oplysninger. I situationer hvor datakvalitet prioriteres højt, er det uomgængeligt at foretage en grundig kalibrering.

Afslutning

En vellykket gennemførelse af en mikrometeorologisk undersøgelse kræver et betydeligt kendskab til målemetoder, sensor-typer og registreringsudstyr (dataloggere). Praktiske, "håndværksmæssige" erfaringer er også meget nyttige. Især for "lærlinge" med begrænset erfaring, men også for erfarne "mestre" inden for mikrometeorologiske målinger er det en vanskelig opgave holde sig á jour på alle felter. Blot inden for sensorer og især dataloggere er der sket en stor udvikling i de senere år.

Med baggrund i egne ogigestilledes erfaringer som "lærlinge" forekommer der at være behov for et forum for udveksling af erfaringer med mikrometeorologiske målinger. En hovedopgave for en sådan organisation kunne være at tilvejebringe teknisk viden om målemetoder, instrumenter m.v. En anden opgave kunne være at forestå systematiske (sammenlignende) afprøvninger af instru-



Figur 5: Sammenhørende temperaturmålinger i AJMET-strålingsskærm og engelsk hytte. Abscisse viser vindhastighed i 2 m. Ordinaten viser forskel mellem temperatur i AJMET-strålingsskærm og engelsk hytte (begge i 2m). Signaturerne a, b,...g refererer til værdier af nettostråling R_n , a: $-100 < R_n \leq 0$; b: $0 < R_n \leq 100$; ... g: $500 < R_n \leq 600$ (alle værdier i Wm^{-2}).

menter med henblik på udarbejdelse af vejledende anbefalinger.

En velfungerende organisering af denne type ville være til stor hjælp i planlægnings- og forundersøgelses-fasen – og kunne bidrage til en harmonisering af mikrometeorologiske undersøgelser til fælles gavn for de involverede personer og institutioner.

Referencer

- Aanderaa Instruments (1986). Datasheet D155.
- Friis, E. (1990a). Sammenligning af kalibreringer af temperatur-sensor (type Pt100) på Campbell CR10 og Mess+System Technik MDL1000 dataloggere. AJMET-arbejdsnotat nr. 16. Afd. for Jordbrugsmeteorologi, Statens Planteavlsforsøg.
- Friis, E. (1990b). Måling af temperatur med platin-modstands-termometre (Pt100) og Campbell Scientific datalogger-udstyr. En sammenlignende undersøgelse af måleprocedurer. AJMET arbejdsnotat nr. 17. Afd. for Jordbrugsmeteorologi, Statens Planteavlsforsøg.
- Jensen, N.O. (1991). Måling af vertikal stor- og energitransport. Emnedag om: Meteorologiske målemetoder i jordbrugs- og miljøforskningen. 18. marts 1991. Tidsskr. Planteavls Specialserie S2112, 67-71.
- Marshall, B. og Woodward, F.I. (eds.) (1985). Instrumentation for Environmental Physiology. Society for Experimental Biology series 22. Cambridge University Press, Cambridge. 241 s.
- Mikkelsen, H.E. (1991). Eksisterende stationsnet og målinger med relevans for jordbrug og miljø. Emnedag om: Meteorologiske målemetoder i jordbrugs- og miljøforskningen. 18. marts 1991. Tidsskr. Planteavls Specialserie S2112, 7-18.
- Monteith, J.L. og Unsworth, M.H. (1990). Principles of Environmental Physics. 2nd ed. Edward Arnold, London. 291 s.
- Mortensen, N.G. og Jensen, G. (1986). Strålingsskærme for temperaturmåling. Vejret 28, 19-24.
- Mortensen, N.G. og Jensen, G. (1987). Et skridt frem og to tilbage. Historien om en strålingsskærm. Vejret 33, 13-15.
- Olesen, J.E. (1987). Mikrometeorologi. Ugeskrift for Jordbrug 34, 1041-1046.
- Olesen, J.E. (1991). Hvor repræsentative er mikrometeorologiske punktmålinger? Emnedag om: Meteorologiske målemetoder i jordbrugs- og miljøforskningen. 18. marts 1991. Tidsskr. Planteavls Specialserie S2112, 55-65.
- Oliver, H.R. og Wright, I.R. (1990). Correction of errors associated with measurement of all-wave radiation with double-domed radiometers. Boundary Layer Meteorology 53, 401-407.
- Pearcy, R.W., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A. og Rundel, P.W. (eds.) (1989). Plant Physiological Ecology. Field Methods and Instrumentation. Chapman and Hall, London. 457 s.
- Schwerdtfeger, P. (1976). Physical Principles of Micro-Meteorological measurements. Development in Atmospheric Science 6. Elsevier, Amsterdam. 112 s.

- Wessel, I. (1986). Temperaturmåling med modstandstermometre. Jysk Teknologisk.
- WMO (1983). Guide to meteorological instruments and methods of observations. WMO publication no 8. 5th ed. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Woodward, F.I. og Sheehy, J.E. (1983). Principles and Measurements in Environmental Biology. Butterworths, London. 263 s.

HVOR REPRÆSENTATIVE ER MIKROMETEOROLOGISKE PUNKTMÅLINGER?

Jørgen E. Olesen

Afdeling for Jordbrugsmeteorologi

Statens Planteavlsvforsøg

Forskningscenter Foulum

Indledning

Ved meteorologiske målinger registreres atmosfærens eller et andet medies tilstand i et enkelt punkt i tid og rum. Dette "punkt" har i praksis en rumlig og tidslig udstrækning, der kan være mere eller mindre afhængig af sensortype og udformning. Ved målingen ønskes en bestemt egenskab ved systemet beskrevet så godt som muligt. Sensoren skal derfor placeres på det sted, som ønskes undersøgt. Der kan imidlertid optræde betydelige variationer i meteorologiske variable i såvel tid som rum, der bevirker, at punktmålinger ikke nødvendigvis er repræsentative for de forhold, som ønskes undersøgt.

I forbindelse med overvejelser om fejlkilder ved meteorologiske punktmålinger, kan det være praktisk at opdele klimaet i en række grupper (Olesen, 1987):

- *Makroklima*: Klimaet på et givet sted eller over et område rensat for effekt af topografi og læforhold.
- *Lokalklima*: Klimaet på et givet sted under indflydelse af topografi og læforhold.
- *Mikroklima*: Klimaet i det plantenære miljø, dvs. fra toppen af afgrøden og ned til bunden af rodzonen.

Makroklimaet er bestemt af storskala vejr-fænomener som fronter, højtryk og lavtryk samt fordelingen af land og hav. Makroklimaet vil variere over større afstande (10 til 1000 km) og med tidsskalaer på timer.

Lokalklimaet er hovedsageligt bestemt af terrænelementer, og vil derfor variere over afstande på 10 m til 10 km. Tidsskalaen for variationen vil være sekunder til timer.

Mikroklimaet er overvejende bestemt af strukturen og tilstanden af plantedække og jord. Mikroklimaet kan variere på stort set alle skalaer fra millimeter til meter, hvor den største variation normalt findes i det vertikale plan. Tidsskalaen går ned til hundrededele af sekunder.

Nogle af de problemer, der oftest opstår i forbindelse med feltmålinger, er derfor, hvor tit målinger skal foretages og på hvilken rumlig skala. Dette vil afhænge af hvilken variabel, der skal måles, af sensorens responstid og af karakteren af det spørgsmål, som ønskes besvaret. Det er derfor svært at opstille få og enkle regler for måleproceduren. En forståelse af de fysiske processer, som forårsager variabiliteten er en vigtig forudsætning for at kunne opstille en korrekt måleprocedure. Denne artikel vil derfor omhandle nogle af disse mekanismer, samt give eksempler på de

variationsbredder, der kan konstateres i praksis.

Transportprocesser

De fleste meteorologiske variable er påvirket af den fysiske struktur omkring målestedet, især over og under. Endvidere spiller både konvektive og advektive flukse samt strålingsbalancen en rolle. Disse flukse er overvejende bestemt af bevægelsen af luftbobler eller hvirvler (*eddies*), som har en turbulent eller tilfældig karakter. Bevægelsen af hvirvlerne drives af forskelle i lufttryk og -tæthed og af den horisontale vindhastighed. Nøglen til fastlæggelse af måleprocedurer skal derfor findes i en forståelse af både de konvektive og advektive flukse og deres samspil med den fysiske struktur.

Hver hvirvel bevæger sig med den dominerende vind. Samtidig vekselvirker hvirvlerne og overfører moment til andre hvirvler. Hvirvler kan karakteriseres ved deres størrelse, hastighed og energiindhold. Den gennemsnitlige vindhastighed vokser med højden over overfladen. Det samme gør hvirvlernes størrelse. Den karakteriske størrelse af en hvirvel over et plantedække beskrives ofte ved dets blandingslængde l , som er direkte proportional med højden z over en plan overflade (Thom, 1975):

$$l = kz \quad (1)$$

hvor k er von Karman's konstant (0.40). Over en vegetation er z den effektive højde, dvs. z skal justeres for nulplansforskydningen. Hvirvlernes karakteristiske hastighed benævnes ofte friktionshastigheden u_* . Den trækraft pr. overflade arealenhed, som den horisontale luftbevægelse bevirker, kaldes forskydningsspændingen τ . Dette svarer til den vertikale momentfluks. Forskydningsspændingen afhænger af friktionshastigheden:

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (2)$$

hvor ρ er luftens massefylde. Hvis en hvirvel antages at have en øjeblikkelig vertikal w' og horisontal hastighed u' i forhold til den dominerende strømning, kan friktionshastigheden skrives således:

$$u_* = \sqrt{-u'w'} \quad (3)$$

Samtidige målinger af u' og w' vil derfor give et mål for momentfluksen. Hvis der samtidig måles koncentration af energi eller forskellige stoffer vil det være muligt at beregne fluksen af disse stoffer, fordi disse flukse drives af momentfluksen. Det er dette forhold, der udnyttes i *eddy correlation* metoden. Denne metode vil samtidig være anvendelig til bestemmelse af frekvenserne for variationerne i miljøvariablene i grænselaget. Shaw et al. (1974) og Wilson et al. (1982) undersøgte således den atmosfæriske turbulens i og over en majsafgrøde. En analyse af co-spektre viste, at hovedparten af moment og sensibel varmekuflux sker ved frekvenser mellem 0.01 og 1 Hz ved middelvindhastigheder på 0.8 og 1.2 m/s i henholdsvis 180 og 355 cm højde over jorden. Dog var frekvensen lidt højere i afgrøden (180 cm) end over denne (355 cm).

Tidslig variation

Hvis målingerne sigter på at beskrive dynamikken i en variabel, kan der opstå problemer, hvis der måles med for lange tidsintervaller. Shannon (1948) viste, at den frekvens hvormed et signal måles, skal være mindst 2 gange større end den højeste frekvens, som optræder i signalet, hvis det skal være muligt at rekonstruere signalet.

I forbindelse med overvejelser om målefrequens er tidskonstanterne for såvel sensorer som det system, der måles på, af betydning. For en trinvis ændring i miljøet vil sensorens output først ændre sig meget hurtigt, og siden nærme sig asymptotisk til den nye lige-

vægtstilstand. Tilsvarende forhold gør sig ofte gældende, hvor forskellige miljøforhold påvirker hinanden indbyrdes. Dette kan beskrives således

$$\frac{dE}{dt} = -\frac{1}{\tau}(E_a - E_q) \quad (4)$$

hvor τ er tidskonstanten, E_a er den aktuelle værdi og E_q er ligevægtsværdien. τ svarer til den tid, som der går til justering af størrelsen E med 63.2 %.

Hvis sensorens tidskonstant er stor, vil den midle over de højfrekvente variationer, således at det er muligt med rimelighed at måle med større mellemrum, forudsat naturligvis at de højfrekvente variationer er uden betydning. Som et eksempel på tidskonstanter, der optræder i en plantebestand kan nævnes, at den termiske tidskonstant for et blad er ca. 10 s, mens tidskonstanten for stomata er ca. 600 s, og tidskonstanten for lysfluktuationer i en bestand er ca. 0.1 s (Woodward og Sheehy, 1983).

Den observationsfrekvens, der er nødvendig ved måling af hvirveltransport, kan bestemmes fra hvirvlens blandingslængde l og dens hastighed u_* . Måleintervallet t_s er derfor givet ved

$$t_s = \frac{l}{2u_*} \quad (5)$$

Disse måleintervaller vil variere fra ca. 0.1 s i f.eks. en hvedeafgrøde til ca. 1 s med sensoren placeret ca. 1 m over en afgrøde (Woodward og Sheehy, 1983).

Rumlige variation

Shannons teori gælder også for målingers rumlige opløsning, således at en rekonstruktion af variabiliteten naturligvis kræver målinger på rumlige skalaer, der er mindst to gange mindre end den skala, som ønskes repræsenteret. Ofte ønskes en repræsentativ

middelværdi for et større eller mindre areal. Der skal her tages stilling til antal gentagelser, og evt. til sensorens størrelse og udformning. Antallet af gentagelser kan således reduceres, hvis sensoren måler over et større areal end den typiske variations bølgelængde.

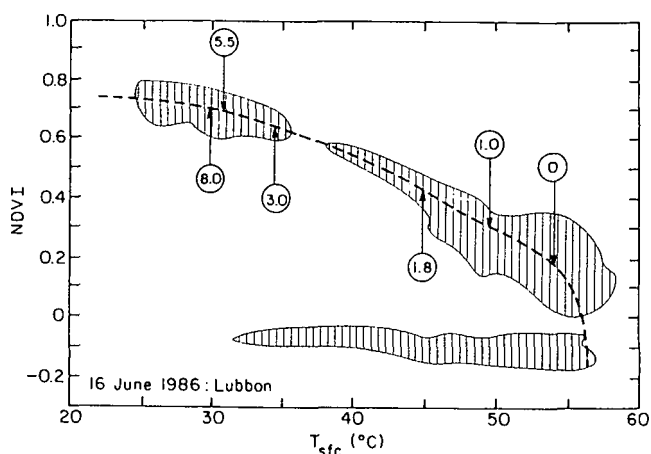
De mikrometeorologiske forhold varierer i 3 dimensioner. Den største gradient vil oftest være i den vertikale retning. Dette gælder både over, i og under et plantedække. Andre forhold som afgrødestruktur og jordbundsvariation kan dog bevirke en forholdsvis stor horisontal variation. Dette er særligt udtalt i rækkeafgrøder, hvor der er systematiske forskelle på tværs af rækkerne. Både energibalancen og turbulensforholdene spiller en rolle for denne systematiske variation.

Den rumlige variation er særlig kritisk ved målinger i og under afgrøderne. Dette gælder især for målinger som er stærkt påvirket af afgrødens rumlige struktur, f.eks. stråling, bladtemperatur og overfladefugtighed.

Den gennemsnitlige lysnedtrængning i vegetation kan med god tilnærmelse beskrives ved Beer's lov:

$$I_L = I_o \exp(-kL) \quad (6)$$

hvor I_L er strålingsintensiteten under en afgrøde med bladarealindeks L , I_o er strålingsintensiteten over afgrøden, og k er ekstinktionskoefficienten, der vil afhænge af bladenes egenskaber, bladvinkelfordeling og forholdet mellem diffus og direkte indstråling (Goudriaan, 1977). Denne model gælder kun for den gennemsnitlige strålingsintensitet. I klart vejr vil en del af den direkte stråling pletvis trænge ned i vegetationen, og dermed lokalt give en meget høj strålingsintensitet. Andre steder vil bladene ligge i skygge og dermed have en mindre strålingsintensitet end gennemsnittet. Der er en ulineær sammenhæng mellem strålingsintensitet og fotosyntese. Det er derfor forkert at antage, at den gennemsnitlige fotosyntese med nøjagtighed kan relateres til den gennemsnitlige strålings-



Figur 1: Fordeling af NDVI mod radiometrisk overfladetemperatur bestemt ved telemåling inden for et område på ca. 100 ha den 16. juni 1986 ved Lubbon, Frankrig. Figuren indeholder forskellige typer vegetation, bl.a. havre, majs og bar jord. NDVI er et udtryk for bladarealindeks, som i figuren er angivet i cirkler. Efter Carlson et al. (1990).

intensitet. Ofte benyttes dog stavformede strålingssensorer til bestemmelse af den gennemsnitlige strålingsintensitet i en vegetation. Den nødvendige sensorlængde afhænger af vegetationsstrukturen, af bladarealindekset og af mængden af direkte stråling. Woodward og Sheehy (1984) angiver således følgende sensorlængder for at opnå en fejl på under 10 %: 1628 mm under bøgtræer og 42 mm under alm. rajgræs. Under italiensk rajgræs kræves en sensorlængde på 52 mm ved et bladarealindeks 0.8 i klart vejr og 1 mm i overskyet vejr, og ved et bladarealindeks på 4 kræves en sensorlængde på 3 mm uanset vejret.

