

Indholdsfortegnelse

Indledning

Indholdsfortegnelse

1. Indledning

2. Omfattet af

3. Spørgsmål

4. Besvarelse

5. Sammenfatning

HOVEDFAGSOPGAVE I FYSIKK VÅRSEMESTRET 1937

AV EINAR TØNSBERG.

6. Omfattet af

7. Spørgsmål

8. Besvarelse

9. Sammenfatning

10. Omfattet af

11. Spørgsmål

12. Besvarelse

13. Sammenfatning

14. Omfattet af

15. Spørgsmål

16. Besvarelse

17. Sammenfatning for enkelte tilfælde

18. Omfattet af

19. Spørgsmål

20. Besvarelse

21. Sammenfatning

22. Omfattet af

23. Spørgsmål

24. Besvarelse

25. Sammenfatning

Innhold.

Orientering.	Side 1.
Metoden for måling av atmosfærens ozoninnhold.	2.

Tromsømålingene.

Innledning	7.
Sollysmålingene.	
1. Spektrografen	7.
2. Fotometret	12.
3. Apparatkonstanten $\log. I_0/I_0'$	14.
4. Absorpsjonskoefficienten α . Valg av spektrallinjer	17.
5. Spredningskoefficientene σ og β .	20.
6. Krreksjon for sec. Z	21.
7. Suplerende apparatkonstanter $\log. I_0/I_0'$	23.
8. Resume over konstanter og koeffisienter	25.
9. Oxford prøvespektra	26.
Stjernelysmålingene.	
1. Innledning	27.
2. Apparat	27.
3. Observasjoner og resultater	30.
Månelysmålingene.	
1. Innledning	34.
2. Metoden for korteste bølgelengde λ_0	34.
3. Observasjoner og resultater	36.
Resultatoversikt for samtlige målinger	42.
Variasjoner og målenøiaktighet	49.
Den årlige gang	52.
Den vertikale fordeling	54.
De uregelmessige forandringer	57.
Den fotokemiske osondannelse og spaltning	60.
Det atmosfæriske oson	65.
Litteratur.	
Resultattabell for sollysmålingene som tillegg.	

Spektrografiske bestemmelser av atmosfærens osoninnhold
over Tromsø.

Orientering.

Den optiske metode til bestemmelse av osoninnholdet i atmosfæren har sin rot i utforskningen av årsakene til den plutselige avkutting av solspektret i ultrafiolett. Energiutstrålingen fra et "svart legeme" av temperatur som solens (fotosfæretemperatur 6000° C.) skulde ved bølgelengden 3000 Å vere 61 pct. og ved 2000 Å vere 9 pct. av hvad den er ved 4000 Å (29). Dette treffer imidlertid slett ikke inn for solstrålingen ved jordens overflate. Den kortest målte bølgelengde i solspektret var 2863 Å (Götz, Arosa) inntil det i 1934 ved den ytterst følsomme lystellers hjelp lyktes å påvise spor av solstråling i bølgeområdet 2000 - 2300 Å (42). Til løsningen av spørsmålene om hvad skyldes denne radikale absorpsjon av det ultrafiolette sollys, og hvor finner den sted - i solens eller i jordens atmosfære - er de avgjørende bidrag ydet av A. Cornu (17 og 18) ved hans empiriske lov om den korteste bølgelengdes forløp med solhøiden (1879) og påvisningen av samme bølgelengdegrense for stjernespektra som for solspektret (1890), av Hartley (37) ved hans opdagelse av osonets sterke absorpsjonsbånd i det ultrafiolette bølgeområde (1880), av Chr. Fabry og H. Buisson (26) som gjennomførte en systematisk bestemmelse av absorpsjonskoeffisientene for oson for 10 kvikksølvlinjer i bølgeområdet 2350 - 3350 Å, og på grunnlag herav kunde opstille sin empiriske formel for osonabsorpsjonen i ultrafiolett (1913), av de samme forskere (27) som konstaterte at atmosfærens absorpsjonskurve i den ultrafiolette ende av solspektret - etter eliminasjon av lysspredningseffekten - stemte overens med absorpsjonskurven for et omlag 3 mm. tykt skikt av rent oson i normaltilstanden, 0° C. og 760 mm. trykk (1921), og samtidig påviste samme bølgelengdegrense for spektra fra solranden som fra den sentrale del.

Disse opdagelser fastslog at avkuttingen av solspektret i ultrafiolett skyldtes oson i jordens atmosfære. At den altoverveiende del

av det absorberende stoff måtte befinne sig i de høiere luftlag, var allerede påvist av Cornu(1879 og 1890) for spektraloptagelser i optil 3700 meters høide, og det blev stadfestet av Wigand (59) for solspektra fra høider op til 9000 m (1913).