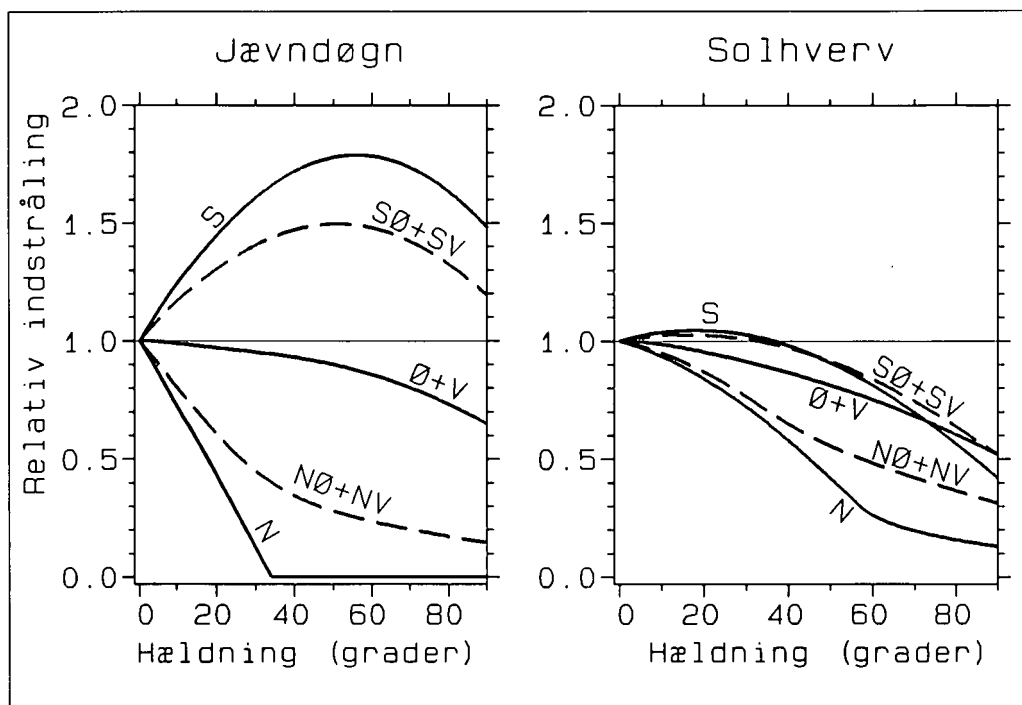
Overfladefugtighed i afgrøder er en vigtig variabel i forbindelse med undersøgelser omkring forekomst af plantesygdomme. Der er dog en stor variabilitet i sådanne målinger i marken. Det kan derfor i visse situationer være bedre at foretage en modelmæssig beregning af overfladefugtigheden, evt. som supplement til målinger (Huber og Itier, 1990).

Bladtemperaturen bestemmes af bladets energibalance og fluksene af latent og sensibel

varme. Som følge af variationer i bladvinkel og grænselagstykkelse kan der være betydelige temperaturvariationer inden for et enkelt blad. Forskelle i bladvinkler og strømningsforhold kan således hver for sig betyde variationer på ± 2.5 °C (Clark og Wigley, 1975). Hertil skal lægges den effekt som pletter med direkte stråling gennem afgrødedækket kan betyde.

Også på lidt større skala kan der være betydelig variation i overfladetemperaturen. Figur 1 viser et eksempel på variationen i overfladetemperatur inden for et ca. 100 ha stort område med forskellige landbrugsafgrøder på en skyfri dag i Frankrig. Det ses, at overfladetemperaturen kan variere ganske betydeligt, dels afhængig af vegetation (bladareal) og dels afhængig af jordfugtigheden.

Lufttemperaturen vil normalt variere betydelig mere i det vertikale plan end i det horisontale. Vertikale temperaturgradienter på 3-5 °C/m er således ikke ualmindelige i moderate tætte afgrøder (Ehleringer, 1989). Gradienten vil dog også afhænge af højden over overfladen, af overfladens energibalance



Figur 2: Relativ direkte indstråling på en skrånende flade i forhold til vandret på 56° N bredde ved jævn døg og sommertilhverv.

og af turbulensforholdene. Ehleringer (1989) angiver således, at en 5 cm forskel i sensorens højde kan føre til fejl lufttemperatur målingen på 2-5 °C i 5 cm højde, men kun 0.2-1.0 °C i 1 m højde.

Også forhold som jordtemperatur og jordfugtighed kan variere betydeligt. De vertikale gradienter forårsaget af overfladens energibalance spiller den væsentligste rolle nær jordoverfladen. Variation i jordfysiske parametre vil dog forårsage både vertikal og horisontal variation i disse parametre. Den rumlige variabilitet i de jordfysiske forhold kan også påvirke klimaet i afgrøden over jorden, f.eks. i afgrødens overfladetemperatur (Choudhury og Federer, 1984). Tilsvarende vil vanding påvirke såvel jordens som afgrødens mikroklima, typisk med lavere temperatur og højere fugtighed til følge, hvilket også har betydning for forekomst af plantesygdomme (Weiss et al., 1980).

Antallet af gentagelser n , som er nødvendige for at estimere gennemsnittet inden for en vis konfidensgrænse $\pm c$, er for en normalfordelt målefejl givet ved givet ved

$$n = (ts/c)^2 \quad (7)$$

hvor t er en t -værdi (typisk 1.96 for et 95% konfidensinterval), og s er spredningen på måleværdierne. Problemet er her, at spredningen normalt ikke er kendt. Hvis der ønskes et bestemt konfidensinterval, kan det derfor være nødvendigt at gennemføre en pilotundersøgelse for at bestemme spredningen.

Topografiske effekter

Topografien påvirker dels jordoverfladens energibalance og dels de lokale vindforhold. Den største effekt skyldes formentlig ændrede indstrålingsforhold (Oke, 1978). Indstrålingen på en skrånende overflade afhænger både af terrænets hældningsgrad og -retning. Effekten varierer endvidere i løbet af dag og år.

Dette er illustreret i figur 2, der viser den relative direkte indstråling på overflader med forskellig hældningsgrad og -retning under danske forhold. Variationerne er langt større ved jævndøgn end midt på sommeren. Det skal dog bemærkes, at figuren kun gælder for direkte indstråling. Hertil skal lægges den diffuse himmelstråling, der er mere eller mindre retningsuafhængig. Den diffuse indstråling på en vandret flade udgør om sommeren mellem 40 og 50 % af globalstrålingen (Hansen et al., 1981). Skrånende overflader vil dog kun "se" en del af himlen, hvilket reducerer den diffuse indstråling på overfladen. Til gengæld kan strålingen på sådanne overflader øges ved refleksion fra nærliggende arealer, specielt vandoverflader ved lave solhøjder.

De forskellige strålingsforhold på skrånende overflader vil føre til forskellige temperatur- og fugtighedsforhold. Observationer af jordtemperatur i 10 cm dybde på både sydlige og nordvendte skråninger i juli ved Leningrad med hældninger på omkring 20° viste således temperaturforskelle på op til 16 °C for bar jord og 7 °C for græsdekke jord (Seeman et al., 1979).

Vindforholdene omkring bakker og i slugter vil også påvirke lokal- og mikroklimaet. Det er dog svært at generalisere vindpåvirkningen i uensartet terræn. Generelt vil vinden bag et terrænelement være betydeligt mere turbulent end foran en sådan forhindring. Disse turbulensforhold har bl.a. betydning for deposition af luftbårne stoffer og partikler.

Også andre topografiske og arealudnyttelsesmæssige forhold spiller en rolle. Dette gælder bl.a. fordelingen mellem land- og vandområder. Disse overflader har forskellige termiske responstider på grund af forskelle i energibalance og øvrige egenskaber. Dette er den drivende kraft bag land- og søbris, der er cirkulationssystemer, der optræder langs kyst- og sølinier. Om dagen vil søbrisen ved jordoverfladen bringe kølig luft ind fra

vandområdet, mens landbrisen om natten vil bevæge sig i modsat retning. En søbrise kan strække sig adskillige km ind i landet. Virkningen vil dog være størst i umiddelbar nærhed af kysten. Sø- og landbriser har betydning for modifikation af lokalklimaet, og kan også påvirke transporten af luftbårne partikler.

Lægivere

Læbælter er et dominerende træk i det danske landskab og påvirker dels generelle klimaforhold over et større område (Jensen, 1954), og dels lokalt omkring lægiveren. McNaughton (1989) har givet en oversigt over de mikrometeorologiske effekter af læhegn og skovkanter.

Figur 3 viser strømningsforholdene omkring en uigennemtrængelig barriere. Det ses, at der både foran og bag lægiveren dannes recirkulerende strømninger. Den største recirkulation finder dog sted bag barrieren. Længere ude bag læet har vindprofilen igen samme form som før lægiveren. Strømnings skillelinien vil i gennemsnit under de fleste forhold nå jorden i en afstand af $x/h=8$, hvor x er den horisontale afstand, og h er lægiverens højde. Dette er dog meget variabelt i tid, og afhænger desuden både af overfladens ruhed og af vindens turbulente karakter. Tilsvarende forhold gør sig gældende bag skovkanter. Her vil den recirkulerende zone dog strække sig over en kortere afstand (McNaughton, 1989).

For porøse lægivere vil recirkuleringen bag lægiveren være mindre udtalt end skitseret i figur 3, og recirkuleringen forsvinder i praksis når porøsiteten overstiger ca. 30 %. Selv bag porøse lægivere vil der dog i en læzone ske en ændring i vindens turbulente karakter. Størrelsen af denne læzone svarer stort set til recirkuleringszonen bag en uigennemtrængelig barriere. Den gennemsnitlige vindhastighed vil være mindre, vindens fluktuationer vil være mindre, og de turbulente hvirvler vil være

mindre i læzonen. Dette betyder, at energien overføres fra større til mindre hvirvler ved passage gennem lægiveren. Dette fører alt i alt til en reduktion af de turbulente flukse i læzonen. Uden for læzonen vil de store vertikale hastighedsgradierter danne megen turbulens, som forøger den turbulente transport, også i forhold til læfrie forhold.

Disse forskelle i vertikal turbulent transport i forskellige afstande fra en lægiver fører til forskelle i mikroklimaet. Rosenberg et al. (1983) nævner følgende effekter af læ, som hovedsageligt gælder i læzonen:

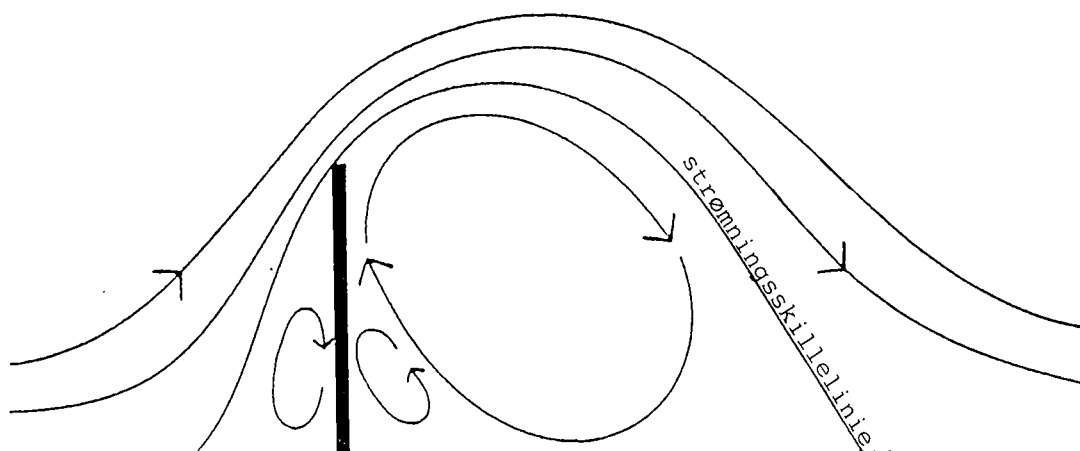
- Dagtemperaturen øges og nattemperaturen sænkes.
- Luftfugtigheden øges.
- Aktuel og potentiel fordampning sænkes.

Både solindstrålingen og nettostrålingen kan blive væsentligt reduceret i det område, som skygges af lægiveren. Denne effekt er dog ikke særlig stor i nord-syd vendte læhegn, hvor det kun er små arealer der skygges i løbet af døgnet. På døgnbasis kan denne effekt i praksis ignoreres, bl.a. som følge af lysrefleksion fra lægiveren. Effekten kan være noget større for øst-vest vendte læhegn, hvor området nord for hegnet vil modtage mindre stråling som følge af skygge, og området syd for vil modtage mere som følge af reflektion.

Læhegnenes markante klimamodificerende effekter medfører, at man ved klimamålinger må være meget opmærksom på afstand til lægiver og på læets højde og porøsitet.

Mikroklima i vårbyg

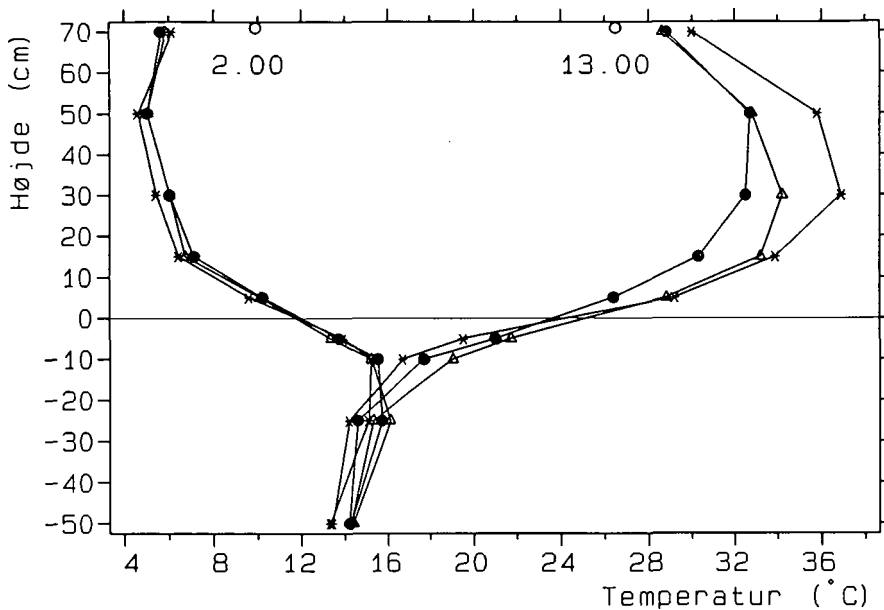
I det følgende skal kort gives eksempler på mikrometeorologiske målinger i en enkelt afgrøde, vårbyg. Biscoe et al. (1975) anvendte forskellige metoder til bestemmelse af fluksen af sensibel og latent varme samt CO_2 over og i en bygmark. Fluksene blev beregnet dels ved



Figur 3: Skematisk oversigt over vindens strømning omkring en tynd, uigennemtrængelig barriere placeret vinkelret på vindens strømningsretning. Efter McNaughton (1989).

Tabel 1: Middelværdi (x) og spredning (s) på differensen mellem to gentagelser af en temperaturmåling over 10 minutter i perioden 1-7. juli 1989 ved Foulum for forskellige højder og dybder samt forskellige tilstræbte plantetætheder i vårbyg. Data fra Friis (1991).

Højde over jorden (cm)	200 pl.m ⁻²		400 pl.m ⁻²		800 pl.m ⁻²	
	x	s	x	s	x	s
50	0.02	0.70	0.16	0.51	0.90	0.71
30	0.04	0.31	0.03	0.35	0.25	0.48
15	0.15	0.36	0.07	0.35	0.17	0.63
5	0.50	0.44	0.55	0.59	0.08	0.73
-5	0.01	1.05	0.38	0.69	0.09	0.44
-10	0.10	0.69	0.09	0.35	0.27	0.25
-25	0.81	0.25	0.29	0.28	0.06	0.06
-50	0.01	0.04	0.14	0.10	0.02	0.07
-100	0.16	0.05	0.00	0.05	0.19	0.04



Figur 4: Temperaturprofiler på to tidspunkter den 4. juli 1989 i klart vejr ved Foulum i vårbyg ved tre forskellige plantetætheder, tilstræbt 200 pl.m^{-2} (●), 400 pl.m^{-2} (△) og 800 pl.m^{-2} (*). Plante højden var ca. 70 cm. Lufttemperaturen i 2 m højde er markeret med (o). Data fra Friis (1991).

Tabel 2: Middelværdi (x) og spredning (s) på differensen mellem temperatur i to plantetætheder i vårbyg. Hver temperaturmåling er gennemført i to gentagelser, og er middel over 10 minutter. Data fra perioden 1-7. juli 1989 ved Foulum. Data fra Friis (1991).

Højde over jorden (cm)	$400\text{-}200 \text{ pl.m}^{-2}$		$800\text{-}200 \text{ pl.m}^{-2}$	
	x	s	x	s
50	0.46	0.63	1.02	1.11
30	0.80	1.09	1.02	1.37
15	0.66	1.06	0.67	1.15
5	0.63	0.99	0.55	0.88
-5	-0.09	0.77	-0.66	0.81
-10	0.35	0.54	-0.66	0.43
-25	0.66	0.29	-0.55	0.20
-50	0.16	0.08	-0.91	0.07
-100	0.12	0.03	-0.58	0.06

Bowen ratio metoden, dels ved en profilmethode. Der var generelt en god overensstemmelse mellem de to metoder, med undtagelse af situationer, hvor grænselaget var lille over en kort afgrøde. På dette grundlag anslog Biscoe et al. (1975), at usikkerheden på de enkelte målinger som følge af sensorens placering og den rumlige variation lå på ca. det dobbelte af usikkerheden ved kalibreringen.

Friis (1991) undersøgte mikroklimaet i vårbyg med forskellige plantetætheder, tilstræbt 200, 400 og 800 planter pr. m². Der blev målt profiler af temperatur og fugtighed i alle plantetætheder. Her vil kun blive omtalt variationen i temperatur i perioden 1-7. juli 1989, hvor afgrødehøjden var konstant ca. 70 cm. I hver plantebestand gennemførtes to temperaturmålinger i hver højde. Temperaturen blev målt hvert minut med Pt100-sensorer med en tidskonstant på ca. 60 s. Lufttemperatur sensorerne var monteret i strålingsskærme uden kunstig ventilation. Værdierne blev lagret som gennemsnit for 10 minutter.

Tabel 1 viser middelværdi og spredning af forskellen mellem to gentagelser af temperaturmålinger i forskellige plantetætheder og forskellige højder. Der synes ikke at være nogen systematiske forskelle i spredningen i lufttemperatur. Spredningen ligger her mellem 0.3-0.7 °C. I jorden er spredningen størst nær jordoverfladen i den tyndeste plantebestand. Det skyldes formentlig, at gradienterne her er størst, og den samme relative variation i gradienterne dermed får størst betydning her. Der synes i enkelte tilfælde at være en systematisk forskel mellem de to gentagelser af temperaturmålingen. Temperaturfølerne har dog været individuelt kalibrerede (Friis, 1991). Den systematiske forskel må derfor også tillægges variation i afgrøde- og jordstruktur.

I tabel 2 er temperaturmålingerne i de forskellige plantetætheder sammenlignet. De forskellige plantebestande giver både anledning til en systematisk temperaturforskelle og

større temperaturvariation, der hovedsageligt ytrer sig i en ændret døgnvariation, jf. figur 4. I afgrøden er den gennemsnitlige forskel og spredning på forskellen i lufttemperatur ved forskellige plantetætheder af samme størrelse, 0.5-1.1 °C. I de dybere jordlag er den systematiske forskel mellem de forskellige plantetætheder større end døgnvariationen i forskellen. Det skyldes, at tidskonstanten for temperaturændringer i denne dybde er betydeligt større end i luften og i jorden nær overfladen.

Forskellen mellem de forskellige plantetætheder er mindst om natten og størst om dagen i klart vejr, jf. figur 4. De største variationer og de største forskelle mellem plantetæthederne optræder i det lag, hvor den største del af indstrålingen opfanges. Det ses, at den horisontale variation i lufttemperatur om dagen ved en ekstrem variation i plantetæthed kan være næsten lige så stor som den vertikale variation.

Ved mikroklimatiske målinger er det derfor vigtigt at opnå og opretholde en homogen afgrøde. Megen færdsel i marken og voluminøst måleudstyr kan ødelægge afgrødens naturlige struktur, og føre til vildledende målinger. De spredninger, der er opgivet i tabel 1 kan benyttes til beregning af antal gentagelser efter ligning 7. Hvis der ønskes en konfidensgrænse på 0.2 °C skal der anvendes ca. 50 gentagelser på måling af lufttemperatur og jordtemperatur i de øverste 25 cm. I dybere jordlag er 1-5 gentagelser tilstrækkelige.

Rækkeafgrøder

Rækkeafgrøder og frugtplantager m.v. vil udvise en betydelig større horisontal variation i mikroklimaet end f.eks. vårbyg. Dette skyldes, at der i denne vegetationsstruktur er en systematisk fordeling af områder med bar jord, som modtager en betydelig del af indstrålingen. Man må derfor skelne mellem energibalancen over den vegetationsdækkede

og over den bare jord. Dette er dog ikke helt tilstrækkeligt, da der afhængig af solhøjden og rækkernes orientering vil være områder af den bare jord, som henligger i skygge, samt at planterækkerne også modtager stråling fra siden (Goudriaan, 1977). Endvidere er turbulensforholdene i afgrøden afvigende fra mere homogene afgrøder, som følge af de systematiske forskelle i effektiv højde og i energibalancen. I homogene afgrøder negligeres horisontale fluksene ofte. Denne antagelse gælder sjældent i rækkeafgrøder. Dette gør målinger i rækkeafgrøder mere komplicerede. Der skal ofte anvendes flere gentagelser og både horisontale og vertikale profiler til karakterisering af mikroklimaet.

Afslutning

Mikroklimaet varierer betydeligt i tid og rum. Den største variation findes normalt i det vertikale plan, og skyldes dels afgrødestrukturen og dels de vindbetingende transportprocesser, der transporterer energi til og fra overfladen. I det horisontale plan kan faktorer som topografi, læforhold, afgrødestruktur og jordfysisk variation give anledning til større eller mindre variation i klimaforholdene.

Middelværdier kan ofte være anvendelige til en generel karakterisering af miljøet. De er dog ikke nødvendigvis særligt relevante for mange biologiske processer. Dette skyldes, at mange af disse processer er ikke-lineære, f.eks. fotosyntesens lys- og temperaturrespons. Det samme problem opstår også, når måleværdier integreres eller summeres over en tidsperiode.

Andre metoder til datareduktion i forbindelse med karakterisering af miljøet bør derfor overvejes. En mulig metode er at bestemme den andel af tiden, som miljøvariablen falder inden for et givet interval, eller en serie af intervaller (Pearcy, 1989). Sådanne frekvensfordelinger for de meteorologiske variable kan

til en vis grad gøre det muligt at beskrive ikke-linearitet i den biologiske respons korrekt.

Referencer

- Biscoe, P.V., Clark, J.A., Gregson, K., McGowan, M., Monteith, J.L. & Scott, R.K. (1975). Barley and its environment. I. Theory and practice. *J. Appl. Ecol.* 12, 227-257.
- Carlson, T.N., Perry, E.M. & Schmutge, T.J. (1990). Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields. *Agric. and Forest Meteorol.* 52, 45-69.
- Choudhury, B.J. & Federer, C.A. (1984). Some sensitivity results for corn canopy temperature and its spatial variation induced by soil hydraulic conductivity. *Agric. and Forest Meteorol.* 31, 297-317.
- Clark, J.A. & Wigley, E. (1975). Heat and mass transfer from real and model leaves. I de Vries, D.A. & Afgan, N.H. (eds.): Heat and mass transfer in the biosphere. Part 1. Transfer processes in the plant environment. s. 413-422. Scripta.
- Ehleringer, J.R. (1989). Temperature and energy budgets. I Pearcy, R.W., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A. & Rundel, P.W. (eds.): Plant Physiological Ecology. Field methods and instrumentation. s. 117-135. Chapman and Hall.
- Friis, E. (1991). Personlig meddelelse.
- Goudriaan, J. (1977). Crop micrometeorology: a simulation study. Simulation Monographs. Pudoc. 249 s.
- Hansen, S., Jensen, S.E. & Aslyng, H.C. (1981). Jordbrugsmeteorologiske observationer, statistisk analyse og vurdering

- 1955-79. Hydroteknisk Laboratorium. Den Kgl. Veterinær- og Landbohøjskole. 414 s.
- Huber, L. & Itier, B. (1990). Leaf wetness duration in a field bean canopy. *Agric. and Forest Meteorol.* 51, 281-292.
- Jensen, M. (1954). Shelter effect. Investigations into the aerodynamics of shelter and its effects on climate and crop production. The Danish Technical Press, Copenhagen. 260 s.
- McNaughton, K.G. (1989). Micrometeorology of shelter belts and forest edges. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* 324, 351-368.
- Oke, T.R. (1978). *Boundary Layer Climates*. Methuen og Co Ltd. 372 s.
- Olesen, J.E. (1987). Mikrometeorologi. Ugeskrift for Jordbrug nr. 34, 1041-1046.
- Pearcy, R.W. (1989). Field data acquisition. I Percy, R.W., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A. & Rundel, P.W. (eds.): *Plant Physiological Ecology*. Field methods and instrumentation. s. 15-27. Chapman and Hall.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. & Verma, S.B. (1983). *Microclimate. The biological environment*. John Wiley & Sons. 495 s.
- Seeman, J., Chirkov, Y.I., Lomas, J. & Primault, B. (1979). *Agrometeorology*. Springer-Verlag. 324 s.
- Shannon, C.E. (1948). A mathematical theory of communication. *Bell System Technical Journal* 27, 379-423, 623-656.
- Shaw, R.H., Silversides, R.H. og Thurtell, G.W. (1974). Some observations of turbulence and turbulent transport within and above plant canopies. *Boundary-Layer Meteorol.* 5, 429-449.
- Thom, A.S. (1975). Momentum, mass and heat exchange of plant communities. I Monteith, J.L. (ed.): *Vegetation and the Atmosphere*. Vol. 1. s. 57-110. Academic Press.
- Weiss, A., Hipps, L.E., Blad, B.L. & Steadman, J.R. (1980). Comparison of within-canopy microclimate and white mold disease (*Sclerotinia sclerotiorum*) development in dry edible beans as influenced by canopy structure and irrigation. *Agric. Meteorol.* 22, 11-21.
- Wilson, J.D, Ward, D.P., Thurtell, G.W. & Kidd, G.E. (1982). Statistics of atmospheric turbulence within and above a corn canopy. *Boundary-Layer Meteorol.* 24, 495-519.
- Woodward, F.I. & Sheehy, J.E. (1983). *Principles and Measurements in Environmental Biology*. Butterworths. 263 s.

MÅLING AF VERTIKAL STOF- OG ENERGITRANSPORT

Niels Otto Jensen
Meteorologi og Vindenergiafdelingen
Forskningscenter Risø

Indledning

En kvantificering af den vertikale transport af stof mellem biosfæren og atmosfæren er af interesse, f.eks. i forbindelse med forureningsproblematikken og for problemerne med overgødskning af visse naturområder. Generelt er den af betydning for diskussionen af begrebet "kritiske belastningsgrænser" af forskellige økosystemer med forskellige stoffer. Studiet af de biologiske, kemiske og fysiske mekanismer, der styrer denne stoftransport, er genstand for livlig forskningsaktivitet, f.eks. under EUROTRAC¹-programmet BIATEX².

Tilførslen af de forskellige stoffer til et økosystem kan ske på to principielt forskellige måder, dels via nedbøren (våddeposition), dels som tørdeposition. For N- og S-forbindelser er de to tilførsler ca. af samme størrelse (NAPAP³) dog således at tørdepositionen får stigende betydning tæt på kilderne.

Ved analyse af regnvandsprøver kan våddepositionen fastlægges relativt nøjagtigt, hvorimod der til tørdeposition knytter sig ret store

usikkerheder. I det følgende gives en omtale af målemetoder til bestemmelse af tørdeposition. Fra et mikrometeorologisk synspunkt er det iøvrigt underordnet, hvilken vej fluksen går; det der siges i det følgende, er også gyldigt, hvis overfladen repræsenterer en kilde snarere end et dræn.

Alment om tørdeposition

Tørdepositionen er et mål for den afsætning af luftforureninger, der sker på jord, planter, vandoverflader, osv. Afsætning vil for gassers vedkommende typisk være betinget af, at de går i opløsning eller i kemisk forbindelse med disse overflader. For planters vedkommende spiller stomata og dermed fotosynteseaktiviteten en rolle. Partiklerne derimod vil typisk hæfte sig til overfladerne på grund af elektrostatiske kræfter eller anden adhæsion.

Større partikler vil "falde ned" eller sedimentere (større partikler er i denne forbindelse større end ca. $20\mu\text{m}$), og vil af samme grund kun spille en signifikant rolle tæt ved emissionen. Som følge heraf er disse uden egentlig interesse i tørdepositionssammenhæng.

Depositionen måles i massen af stof, der afsættes pr. tidsenhed på en arealenhed (f.eks. $\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$). Denne fluks kan udtrykkes som

¹European Experiment on Transport and Transformation of Environmentally Relevant Trace Constituents of Anthropogenic and Natural Origin. Et Eureka Projekt.

²Biosphere/Atmosphere Exchange of pollutants. Forskningsprogram under EUROTRAC.

³National (US) Acid Precipitation Assessment Programme.

$$F[\text{kg/m}^2/\text{s}] = C[\text{kg/m}^3] \cdot v_d[\text{m/s}]$$

hvor C er luftkoncentrationen af stoffet og v_d , der har dimension af hastighed, kaldes depositions-hastigheden. Det er normalt denne størrelse, parameteriseringen af depositionsprocesserne udtrykkes i. Man må imidlertid gøre sig klart, at v_d foruden at være afhængig af de turbulente transportforhold (atmosfærens stabilitet; vindhastigheden; overfladens aerodynamiske ruhed) også afhænger af højden, idet C , netop på grund af depositionen, vil være en funktion af højden, $C(z)$, medens F under homogene forhold vil være konstant. Faktisk er parameteriseringen lidt uheldig; det ville give mere mening, hvis C blev erstattet af $C(z) - C(0)$, som et udtryk for gradienten af C (analogi til diffusion, se senere).

Hermed synliggøres en yderligere komplikation, idet det er åbenlyst at v_d afhænger af overfladeforholdene gennem størrelsen af $C(0)$. For partikler er luftkoncentrationen ved overfladen princippielt nul, men for en gas vil den afhænge af opløseligheden i/eller reaktiviteten med overfladen. Depositionshastigheden afhænger også af overfladens fysiske karakter; selv overflader med samme aerodynamiske ruhed kan have forskellig "fibrøsitet" og dermed forskellig effektivt overfladeareal. Det er derfor vanskeligt at generalisere. For partiklers vedkommende er der også en stærk afhængighed af deres størrelse: Større partikler ($> 1\mu\text{m}$) vil blive fanget ved impaction på overfladens ruhedselementer; mindre partikler vil følge luftstrømningen og kan derfor kun deponere ved Brownsk diffusion.

Målemetoder

Depositionshastigheden er en størrelse, det er vanskeligt at måle. De forskellige metoder,

der findes, går alle ud på at finde et mål for fluksen, F , under betingelser, hvor luftkoncentrationen samtidig er målt. Vi skal omtale 3 hovedgrupper af metoder og nogle af de problemer der knytter sig til deres anvendelse.

Direkte metoder

Disse, der i princippet er de simpleste, bygger på, at man ved en overfladeanalyse bestemmer den mængde stof, som i et passende tidsrum har sat sig på et repræsentativt areal. Måler man løbende luftkoncentrationen i hele tidsrummet, kan man opnå en middelværdi for depositions-hastigheden i det betragtede tidsrum. Metoden egner sig bedst til vind-tunneleksperimente, hvor en overfladeanalyse er overkommelig, og hvor det er muligt at opretholde ensartede vind- og stabilitetsforhold. Desuden kan man i sådanne eksperimenter tillade sig at mærke stofferne radioaktivt, hvilket letter detektion. I det fri er metoden mere tvivlsom.

Hvis der er tale om f.eks. en flad græsmark, kan det da godt lade sig gøre at høste et repræsentativt areal og analysere for det stof, man er interesseret i. Men hvis stoffet ikke er en tracer, der er spredt til formålet, men derimod et naturligt forekommende stof, kan man ikke være sikker på, at hele planteindholdet stammer fra luften. En del kunne måske være optaget gennem rødderne. For at undgå dette problem har man forsøgt sig med at udlægge mos eller kunstigt "græs" på prøvefladen. Spørgsmålet er imidlertid om disse kunstige overflader imiterer den ægte så godt, at der kan siges noget generelt om depositionen til f.eks. en græsmark. Den samme tvivl hersker i endnu højere grad, hvis man som prøveflade bruger en petriskål eller lignende. I de tilfælde er man i hvert fald sikker på, at prøvefladen ingen som helst lighed har med den virkelige overflade. Desværre er brugen

af netop denne metode meget udbredt.

Hvis overfladen derimod består af større uensartede ruhedselementer, som f.eks. en skov, vil det være vanskeligt – for ikke at sige umuligt – at udvælge en eller flere prøveflader af håndterbar størrelse for en overfladeanalyse. Hvis man er interesseret i at finde den samlede deposition til f.eks. en skov, bliver man derfor nok nødt til at bruge andre metoder end de direkte. Man kan selvfølgelig altid udvælge et enkelt “typisk” blad, og få et svar på, hvad der er deponeret netop her.

Et generelt problem er dog, at metoderne kræver forholdsvis lange midlingstider (for at få opsamlet en rimelig stofmængde), ofte flere dage. Da de atmosfæriske stabilitetsforhold typisk ændrer sig meget over sådanne tidsrum, er det ikke helt klart, hvad den opnåede middeldepositionshastighed betyder. Et specielt problem i denne kategori er også planternes assimilationsrytme.

Fluks-metoder

Ved disse metoder forsøger man at bruge definitionen (1) direkte og måle den vertikale fluks af det stof, man er interesseret i, i en passende højde over overfladen (vi skal komme tilbage til, hvad passende betyder). Den mest direkte metode er eddy-korrelationsteknik: Man måler produktet af vertikalhastighed w' og “instantan” koncentration C' og får

$$F = \overline{w'C'}$$

hvor overstregningen betyder en middelværdi af dette produkt over et passende tidsrum. Problemet her er den hurtige C' -måler. Sådanne målere er typisk baseret på lysabsorption ved specielle bølgelængder; spredning af lys hvis der er tale om partikler (den er altså ikke stof-specifik); eller flammefotometri. Metoden er endnu ikke generelt udbredt. For specielle stoffer som ozon, CO_2 ,

vanddamp, og skalaren temperatur, anvendes metoden dog rutinemæssigt i mikrometeorologiske undersøgelser.

En speciel variant er den såkaldte eddy-akkumulations-metode, der ikke stiller krav om måling af C' . I stedet opsamles luftprøverne i to kamre eller på to forskellige filtre: På det ene når w' er positiv, og på det andet når w' er negativ. Differencen af stofmængde i de to prøver, som forefindes efter en passende sampletid, er da et udtryk for fluksen. Fordelen er, at man i ro og mag i laboratoriet kan analysere for en mængde forskellige stoffer i de to prøver. Ulempen er, at F som oftest er en lille difference mellem to store tal, således at selv små systematiske fejl, f.eks. i “ventilføringen”, er ødelæggende for resultatet.

Den mest brugte metode til fluksbestemmelse er vel nok gradientmetoden. Man udtrykker fluksen som produktet af en (turbulent) transportkoefficient, K , og middelgradienten af koncentrationen af det stof, man er interesseret i.

$$F = -K \frac{\partial C(z)}{\partial z}$$

Koefficienten K , der antages at være den samme som for andre skalarer i den pågældende situation, findes på standardmåde med målinger af vind-, fugtigheds- og temperaturprofiler, samt eventuelt ved en direkte bestemmelse af de tilhørende flukse (modified Bowen method).

Ved at bruge den samme C' -måler i forskellige højder, er det muligt at bestemme gradienten meget nøjagtigt. Hvis dette opnås ved, at luftprøverne transporteres i lange slanger o.l., er der dog et specielt problem med deposition på slangevæggen og kemiske reaktioner undervejs.

Vedrørende spørgsmålet om en passende højde, er der to hovedkrav: Den skal være lav nok og den skal være høj nok. Det første krav

kommer af, at turbulensforholdene og dermed F skal være i ligevægt med de lokale overflade-forhold. Når der sker et skift fra f.eks. vand til land, eller fra åbent land til skov, udvikler der sig et internt grænselag over den ny overflade (Sempreviva et al., 1990). En grov regel siger, at det har en højde på ca. $1/100$ af afstanden til skiftet. Under denne højde er forholdene i ligevægt. Ønsker man således at måle fluks i 5 meters højde, bør man sørge for, at overfladen er ensartet over mindst 500 meter i opstrømsretningen. På den anden side skal man også være sikker på at målingen foregår i en så stor højde over jordoverfladen, at man ikke bare måler på strømningen om det nærmeste ruhedselement. En passende højde er altså også en, der er væsentlig højere end de største ruhedselementer.

Man kan ligeledes anstille betragtninger over, hvor langt man bør være fra emissionsstedet. På en måde er det ønskeligt at være tæt på, da signalet (koncentrationsniveauet) er højt her. I korte afstande fra en kilde kan den lodrette materialefluks i målehøjden imidlertid være præget af et betydeligt diffusionsbidrag, og vil derfor ikke kunne bruges til en pålidelig bestemmelse af depositions-hastigheden.

Budget-metoder

Disse er indirekte metoder; man forsøger ved hjælp af luftkoncentrationsmålinger at holde regnskab med, hvor meget stof, der pr. tidsenhed forsvinder i et nærmere defineret kontrol-område. Sådanne metoder kræver, at man måler på stoffer, der ikke har lokale kilder i måleområdet, og man vil derfor i de fleste tilfælde udføre budget-forsøg med kunstige sporstoffer, som spredes på kontrolleret vis opstrøms for kontrolområdet. Ved et godt valg af tracere vil man så forhåbentlig kunne bruge de målte depositions-hastigheder til også at sige noget om depositionen af naturligt

forekommende stoffer.

En special afart af budget-metoden anvender en dobbelttracer: Dels et stof, der deponerer, dels et stof, der ikke gør det (f.eks. SF_6). Ved udelukkende at måle forholdet mellem koncentrationerne af de to stoffer fås en meget simpel "regnskabsmetode", idet koncentrationsændringer som følge af atmosfærisk diffusion automatisk tages i regning. Ved at montere de nødvendige instrumenter på en flyvemaskine, således at det er de samme instrumenter, der har mulighed for at måle i de forskellige kontrolpositioner, skulle den nødvendige nøjagtighed kunne opnås. Dette koncept er et alternativ i situationer, f.eks. i komplekst terræn, hvor de ovenfor nævnte metoder kommer til kort.

Et konkret projekt

En af målsætningerne for det nystartede Dansk Center for Atmosfæreforskning (DCAR) er at opbygge en eksperimentel ekspertise i måling af overfladeflukse af forskellige relevante stoffer. Relevansen kan ligge i, at stoffets deposition til et givet økosystem er en vigtig faktor for systemets kritiske belastningsgrænse. Det kan også være en naturlig emission af f.eks. N_2O , der er en markant "drivhusgas". Den type projekter, som vil blive fremmet, vil udnytte eddy-korrelations-teknikken.

Som det fremgår af ovenstående, er problemerne med måling af deposition næsten udelukkende centreret omkring de kemiske sensorer; den øvrige mikrometeorologi er særdeles veludviklet i sammenligning hermed. Med hensyn til passende kemiske sensorer, så er der i høj grad tale om teknologiske udviklingsprojekter.

Det første konkrete projekt, der vil blive taget op, er i forbindelse med Risøs Integre-rede Miljøforskningsprojekt (RIMI), hvor der

er oprettet en feltstation på en mark nær Risø, som måler baggrundsmeteorologi og -kemi. Der er hertil knyttet eksperimentelle kampagner, hvor der vil blive målt flukse af partikler i forskellige størrelseskategorier (spredning af lys fra en He-Ne laser – ved filteropsamling på en kaskadeimpaktor vil disse også blive analyseret for kemisk sammensætning), samt flukse af NO og NO₂ (chemiluminiscens med Luminol), O₃ (chemiluminiscens med Eosin-Y), CO₂ (infrarød absorption), samt vanddamp- (infrarød absorption), varme- og momentfluks (sonic-anemometer).

Det er meningen, at disse fluksmålinger skal fortolkes i sammenhæng med hvad der gror på marken. Det er herudover meningen at denne station skal fungere som samlingspunkt for andre undersøgelser, f.eks. plante- og jordbiologiske. Med hensyn til det sidste, vil der blive foretaget en denitrifikationsundersøgelse (emission af N₂O) ved hjælp af DOAS⁴ og LPFTIR⁵ i samarbejde med IVL, Göteborg.

På lidt længere sigt vil de målemetoder, der er udviklet her, blive taget i anvendelse ved bedømmelse af depositionen af næringsstoffer og luftforureninger til skovøkosystemer, dels i DCAR-regi, dels i samarbejde med Afd. for Forureningskilder og Luftforurening, DMU.

Referencer

- Sempreviva, A.M., Larsen, S.E., Mortensen, N.G. og Troen, I. (1990). Response of neutral boundary layers to change of roughness. *Boundary-Layer Meteorology* 50, 205-225.

⁴Differential Optical Absorption Spectroscopy.

⁵Long Path Fourier Transformed spectroscopy.

LYSMÅLINGER OVER OG I AFGRØDER

Bent Lorenzen
Botanisk Institut
Aarhus Universitet

Indledning

Indstråling fra solen er den ultimative energikilde for mange meteorologiske, biologiske og hydrologiske processer i biosfæren. Solstrålingen er ansvarlig for opvarmningen af biosfæren og skaber dermed grundlaget for dannelse af vinde og nedbør. Planter omsætter, via fotosyntesen, solenergien til kulhydrater og anden form for kemisk bunden energi, og planternes indbyrdes konkurrence om lys betyder, at lyset bliver en afgørende faktor for planternes vækstform og fordeling. I undersøgelser af økosystemernes vand- og energibalance, samt af planteproduktion, afgrødestruktur og fænologi, vil det derfor ofte være vigtigt at have kendskab til strålingsbalancen samt lysforholdene over og i vegetationen.

Lysmålinger foretages kun sjældent i forbindelse med forsøg. Den begrænsede anvendelse af lysmålinger kan delvis tilskrives, at sensorer tidligere var dyre og ofte krævede kalibrering imod avanceret lysudstyr. Ligeledes var dataopsamling i marken vanskelig. I dag er prisen på sensorer forholdsvis lille, og dataopsamlingen kan foregå med stor tidlig opløsning med moderne loggersystemer. Moderne sensorer er forholdsvis stabile og vejrbestandige. Ligeledes er kalibreringsudstyr blevet lettere tilgængeligt og forefindes efterhånden mange steder i landet.

Solindstrålingen på jordoverfladen består overvejende af kortbølget lys, som spektralt

opdeles i ultraviolett stråling i bølgeområdet 0.2-0.4 μm , synligt lys (0.4-0.7 μm) og i det infrarøde bølgeområde mellem 0.7-4 μm . Mellem 95-99 % af lysenergien falder i bølgeområdet 0.3-3.0 μm , heraf falder lidt over halvdelen af lysenergien inden for det synlige bølgeområde. Under normale forhold reflekteres omkring en tredjedel af solstrålingen direkte fra jordoverfladen eller plantedækket, mens resten absorberes og omsættes til termisk bunden energi eller via planterne til kemisk bunden energi. Den bundne termiske og kemiske energi kan igen afgives til atmosfæren i form af vanddamp eller som langbølget stråling, der udgør bølgeområdet mellem 3-100 μm . Langbølget stråling fra jorden opstår ikke som resultat af refleksion af stråling, men er overfladens emission af varmestråling.

Den daglige indstråling på en given lokalitet påvirkes dels af årstids- og døgnvariationer i solens placering på himmelen, dels af atmosfærens sammensætning og graden af skydække. Skydækket kan ofte skifte meget hurtigt, hvilket medfører ændringer i indstrålingen. Lysmålinger bør derfor foretages med stor tidlig opløsning (sekunder) og i hele lysperioden.

Inden for planteavl er det flere hovedområder, hvor måling af lysenergi er særlig vigtig. Lysmålinger anvendes i undersøgelser af strålings-, vand- og energibalancer for afgrøder. Hertil anvendes sensorer, som måler kort- og langbølget lysenergi, sammen med

temperatur og damptryksmålere. Ligeledes i undersøgelser af planteproduktion, biomasseudvikling, afgrødestruktur og fænologi samt til afgrødemonitoring. Hertil kan anvendes sensorer, der er følsomme for fotosynteseaktiv stråling og nærinfrarød stråling. I det følgende gives en kort oversigt over de vigtigste sensortyper og måleprincipper til spektralmålinger, der kan anvendes inden for planteavl.

Strålingsbalance

I planteavl er den vigtigste spektrale parameter, den mængde stråling en afgrøde absorberer og som dermed er tilrådighed for energikrævende processer i afgrøden. Den absorberede energimængde kaldes også nettostrålingen R_n og kan udtrykkes som summen af differencen mellem kortbølget ind- og udstråling og differencen mellem langbølget ind- og udstråling (Aslyng, 1976):

$$R_n = (S_i - S_u) + (L_i - L_u)$$

$$= S_n + L_n \quad (1)$$

$$S_n = (S_i - S_u) \quad (2)$$

$$L_n = (L_i - L_u) \quad (3)$$

hvor S_i er den kortbølgede indstråling også kaldet globalstråling, S_u er den kortbølgede udstråling også kaldet refleksion, L_i er den langbølgede indstråling og L_u er den langbølgede udstråling. S_n og L_n er nettostrålingen af henholdsvis kort- og langbølget stråling. Stråling mod jorden regnes som positiv, mens stråling væk fra jorden regnes som negativ.

Kortbølget indstråling og udstråling

Nettostrålingen kan måles direkte med et netradiometer. Et netradiometer består af en

terningsformet kobber-konstantan termosøjle, hvor de modstående sider, der peger henholdsvis opad og nedad, er sværtet sorte og dermed kan absorbere energi. Sensoren er beskyttet af plast kupler, der transmitterer både kort- og langbølget stråling. Temperaturforskellen mellem de to sider vil være proportional med nettostrålingen, og dermed proportional mod den energimængde, der er blevet optaget i vegetationen og jorden. Plastkupperne omkring sensoren holdes udspændt af tør luft, der hele tiden skal tilføres sensorhovedet, og desuden kan de være forsynet med varmetråde for at forhindre dannelsen af is og dug på ydersiderne. Den lidt komplekse konstruktion af sensoren begrænser udbredelsen af netradiometre. Desuden kan data være vanskelige at tolke på grund af deres sammensatte karakter.

Globalstrålingen S_i er sammensat af den direkte stråling fra solen samt den diffuse stråling fra hele himmelen. Den diffuse stråling opstår som følge af spredning af lyset ved passage gennem atmosfæren.

Globalstrålingen måles med pyranometer-sensorer, hvor den optimale type er et såkaldt solarimeter. Solarimeteret består af en sort termosøjle omgivet af en 2 glaskupler, der afgrænser den spektrale sammensætning af lyset til bølgeområdet $0.3-2.5 \mu m$. Temperaturforskellen mellem den absorberende sorte termosøjle og lufttemperaturen er et direkte mål for energien af det indkomne lys. Globalstråling måles i energienheden $Jm^{-2}s^{-1}$, men ses også opgivet i Wm^{-2} .

Et solarimeter påvirkes ikke af den spektrale sammensætning af indstrålingen og er dermed bølgelængde neutralt. Et solarimeter kan derfor også bruges til måling af kortbølget refleksion S_u fra en afgrøde ved i stedet at montere solarimeteret pegende mod jorden. Sensoren bør placeres lige over afgrøden, idet synsfeltet for sensoren er stort. Refleksion af kortbølget lys er direkte afhængig af global-

strålingen, målinger af kortbølget lys påvirkes derfor af ændringer i indstrålingen og opgives derfor altid i forhold til globalstråling. Ratioen mellem refleksionen af kortbølget lys S_u og globalstråling S_i kaldes albedoen (ρ) (ligning 4) og er et mål for en overflades reflektions-eвне.

$$\rho = \frac{S_u}{S_i}; \quad (4)$$

Den diffuse indstråling måles ligeledes med et solarimeter. Sensorhovedet skygges mod direkte stråling ved hjælp af en metalkrans eller lignende, der monteres over sensoren. Data fra sensoren skal korrigeres for den diffuse stråling fra den del af hemisfæren, som kranen skygger for. Den direkte stråling er givet som forskellen mellem globalstrålingen og diffus stråling.

Der findes yderligere en sensortype til måling af global og diffus stråling. Denne sensortype består af en silicium solcelle, der er følsom for stråling i bølgeområdet 0.4-1.2 μm . Solcellen er monteret på en sådan måde, at den kan måle indstrålingen fra hele hemisfæren (cosinus korrigeret). Sensorens følsomhedsområde dækker ikke hele det kortbølgede spektrum (0.3-2.5 μm), men fejlen, der introduceres i målingen, vil normalt være under 5 %.

Solcellens følsomhed for lys kan enten være bølgelængde afhængig eller bølgelængde neutral. Hvis pyranometerets solcelle er bølgelængde afhængig, er følsomheden tilpasset sollysets spektrale fordeling og kan kun anvendes til måling af global og diffus stråling. Sensortypen kan derfor ikke bruges til måling af kortbølget reflektion fra jord eller afgrøde. Er pyranometersolcellens følsomhed uafhængig af bølgelængden kan sensoren i nogle tilfælde anvendes til reflektionsmålinger. Sensoren kan give et rimeligt mål for kortbølget reflektion fra bar jord, men kan kun med større korrektion anvendes til måling af

kortbølget reflektion fra et plantedække. Et plantedække absorberer lys i det synlige bølgeområde (0.4-0.7 μm), mens refleksionen af det nærinfrarøde bølgeområde (0.7-1.5 μm) vil være proportional med biomassen. Med stigende biomasse i plantedækket vil en større og større del af den kortbølgede reflektion ligge uden for sensorens følsomhedsområde og dermed ikke blive registreret.

Kalibrering af pyranometre foregår normalt ved, at sensor indsendes til fabrikannten. I handelen findes desuden lettilgængeligt kalibreringsudstyr til de fleste sensortyper, men mange institutioner i Danmark har kalibreringsudstyr. Pyranometersensorer kan kalibreres mod hinanden under udendørs og skyfrie forhold. Kalibrering bør foretages årligt.

Langbølget indstråling og udstråling

Måling af langbølget stråling foretages sjældent. På grundlag af målinger af nettostråling R_n og netto kortbølget stråling S_n kan netto langbølget stråling beregnes:

$$L_n = R_n - S_n \quad (5)$$

Langbølget indstråling L_i påvirkes blandt andet af atmosfærens temperatur, skydækkets størrelse samt atmosfærens indhold af gasser, herunder specielt kuldioxid og vand-damp.

Langbølget emission fra en vegetation kan beregnes på grundlag målinger med et modificeret netradiometer og målinger af global stråling og reflekteret stråling. Disse metoder er nærmere beskrevet af Hansen et al. (1981). Langbølget stråling fra vegetationen bestemmes af overflade-temperaturen. Overflade-temperaturen kan måles ved hjælp af IR-termografi. Udstyret er bygget op omkring en termisk infrarød sensor, der er følsom for

stråling i bølgeområdet 8-14 μm . I dette bølgeområde absorberes den langbølgede stråling eller emissionen fra jorden ikke af gasserne i atmosfæren. Ved hjælp af elektronikken i forbindelse med sensoren omregnes sensorsignalet til temperaturen af den overflade, sensor er rettet imod. Overflade-temperaturen af et plantedække kan variere meget under danske forhold, og påvirkes især af vindhastigheden, damptryksunderskud i atmosfæren, jordvand, men også af variation i globalstråling. Selv om IR-termografi kan anvendes til måling af overflade-temperatur af en afgrøde og dermed give mulighed for et estimat for emissionen, kan resultaterne være vanskelige at tolke.

Planteproduktion, fotosynteseaktiv stråling

Planter udnytter kun lys i det synlige bølgeområde 0.4-0.7 μm , der er derfor blevet udviklet sensorer, som er følsomme for lys i dette bølgeområde. Sensorerne kaldes under et for quantum eller *PAR* (Photosynthetic Active Radiation) sensorer, idet signalet fra sensorerne er proportionalt med antallet af lys kvanter/fotoner i bølgeområdet 0.4-0.7 μm , også kaldet foton fluks tætheden. Foton fluks tætheden måles i μmol fotoner $\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$, i modsætning til pyranometre, hvor signalet er proportionalt med energien målt i Jm^{-2} . *PAR* sensorer består af en fotodiode, som ved hjælp af filtre beskyttes for stråling uden for *PAR* bølgeområdet. En ligevægt for *PAR* indstrålingen (PAR_i) kan se ud som følger:

$$PAR_i = PAR_u + PAR_t + PAR_a, \quad (6)$$

hvor PAR_u er reflekteret lys, PAR_t er transmitteret lys og PAR_a er den absorberede lysmængde.

PAR målinger

Måling af fotosynteseaktiv stråling er meget følsom for ændringer i indstrålingen. Reflekteret, transmitteret og absorberet lys udtrykkes derfor altid i forhold til *PAR* indstrålingen. De tre forhold kaldes henholdsvis reflektans, transmittans og absorptans. *PAR* indstrålingen måles med sensor placeret over afgrøden og bør måles med stor tidslig opløsning. *PAR* sensorer er cosinus korrigeret og måler derfor stråling fra hele hemisfæren, ligesom de er bølgelængde neutrale.

Til refleksionsmålinger bør en *PAR* sensor forsynes med en collimator, som afgrænser synsfeltet til 30° eller derunder. Dette gøres ved at placere et rør (collimator) af tilpas længde i forlængelse af sensoren. Røret skal være sværtet sort på indersiden. Alt efter afstanden fra sensor til afgrøden vil synsfeltet afgrænse et areal, hvorfra reflekteret stråling kan nå sensor. Jensen (1980) har beskrevet anvendelsen af sensorer med kollimatorer. Rimelige refleksions-estimer af *PAR* stråling kan eventuelt foretages med en *PAR* sensor uden kollimator, blot bør sensoren placeres tæt ved afgrøden, således at der tages højde for, at sensoren har en meget stor synsvinkel. Ved refleksionsmålinger vil en del af strålingen være resultatet af refleksion fra jorden eller baggrunden. Ønskes et mål for refleksion fra selve afgrøden skal målingerne korrigeres for jordens refleksionsbidrag til plantedækkets refleksion. En lys tør jord reflekterer forholdsvis meget lys, mens en mørk fugtig jord har en lav *PAR* refleksion.

Til måling af transmitteret *PAR* stråling i en afgrøde, herunder til måling af lyset i forskellige dybde af plantedækket er der udviklet en speciel type *PAR* sensor. Sensortypen kaldes "line quantum sensor" og består af en meter lang stang med en lysfølsom side. Sensoren er cosinus korrigeret, således at signalet er proportionalt med foton fluks tætheden.

den. Sensoren kan anbringes i forskellig dybde i afgrøden til måling af lyssvækkelsen ned gennem afgrøden, men kan også anvendes til måling af refleksion fra baggrunden eller fra nedre dele af plantedækket. Line quantum sensorer er forholdsvis dyre og udbredelsen er ret beskeden. Absorberet *PAR* kan beregnes ud fra ligning 6. For en afgrøde vil normalt gælde, at reflektansen af *PAR* vil være proportional med transmittansen. Ligeledes vil reflektansen og transmittansen være omvendt proportional med absorbansen. I tidseriemålinger gennem en vækstsæson vil ændringer i reflektans og transmittans fra en afgrøde være korreleret til absorbansen og dermed også til ændringer i grøn biomasse. En sådan biomasse eller absorbans model forudsætter dog, at refleksionen fra baggrunden er konstant gennem vækstsæsonen.

Afgrødemonitoring

Grønt plantemateriale absorberer det synlige lys, mens nærinfrarødt lys i bølgeområdet 0.7 til 1.4 μm reflekteres eller transmitteres. Et enkelt blad vil således kun reflektere ca. 5-10 % af rødt lys i bølgeområdet 0.6-0.7 μm , men ca. 50 % af det nærinfrarøde bølgeområde. I en afgrøde vil reflektansen af rødt lys derfor være omvendt proportionalt med biomasse udviklingen, mens reflektansen af nærinfrarødt lys vil være ligefrem proportionalt med biomasseudviklingen. Dette forhold udnyttes i forskellige telemålingsmetoder, som er udviklet i de senere år. Telemålingsmetoder kan anvendes til monitoring af biomasseudvikling, bladarealudvikling, samt afgrødens fænologiske udvikling.

Der er udviklet instrumenter, der baseres på to fotodioder forsynet med kollimatorer, og hvor følsomheden via filtre er begrænset til henholdsvis et rødt og et nærinfrarødt bånd. Sensorerne placeres over afgrøden, enten fast-

monteret eller bæres rundt i marken. Instrumentet beregner forholdet mellem den røde og det nærinfrarøde kanal. Forholdet kalibreres let til den grønne biomasse eller bladareal. Forholdet mellem de to kanaler er mindre følsomt for ændringer i refleksion fra baggrund eller variation i indstråling end målinger af *PAR* reflektans.

Måling af lysets spektral sammensætning

På markedet findes i dag transportable spektrometre, som kan måle den spektrale sammensætning af kortbølget stråling. Spektrometre kan anvendes både til måling af indstråling og til refleksion og transmission, således at lyskvaliteten kan måles i forskellig dybde i plantedækket. Spektrometrene, der bygger på almindeligt kendt monokromatorteknik og fiberoptik, kan inden for ca. 30-60 sekunder skanne over flere bølgelængder i spekteret og give et mål for energien eller foton fluks tætheden ved hver bølgelængde. Den spektrale refleksion og transmission fra en afgrøde kan give information om lyskvaliteten i afgrøden og om planternes bladpigmenter, og dermed give et mål for planternes farve.

Målinger med spektrometre er meget følsomme for ændringer i indstrålingen i skan-perioden, og skal derfor anvendes under skyfrie forhold, eller med kunstigt lys som energikilde. Anvendelsen af spektrometre begrænses også af prisen, der i dag ligger omkring 300.000 kr. Ny teknik med diodearrays og bedre fiberoptik vil muliggøre udviklingen af billige dobbeltstrålespektrometre, som kan skanne hele det kortbølgede spektrum inden for millisekunder.

På markedet findes også udstyr, som kan måle lyset ved mellem 8-12 forskellige bøl-

gelængder, men som er baseret på filtre og almindelige fotodioder. Denne form for udstyr kan give et mål for spektral sammensætningen af f.eks. refleksionen fra en afgrøde, men ikke med samme spektrale opløsning som spektorradiometre.

Svendsen, H., Jensen, S.E., Jensen, H.E. & Mogensen, V.O. (1989). Telemåling i jordbruget. Forskningsrapport nr. 1215. Institut for Kulturteknik og Planteernæring, Den kgl. Veterinær- og Landbohøjskole. København.

Litteratur

Aslyng, H.C. (1976). Klima, jord og planter. DSR Forlag. København.

Hansen, S., Jensen, S.E. & Aslyng, H.C. (1981). Jordbrugsmeteorologiske observationer statistisk analyse og vurdering 1955-1979. Rapport fra Hydroteknisk laboratorium, Den kgl. Veterinær- og Landbohøjskole. København.

Jensen, A. (1980). Seasonal changes in near infrared reflectance ratio and standing crop biomass in a salt marsh community dominated by *Halimione portulacoides* (L.) Allen. *New Phytologist* 86, 57-67.

Licor (1982). Radiation measurements and instrumentation. Publ. no. 8208-LM, Lincoln, Nebraska, USA.

Lorenzen, B. (1988). Planter og telemåling. *Ugeskrift for Jordbrug* 29, 677-681.

Lorenzen, B. & Jensen, A. (1988). Reflectance of blue, green, red and near infrared radiation from wetland vegetation used in a model discriminating live and dead above ground biomass. *New Phytologist* 108, 345-355.

Lorenzen, B. & Jensen, A. (1991). Spectral properties of a barley canopy in relation to the spectral properties of single leaves and the soil. *Remote Sensing of Environment*. I trykken.

MÅLING AF JORDENS VANDINDHOLD

Anton Thomsen og Mathias Andersen
Landbrugscentret
Statens Planteavlsforsøg

Indledning

I relation til planteproduktion er dyrkningsjordens vandindhold en helt afgørende størrelse, og direkte og indirekte metoder til bestemmelse af vandindhold anvendes af alle, der beskæftiger sig med planteavlsforskning eller erhvervsmæssig planteproduktion.

Til de indirekte metoder hører naturligvis de metoder, der praktiseres af alle planteavlere baseret på erfaring og skøn uden anvendelse af måleinstrumenter. I det følgende introduceres de vigtigste af de objektive målemetoder, der anvendes indenfor planteavlsforsøg og i begrænset omfang af praksis.

Følgende målemetoder er omtalt:

- Gravimetrisk bestemmelse
- Neutronmoderation
- Time domain reflectometry (TDR)
- Måling med tensiometer

Baggrund

Vandindholdet i jordprøver angives på masse- eller volumenbasis. På massebasis bestemmes vandindholdet som forholdet mellem vægttabet ved tørring og jordens tørvægt. Volumetrisk vandindhold bestemmes som forholdet mellem vægttabet ved tørring (omsat til rumfang fordampet vand) og rumfanget af

den udtagne jordprøve. Begge metoder er altså baseret på tørring af en jordprøve, og der er derfor behov for en definition af, hvornår en jordprøve er tør. Traditionelt betragtes en jordprøve for at være tør, når der ikke længere sker vægttab i et varmeskab ved ca. 105 °C. Typisk forudsættes det, at tør tilstand er nået efter 1/2 til 1 døgn i tørreskab med tvangskonvektion.

Måleinstrumenter til bestemmelse af jordfugtighed kalibreres typisk mod vandindhold bestemt ved tørring i tørreskab.

Målemetoder

De i indledningen nævnte målemetoder er gennemgået i det følgende. Diskussionen omfatter en introduktion til målemetoden, kalibrering hvor dette er relevant og en sammenligning med de øvrige metoder. Endeligt er ca. prisen angivet for de større instrumenttyper.

Hovedvægten i fremstillingen er lagt på de praktiske aspekter af målingernes gennemførelse. Så vidt muligt er målemetoderne diskuteret på baggrund af måleserier fra Forskningscenter Foulum (Afd. for Jordbrugsmeteorologi) eller Jyndevad Forsøgsstation (Afd. for Kulturteknik).

Gravimetrisk bestemmelse

Til bestemmelse af volumetrisk vandindhold ved tørring i tørreskab anvendes følgende udstyr:

- Værktøj til udtagning af jordprøver med kendt volumen (typisk 100-500 cm^3).
- Vægt til vejning af jordprøve før og efter tørring. (En vægt, der kan veje op til 1 kg med en nøjagtighed på 0.1 g, vil være velegnet til formålet).
- Tørreskab med tvangskonvektion til tørring ved en temperatur på ca. 105 °C. (Tørretiden vil afhænge af jordtype, temperatur, jordmængde, tørreskabets kapacitet etc. (se figur 1)).

Tørretiden for overjord udtaget på Foulumgård (JB4) og alm. strøsand (bakkesand) er vist i figur 1. Af figuren fremgår, at en tørretid på ca. 2 timer er tilstrækkelig for Foulum jordtypen.

Tabel 1 viser beregning af jordfugtighed på volumenbasis og densitet for Foulum jorden.

Ved beregning af volumetrisk vandindhold antages det, at vands vægtfylde er 1 g/cm^3 .

Ud fra tallene kan vandindholdet på vægtbasis beregnes til at være 26.3 %. Hvis densiteten er kendt, kan der omregnes mellem vandindhold på vægt- og volumenbasis.

I det følgende vil jordfugtighed alene blive angivet som volumen procent, da denne enhed er den hyppigst anvendte, bl.a. fordi den nemt omregnes til vandindhold angivet som dybde (mm) indenfor et dybdeinterval (f.eks. en afgrødes roddybde) uden kendskab til jordens densitet, som ofte varierer betydeligt med dybden.

Neutronmoderation

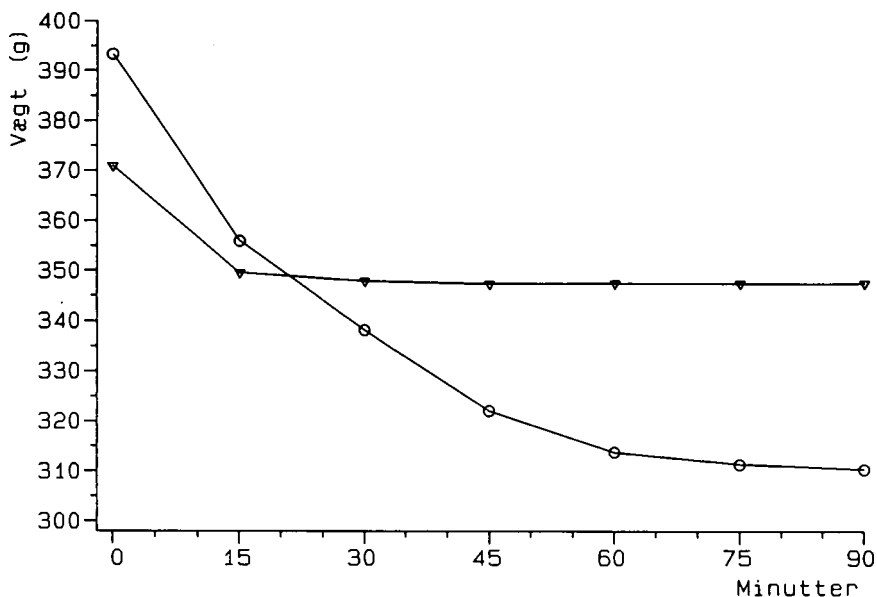
Neutronmoderationsudstyr består af en sonde indeholdende en neutronkilde og en detektor forbundet til en tælleenhed. Der måles

i et aluminiumsrør af samme diameter som sonden. Den overjordiske del af udstyret indeholder en dybdemåler samt et beskyttelsesskjold, hvor sonden er fastlåst, når den ikke bruges.

Til måling med neutronmetoden anvendes følgende udstyr:

- Jordbor (udvendig diameter ca. 42.5 mm) til dannelse af huller til placering af målerør.
- Aluminiumsrør (udvendig diameter = 45 mm) af passende længde. Mindre jordbor (udvendig diameter = 38 mm) til fjernelse af materiale inden i det isatte målerør.
- Neutronudstyr bestående af sonde med beskyttelseskappe og tælleenhed.
- Evt. gangbro så målingerne kan foretages uden at beskadige afgrøde eller påvirke jordstrukturen.

Neutronkilden (americium-241-beryllium) udsender hurtige neutroner, der dels reflekteres af jordens tungere grundstoffer (Si, O, Al etc.) dels bremses og bliver til langsomme neutroner ved kollision med H-atomer. Nogle af de langsomme neutroner returnerer til detektoren. Relationen mellem jordens vandindhold og detektorens tællehastighed målt i cpm (counts per minute) er næsten lineær, idet indholdet af H-atomer er bestemt fortrinsvis af vandindholdet. Ølgaard (1965) og Ølgaard og Haahr (1967) har vist, at relationen mellem tælleletal og vandindhold kan udledes teoretisk ud fra viden om jordens grundstofsammensætning og volumenvægt. Visse grundstoffer (bl.a. B og Cl) absorberer langsomme neutroner, medens øget volumenvægt giver øget tælleletal, fordi en tæt jord holder de hurtige neutroner indenfor et mindre volumen. Det er dog især jordens vandindhold, der bestemmer radius af det volumen, der



Figur 1: Udtørningsforløb for bakkesand (▽) og overjord udtaget på Foulumgård, JB4 (○). Kurverne viser middeltal for 5 prøver (250 cm^3) af hver jordtype.

Tabel 1: Beregning af jordfugtighed på volumenbasis og densitet for Foulum jorden.

Volumen	=	250.0 cm^3
Vådvægt	=	393.3 g
Tørvægt	=	311.3 g
Vægttab	=	82.0 g
Vandindhold	=	$(\text{vol. fordamp. vand/volumen}) \times 100\%$
	=	$(82\text{ cm}^3/250.0\text{ cm}^3) \times 100\%$
	=	32.8 %
Densitet	=	tørvægt/volumen
	=	$311.3\text{ g}/250.0\text{ cm}^3$
	=	1.24 g/cm^3

måles i. Ølgaard (1965) beregner således, at radius i det effektive målevolumen (R_I) er $R_I = 100/(1.4 + 0.1V_w)$ (cm), hvor V_w er jordens vandindhold (Vol. %); dvs. R_I er ca. 30 cm ved et vandindhold på 20 Vol. %.

Det store målevolumen gør, at målingen er mindre følsom end punktmålinger for mikrovariationer i jordens vandindhold. Ulempen er til gengæld en dårlig dybdeopløsning. Dette er problematisk ved målinger nær overfladen ved overgangen fra jord til luft. Vandindholdet måles typisk i 20 cm tykke lag, hvorefter der f.eks. summeres over lagene i rodzonen. Kristensen (1973) angiver for måling i et 20 cm tykt jordlag, at 15-35 % af de langsomme neutroner returneres fra jord udenfor laget. Gradienter bevirker, at jordens vandindhold systematisk undervurderes ved integration over flere lag (Hauser, 1984; van Vuuren, 1984).

Disse problemer kan delvis overkommes ved en markkalibrering. En sådan blev i 1987 foretaget ved Afd. for Kulturteknik i sammenhæng med de gravimetriske vandindholdsbestemmelser vist i figur 2, idet der samtidig mælt med neutronmoderationsudstyr (Nucleonics Aps, Ballerup, DK) i dybderne 10, 20, 40 og 60 cm. Resultatet af denne kalibrering er vist i figur 3 for de forskellige lag. Endvidere er der i figuren indlagt fabrikantens standardkurve gældende for en "normal dansk jord" med volumenvægten 1.4 g/cm^3 , svarende til volumenvægten bestemt under kalibreringen i retentionsprøver (100 cm^3 ringe).

Figur 3 viser, at der i alle lag registreres et større antal langsomme neutroner end forventet ud fra standardkurven. Dette kan hænges sammen med jordens kemiske sammensætning, idet sandjord indeholder mindre af de neutronabsorberende grundstoffer end "normal jord". Kalibreringskurvernes krumning er formentlig bestemt af de gradienter i vandindhold, der fandtes under kalibreringen (fi-

gur 2). Da der ofte vil eksistere andre gradienter ved senere feltmålinger, bl.a. afhængig af nedbør og variation i jordens horisonter, kan dette introducere målefejl, hvis størrelse er meget svær at bedømme.

Ved måling med neutronudstyr på Forskningscenter Foulum anvendes fabrikantens standardkalibrering baseret på kendskab til volumenvægt:

$$\text{vol. \%} = (\text{cpm} - \beta_1)/\beta_2$$

hvor β_1 og β_2 er funktioner af jordtætheden og cpm er antallet af tællinger.

(På Foulumgård varierer volumenvægten typisk fra ca. 1.3-1.4 i pløjelaget til 1.7-1.8 i 1 m dybde).

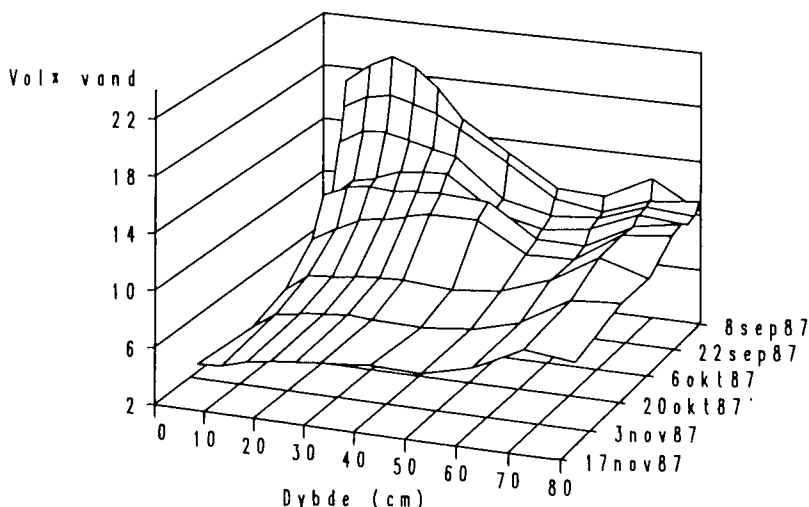
Figur 4 viser udviklingen i vandindhold for månederne maj til juli 1989, målt med neutronmetoden i en hvedeparcel på Foulumgård. Parcellen blev vandet med ca. 30 mm 5 gange i løbet af perioden.

I det følgende afsnit er neutronmetoden sammenlignet (målenøjagtighed, fordele og ulemper) med TDR målemetoden.

Time domain reflectometry (TDR)

TDR er en relativt ny teknik til måling af jordfugtighed. Metoden er baseret på måling af udbredelseshastigheden af en elektrisk puls langs en måleprobe placeret i jorden. TDR prober består typisk af to parallelle stålstænger placeret med en afstand på ca. 5 cm (Topp et al., 1980). Det TDR instrument der anvendes ved Afd. for Jordbrugsmeteorologi er produceret af Tektronix Inc. (model 1502B kabel tester) og er primært udviklet til at måle på kabler bl.a. i forbindelse med fejlfinding.

Vandindholdet beregnes fra jordens dielektricitetskonstant, K , ved hjælp af følgende kalibreringsfunktion givet af Topp et al. (1980):



Figur 2: Udtørningsforløb for jordprofil på Jyndevad (JB1). Afgrøden er vinterbyg afskærmet fra regn. Vandindholdet er bestemt gravimetrisk for 11 dybder (12 gentagelser) 9 gange i perioden fra 8. september til 17. november 1987.

$$\text{vol.}\% = -0.053 + 0.029K - 5.5 \times 10^{-4}K^2 + 4.3 \times 10^{-6}K^3$$

Jordens dielektricitetskonstant, K , bestemmes ved hjælp af den TDR bestemte puls hastighed, v :

$$K = (c/v)^2$$

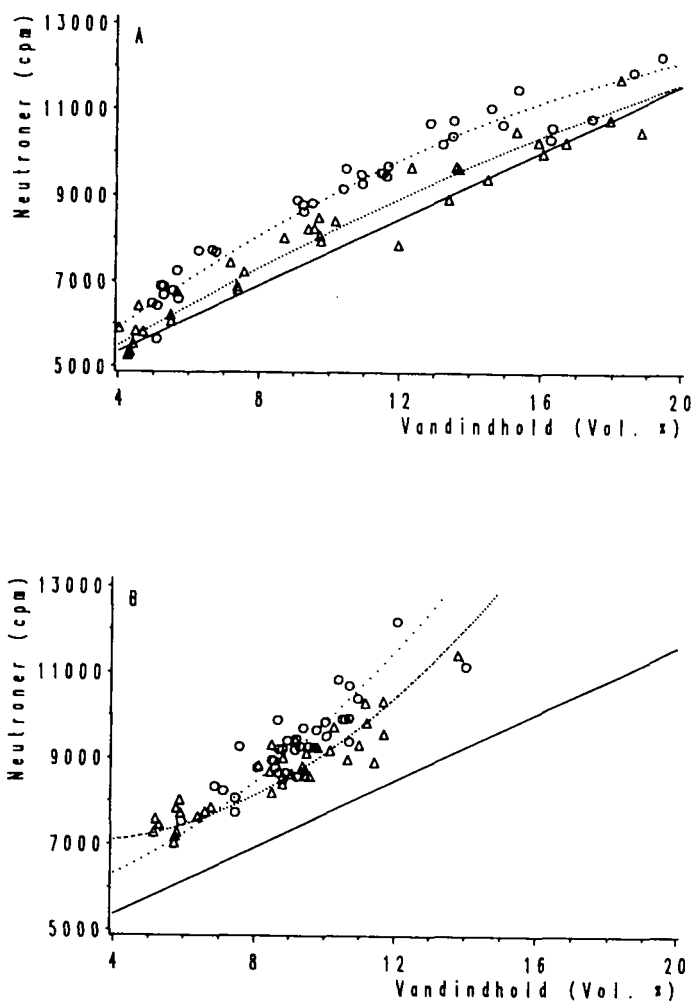
hvor c er lysets hastighed i vacuum.

Kalibreringsfunktionen bestemt af Topp et al. (1980) angives at være gyldig for en række jordtyper uafhængig af deres vandindhold, temperatur etc. Gyldigheden af den globale TDR kalibrering for danske forhold undersøges i et igangværende projekt ved Statens Planteavlsvforsøg. Figur 5 viser resultatet af indledende målinger foretaget på henholdsvis Foulumgård (JB4) og Jyndevad Forsøgsstation (JB1). Det ses, at Topp kalibreringen giver en god beskrivelse af det begrænsede datamateriale.

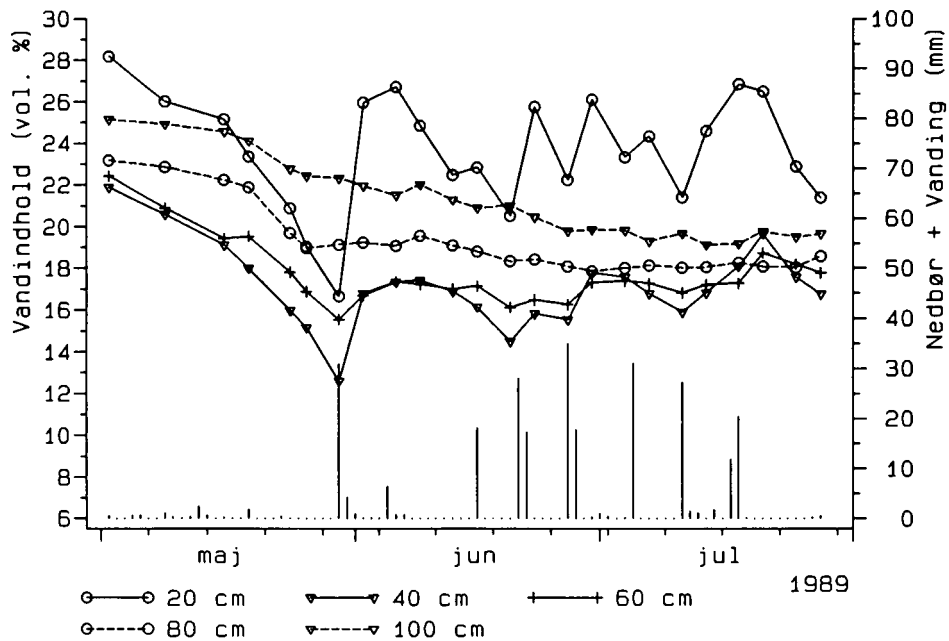
Ved måling med TDR udstyr anvendes ud over TDR instrumentet følgende:

- Prober bestående af 2 stk. 6 mm stål-stænger med længder mellem 5 cm og 100 cm.
- Plastik afstandsstykker der anvendes til at styre stængerne under neddrivningen.
- Hvor jorden er hård, kan der evt. forbores med svær slagboremaskine og let tilspidset 4 mm stålstang.
- Målekabel bestående af 1.5 m kabel, pulstransformer og 2 stk. krokodillenæb til etablering af elektrisk kontakt med måleproberne.
- Evt. kan der opbygges probesystem, hvor der via et stik og kabelsystem kan måles på flere prober fra et punkt placeret indtil mange meter fra målestedet.

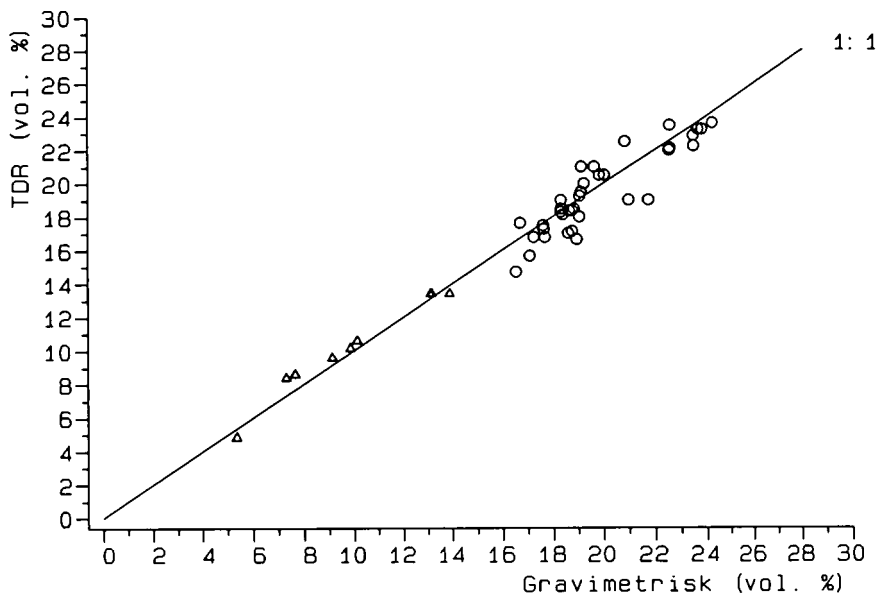
Indtil videre må brugerne selv fremstille det ovennævnte udstyr, da der så vidt vides ikke findes kommercielle leverandører.



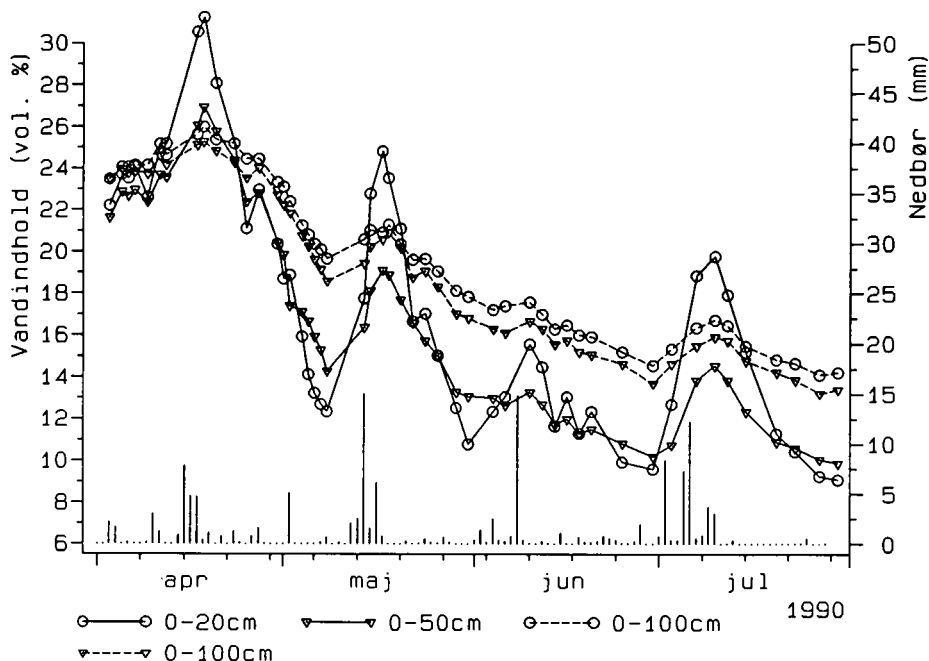
Figur 3: Kalibreringskurver for neutronmoderation i grovsandet jord (JB1). A: 0-10 (Δ) og 10-30 (o) cm's dybde. B: 30-50 (Δ) og 50-70 (o) cm's dybde. Standardkurve (—) for volumenvægten $1,4 \text{ g/cm}^3$ indlagt.



Figur 4: Eksempel på vandindholdsprofil bestemt ugentligt med neutron moderationsmetoden i 1989. Afgrøden er vinterhvede vandet 5 gange med ca. 30 mm (typisk delt i to vanding).



Figur 5: Samhørende tal for volumetrisk vandindhold bestemt henholdsvis med time domain reflektometer (TDR) og i laboratoriet ved udtørring i tørreskab. Prøverne (ca. 850 cm^3) er udtaget i overfladen på Foulumgård (o) og under varierende forhold på Jydevad Forsøgsstation (Δ). Ved TDR målingerne er anvendt Topp's (Topp et al., 1980) globale kalibreringsfunktion.



Figur 6: Eksempel på vandindhold bestemt løbende i 1990 med TDR udstyr. Der er målt på et enkelt sæt lodrette prober med længderne 20 cm og 50 cm og 2 sæt 100 cm lange prober.

Måleproberne kan enten anbringes lodret, hvis vandindholdet ønskes integreret fra jordoverfladen ned til en given dybde eller vandret, hvis vandindholdet i et tyndt profillag ønskes bestemt. Figurerne 6, 7 og 8 viser eksempler på målinger på henholdsvis lodrette og vandrette prober. Figur 7 viser, hvordan tilnærmede værdier for vandindholdet i profillag i forskellig dybde kan beregnes ud fra TDR målinger på lodrette stænger af forskellig længde.

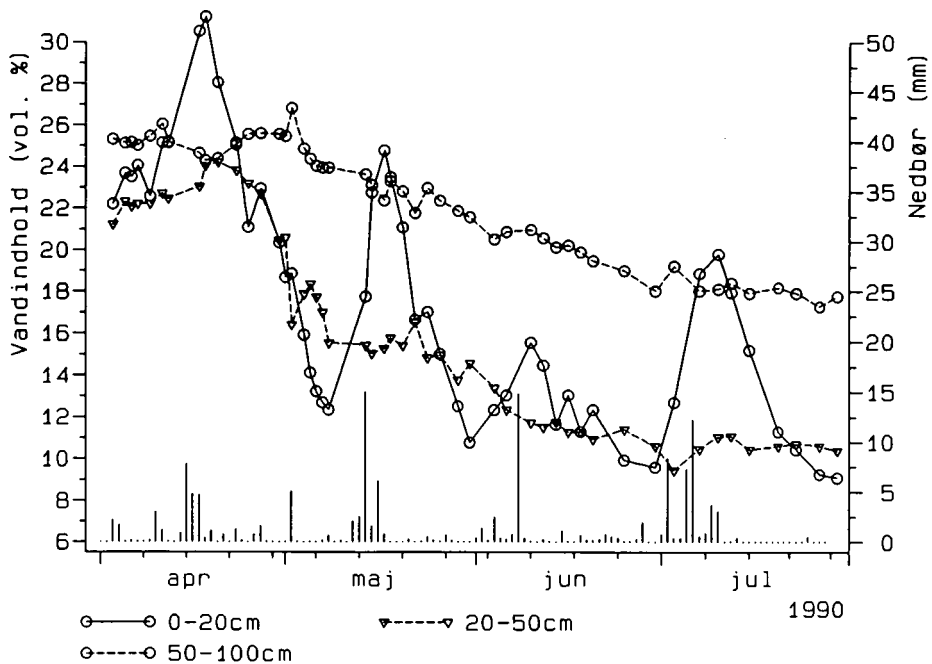
Undersøgelser (Baker et al., 1989) har vist at TDR prober er følsomme for vandindholdet i et areal på ca. 3 cm $\times$ 6 cm med størst følsomhed nær stængerne.

Med hensyn til rumlig variation i vandindholdet bestemt med TDR udstyr viser de hidtidige erfaringer (Thomsen, 1990) at spredningen er meget begrænset, når der måles på lodrette prober kortere end ca. 50 cm placeret indenfor den samme parcel. Spredningen

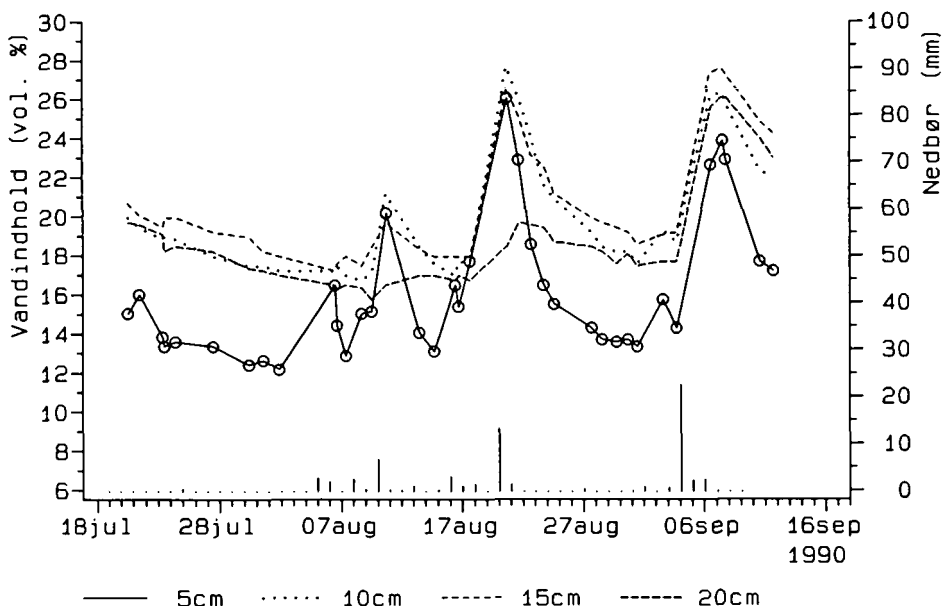
er derimod betydelig, når der måles på lange (100 cm) måleprober. Figur 6 (100 cm prober) viser, hvordan vandindholdet bestemt på lange prober typisk forløber parallelt med en større eller mindre forskel. En mere præcis kvantificering af forholdene omkring TDR-målinger og rumlig variation vil blive foretaget, når et større datamateriale og evt. en bedre metode til placering af lange stænger forefindes.

Indtil videre vil der i forbindelse med vandbalancestudier blive målt vandindhold på følgende kombination af lodrette prober: 2 $\times$ 20 cm, 2 $\times$ 50 cm og 2 $\times$ 100 cm.

Figur 9 viser tidsserier af målinger af vandindholdet i de øverste 100 cm bestemt med henholdsvis TDR og neutronmetoden. Ved sammenligning med figur 6 ses det, at overensstemmelsen er bedst, når vandindholdet i overfladelaget er højt efter nedbør (og vandindholdsgradienten mindst).



Figur 7: Samme data som vist i figur 6. Ved subtraktion er beregnet vandindhold for 3 profillag; 0-20 cm, 20-50 cm og 50-100 cm. Vandindholdet for dybden 0-100 cm er først beregnet som middel af målinger på 2 prober.



Figur 8: Eksempel på løbende målinger på vandret placerede 50 cm lange TDR prober. Målingerne foretaget under parcel med bar jord på Foulumgård i 1990.

I sammenligning med neutronmetoden besidder TDR metoden en række fordele:

- Ingen kalibrering for typiske anvendelser.
- Veldefineret målevolumen.
- God dybdeopløsning (ca. 3 cm) ved måling med vandrette prober.
- Hurtig.
- Der bruges ikke helbredsskadelige stoffer.

Blandt ulemperne kan nævnes:

- Problemer med placering af lange stænger (> 50 cm) i hård eller stenet jord.
- Max. måledybde ca. 1 m.
- Måling med vandrette prober indebærer gravning (og forstyrrelse af jordprofil).

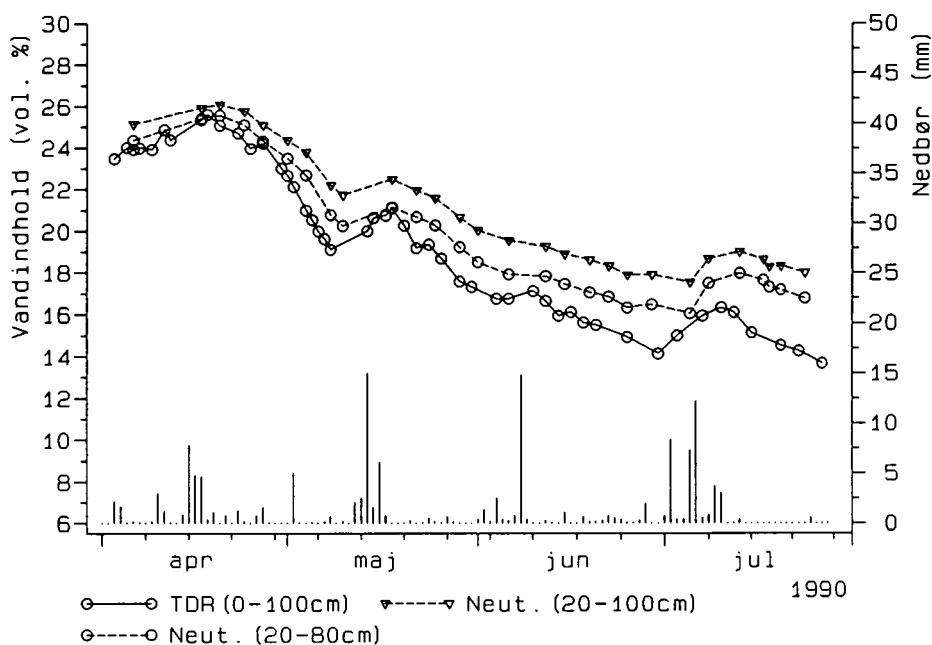
TDR instrumenter og neutronmoderationsudstyr koster begge ca. 70.000 kr. i indkøb.

TDR målinger kan foretages automatisk styret af en PC'er. Ved hjælp af et omskifter-system (scanner) ligeledes styret fra computeren, kan der måles på et større antal (f.eks. 12) prober samtidigt.

I fremtidige projekter ved Statens Planteavlfsforsøg vil denne mulighed blive anvendt i forbindelse med meget detaljerede registreringer relateret til mikroklima og jordfysik.

Måling med tensiometer

Jordvandets potentiale er et udtryk for dets tilgængelighed. Vandet bevæger sig fra højere mod lavere potentiale. Tensiometre anvendes i vidt omfang til måling af jordvandets tension (= - trykpotentiale). Målingerne kan omsættes til vandindhold via laboratoriebestemte retentionskurver, hvis hysteres kan



Figur 9: Sammenligning af vandindhold bestemt med TDR metoden (samme data som vist i figur 6) og med neutronmoderationsudstyr. TDR- og neutronmålingerne er begge middel af 2 gentagelser. Der er foretaget neutronmålinger for hver 20 cm i dybdeintervallet 20-100 cm, og profilets vandindhold bestemt ved midling over 4 (20-80 cm) eller 5 (20-100 cm) registreringer.

negliceres.

Ved Statens Planteavlfsforsøg anvendes hovedsageligt tensiometre fremstillet af Soilmoisture Corp. Et tensiometer består af et plastrør, der for neden er forsynet med en porøs keramikkop på ca. 2×6 cm, og øverst et vacuummeter, der viser undertryk i centibar. Røret kan have forskellig længde alt efter måledybde og er vandfyldt under måling. Vandet i røret er i ligevægt med jordvandet via keramikoppen, der er permeabel for opløste salte, således at et eventuelt osmotisk delpotential ikke påvirker målingen. Vacuummetret viser jordvandets tension. Tensiometrets måleområde ligger i det fugtige område fra 0 til 80 centibar. Tensiometrets måleprincip og -teknik er beskrevet af Statens Jordbrugstekniske Forsøg (1986) og Andersen (1990). Tensiometre kan ret nemt fremstilles i forskellige størrelser med keramikopper ned til nogle få mm i størrelse, ligesom vacuummetret kan erstattes af en tryktransducer med henblik på automatisk dataopsamling. Da keramikoppen kun repræsenterer trykpotentialet i et jordvolumen på nogle få cm^3 bør jordvariationen tages i betragtning ved udformning af måleprogrammer.

Til måling med tensiometre anvendes følgende udstyr.

- Jordbor (evt. skråt afskåret $1/2''$ vandrør) til dannelse af passende hul (diam. ca. 20 mm) til placering af tensiometer.
- Afgasset vand (kogt og afkølet) til efterfyldning af tensiometer.

Ved Afdeling for Kulturteknik anvendes tensiometre placeret i afgrødernes rodzone i to dybder i udstrakt grad til at bestemme udtørningsgrad og vandingsbehov i vandingsforsøg. I det følgende gives et eksempel på omsætning af trykpotential målt med tensiometre i 22 og 40 cm's dybde til vandindhold

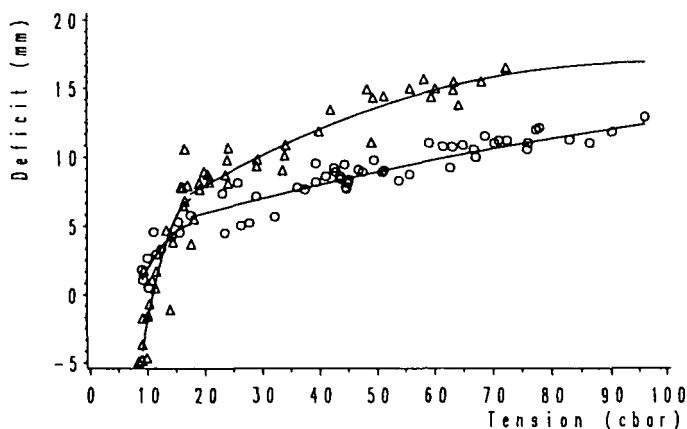
og -underskud i rodzonen (0-60 cm) på en JB1 jord.

Udgangspunktet var udtørningsforløbet vist i figur 2. Retentionskurver blev bestemt i laboratoriet for dybderne 20 cm og 40 cm. Det volumetriske vandindhold i dybderne 20-25 cm og 30-50 cm blev ved hjælp af retentionskurverne for de to lag omsat til tension. Herefter kunne et datasæt fremstilles med sammenhørende værdier for henholdsvis tension i 22 cm's dybde/summeret jordvandsunderskud i 0-30 cm's dybde og tension i 40 cm's dybde/summeret jordvandsunderskud i 30-60 cm's dybde, idet jorden antages at være ved markkapacitet ved pF 2.0. I figur 10 er datamaterialet vist som jordvandsdeficit i de to jordlag mod tension i dybderne 22 og 40 cm.

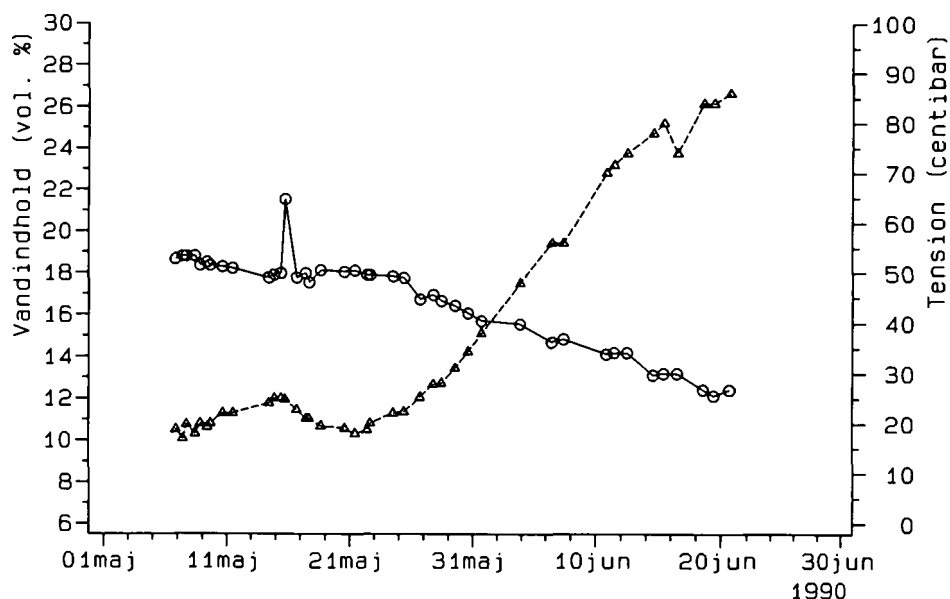
Det skal pointeres, at beregning af jordvandsunderskud udfra tensiometermålinger er underkastet nogle begrænsninger. De viste beregninger gælder et udtørningsforløb, hvor jorden i starten er ved markkapacitet. Det er ikke muligt med tensiometre i 22 og 40 cm's dybde at registrere mindre nedbørsmængder, der f.eks. fugter jorden op til markkapacitet fra 0 til 15 cm's dybde. Endelig kan hysteresen bevirke, at jorden ved opmætning ikke umiddelbart kan tilbageholde den mængde vand, som er forbrugt ved den forudgående udtørring.

Retentionskurver gældende for tensiometerens måleområde (ca. 0-70 centibar) kan evt. fastlægges in situ. Sådanne kurver kan f.eks. anvendes til kontrol af gyldigheden af laboratoriekurver for en bestemt profil eller i forbindelse med beregninger af vandtransport under umættede forhold.

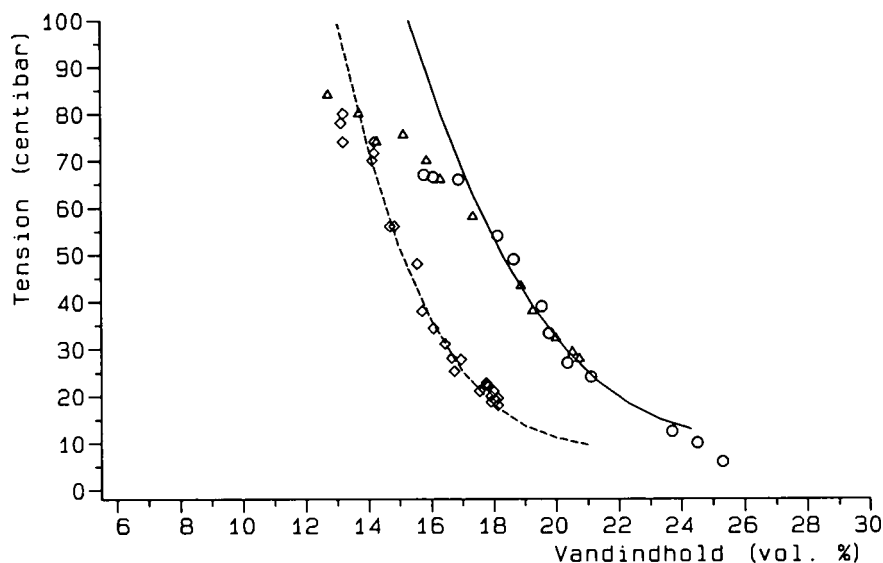
Figurene 11 og 12 viser eksempler på samtidige målinger af vandindhold (med TDR) og tension og de resulterende retentionsdata. Kurverne i figur 12 er laboratoriebestemte retentionskurver (Jacobsen, 1989) for Foulumgård parallelforskudt ca. -1.5 % langs



Figur 10: Jordvandsdeficit for lagene 0-30 (Δ) og 30-60 (o) cm plottet mod beregnet tension i henholdsvis 22 og 40 cm's dybde. Estimerede 2. gradspolynomier (tensiometerkurver) indtegnet.



Figur 11: Samhørende tal for volumetisk vandindhold bestemt med TDR (o) og tension (Δ). Målingerne foretaget i 50 cm dybde er i parcel med vårbyg på Foulumgård.



Figur 12: Eksempel på in situ bestemte retentionskurver for dybderne 15 (o), 25 (Δ) og 50 ($\Diamond$) cm. Data for dybden 50 cm vist i figur 11. Laboratoriebestemte retentionskurver for dybderne 30 (—) og 50 (---) cm er vist sammen med in situ data. Kurverne parallelforskudt langs vandindholdsaksen henholdsvis -1.7 % og -1.0 %.

vandindholdsaksen for at vise ligheden mellem laboratorie- og in situ bestemte data.

Referencer

- Andersen, B. (1990). Vejledning i brug af tensiometer. Planteavlsorientering 11 nr. 17. Landskontoret for Planteavl, Århus, 6 s.
- Baker, J.M. and Lascano, R.J. (1989). The spatial sensitivity of time-domain reflectometry. *Soil Science* 147(5), 378-384.
- Hauser, V.L. (1984). Neutron meter calibration and error control. *Trans. ASAE*, 722-728.
- Jacobsen, O.H. (1989). Umættet hydraulisk ledningsevne i nogle danske jorde. *Tidskr. Planteavls Specialserie*, S2030.
- Kristensen, K.J. (1973). Depth intervals and topsoil moisture measurement with the neutron depth probe. *Nordic Hydrology* 4, 77-85.
- Statens Jordbrugstekniske Forsøg (1986). Soilmoisture tensiometer. Prøverapport nr 511. Horsens, 4 s.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16, 574-582.
- Thomsen, A. (1990). Measurement of evaporation from bare soil using time-domain reflectometry. *AJMET Arbejdsnotat nr. 8. Afd. for Jordbrugs-meteorologi, Statens Planteavlsforsøg*.
- van Vuuren, W.E. (1984). Problems involved in soil moisture determinations by

means of a neutron depth probe. In Recent Investigations in the Zone of Aeration. Proc. Int. Symp., Munich, s. 271-280.

Ølgaard, P.L. (1965). On the theory of the neutronic method for measuring the water content in soil. Risø report No. 97, Danish Atomic Energy Commission, Risø, 44 s.

Ølgaard, P.L. & Haahr, V. (1967). Comparative experimental and theoretical investigations of the DM neutron moisture probe. Nucl. Eng. Des. 5, 311-324.

Institutter m.v. under Statens Planteavlsforsøg

Administrationscentret

Statens Planteavlskontor, Skovbrynet 18, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Informationstjenesten, Skovbrynet 18, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Afdeling for Biometri og Informatik, Lottenborgvej 24, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Afdeling for Bisygdomme, Skovbrynet 18, 2800 Lyngby	45 93 09 99

Landbrugscentret

Fagligt Sekretariat, Forsøgsanlæg Foulum, Postbox 23, 8830 Tjele	86 65 25 00
Afdeling for Industriplanter og Frøavl, Ledreborg Allé 100, 4000 Roskilde	42 36 18 11
Bornholm Forsøgsareal, Rønnevej 1, 3720 Åkirkeby	53 97 53 10
Rønnehave Forsøgsstation, Hestehave 20, 6400 Sønderborg	74 42 38 97
Tylstrup Forsøgsstation, Forsøgsvej 30, 9382 Tylstrup	98 26 13 99
Afdeling for Sortsafprøvning, Teglværksvej 10, 4230 Skælskør	53 59 61 41
Afdeling for Grovfoder og Kartofler, Forsøgsanlæg Foulum, Postbox 21, 8830 Tjele	86 65 25 00
Borris Forsøgsstation, Vestergade 46, 6900 Skjern	97 36 62 33
Silstrup Forsøgsstation, Oddesundvej 65, 7700 Thisted	97 92 15 88
Afdeling for Planteernæring og -fysiologi, Vejenvej 55, 6600 Vejen	75 36 02 77
Lundgård Forsøgsstation, Kongeåvej 90, 6600 Vejen	75 36 01 33
Afdeling for Kulturteknik, Flensborgvej 22, 6360 Tinglev	74 64 83 16
Ødum Forsøgsstation, Amdrupvej 22, 8370 Hadsten	86 98 92 44
Afdeling for Jordbundsbiologi og -kemi, Lottenborgvej 24, 2800 Lyngby	45 93 09 99
Afdeling for Jordbrugsmeteorologi, Forsøgsanlæg Foulum, Postbox 25, 8830 Tjele	86 65 25 00
Afdeling for Arealdata og Kortlægning, Enghavevej 2, 7100 Vejle	75 83 23 44

Havebrugscentret

Institut for Grønsager, Kirstinebjergvej 6, 5792 Årslev	65 99 17 66
Institut for Væksthuskulturer, Kirstinebjergvej 10, 5792 Årslev	65 99 17 66
Institut for Frugt og Bær, Kirstinebjergvej 12, 5792 Årslev	65 99 17 66
Institut for Landskabsplanter, Granlidevej 22, Hornum, 9600 Års	98 66 13 33

Planteværnscentret

Afdeling for Plantepatologi, Lottenborgvej 2, 2800 Lyngby	42 87 25 10
Afdeling for Jordbrugszoologi, Lottenborgvej 2, 2800 Lyngby	42 87 25 10
Planteværnsafdelingen i Skejby, Udkærsvvej 15, 8200 Århus N	86 10 30 88
Afdeling for Ukrudtsbekæmpelse, Flakkebjerg, 4200 Slagelse	53 58 63 00
Afdeling for Pesticidanalyser og Økotoksikolog, Flakkebjerg, 4200 Slagelse	53 58 63 00