Det blev også Fabry og Buisson (27) som i 1921 var istann til å fr̄mlegge den første nøiaktige bestemmelse av atmosfærens osoninnhold. Prinsipielt samme metode har også G. M. B. Dobson brukt for sine jord-omfattende osonmålinger. Heldigvis er ikke denne metode innskrenket bare til sollyset, men er naturlig nokk anvendbar også for tilsvarende månelys og stjernelys, når apparaturen får de nødvendige tilpasninger.

Metoden for måling av atmosfærens osoninnhold.

Som allerede nevnt er den utviklet av Fabry & Buisson (27), men har utvilsomt vunnet i praktisk anvendbarhet ved de modifikasjoner som G. M. B. Dobson har gjennomført. Ved nerverende fremstilling faller det naturlig å følge Dobson (21) all den stund hans apparatur er blitt brukt her i Tromsø.

Selve grunnlaget for metoden har vi i osonets lysabsorberende evne. Denne, som er en almindelig mediumistisk egenskap, viser dyp lov-messighet.

Faller en monokromatisk stråling av intensitet I_0 loddrett inn mot et medium av tykkelse x , så har ifølge den Lambertske lov den av mediet uttredende stråling en intensitet I gitt ved:

$$I = I_0 e^{-\alpha' x} \text{ eller } I = I_0 10^{-\alpha x}, \text{ hvor } \alpha' = 2.3026 \alpha \text{ (} e^{2.3026} = 10 \text{)}.$$

Rasjonelt benevnes α' den "naturlige" og α den "dekadiske" absorpsjonskoeffisient. Den siste benyttes almindelig ved osonmålingene, og representerer her intensitetstapet ved strålingens gang gjennom 1 cm. rent oson i normaltilstanden.

Det har vist sig at oson har flere selektive absorpsjonsbånd eller områder. De sterkeste ligger i ultrafiolett. Foreløbig skal kun nevnes at en rekke forskere har foretatt kvantitative målinger av lysabsorpsjonen i oson, ganske serlig i det bølgeområde som grenser til solspektrrets ultrafiolette ende, 3300 til 2900 Å.

Ved å sammenholde den i laboratoriet funne absorpsjonseffekt for oson med selve atmosfærens absorpsjonsvirkning for samme slags lys, er det at atmosfærens osoninnhold utledes. Derfor blir vår oppgave å bestemme det intensitetstap en lysstråle påføres ved å passere gjennom hele atmosfæren.

Midlertidig forutsettes plan jordoverflate. En monokromatisk stråling av intensitet I_0 ved atmosfærens yttergrense og I_h i høiden h ,

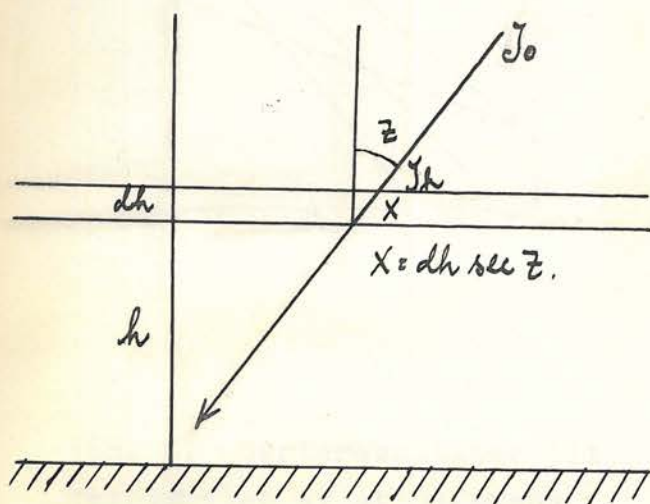


Fig. 1. Plan jordoverflate.

og hvis retning danner vinkelen z med normalen (fig.1), reduseres til intensiteten $I_h / 10^{-\alpha \sec z dh}$ ved å passere skiktet dh . Med α forstår vi her luftens absorpsjonskoeffisient for skiktet dh i høiden h . På grunn av variasjoner i luftens fysiske tilstand vil α endres med høiden. Oppsummerer vi absorpsjonen fra atmosfærens ytterste grense til jordoverflaten, får vi her intensiteten:

$$I = I_0 / 10^{-\sec z \int_0^h \alpha dh} \quad \text{eller}$$

$$\log I = \log I_0 - \sec z \int_0^h \alpha dh = \log I_0 - k \sec z$$

hvor $k = \int_0^h \alpha dh$ uttrykker det totale intensitetstap en lysstråle påføres ved å passere lodrett gjennom hele atmosfæren. Koeffisienten k som endres med lyssorten kann empirisk bestemmes, for de bølgelengder vi ønsker, ved serier av intensitetsmålinger f.eks. i sollyset, mens solhøiden varierer. Forutsetter vi at I_0 og k holder sig konstante unner en måleserie, vil ifølge siste ligning $\log I$ vere en lineær funksjon av $\sec z$ (z er solens zenitdistanse). Et diagram mellom $\log I$ og $\sec z$ for en måleserie skulde for hver bølgelengde gi punkter på en rett linje. I kopien av det Dobson-diagram (21 s. 663) som er vist i fig. 2 ligger ikke punktene helt rettlinjete, det kann skyldes brist i forutsetningene, serlig den om konstant k unner hele målserien, men sikkerly også måleunøiaktigheter for $\log I$, som er bestemt spektralfotometrisk. Av uttrykket for k følger umiddelbart, at denne, for en gitt bølgelengde, er lik vinkelkoeffisienten til dennes serielinje i $\log I / \sec z$ diagrammet. Strengt tatt er

kun to punkter i diagrammet nødvendig for en k-bestemmelse, men man bør vinne i nøiaktighet ved å sørge for et større antall punkter. Dobson

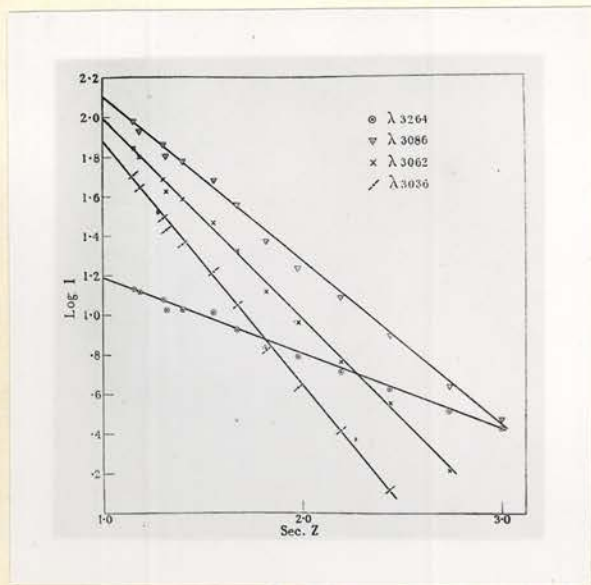


Fig. 2. Serieresultater til bestemmelse av atmosfærens absorpsjonskoefficient k.

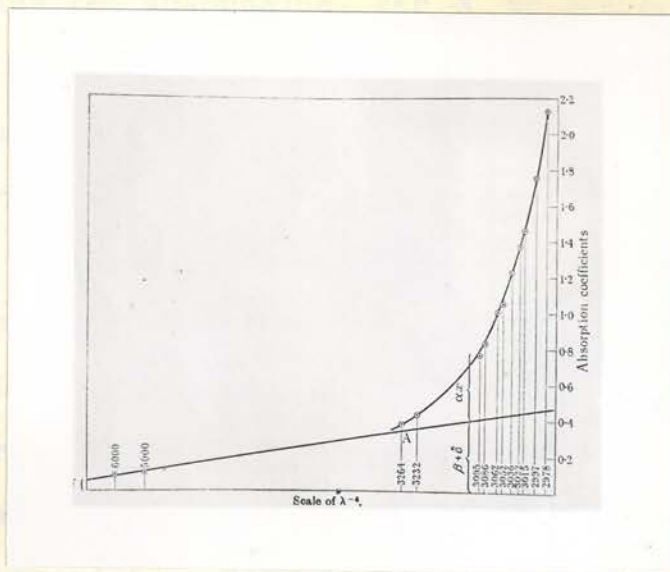


Fig. 3. Absorpsjonskoefficienten k for utvalgte bølgelengder i solspektret.

foretrekker å ta observasjonene slik at punktene i $\log.I/\text{sec.}z$ diagrammet faller gruppevis langs serielinjen fremfor med jevnere mellomrum. Ved denne seriemetode kann k bestemmes for de bølgelengder vi ønsker. Allerede fig. 2 viser at k tiltar for kortere bølgelengder, idet linjesteilheten tiltar. Dette faktum kommer mer oversiktlig frem i fig.3, som også er en kopi efter Dobson (21 s.664), og som gir k for en rekke bølgelengder. Erfaringen har lert at koefficienten k er resultatet av to prosesser, spredning og absorpsjon av lyset i atmosfæren. Den kann for vår oppgave hensiktsmessig skrives på formen:

$$k = \sigma + \beta + \alpha\lambda.$$

hvor σ og β representerer spredningen og $\alpha\lambda$ absorpsjonen. Intensitetstapet ved spredning kann summarisk henføres til to klasser: 1. Det tap som skyldes partikler som er store i forhold til bølgelengden λ - vesentlig vanndråper og støv - dette tap som er tilnermet uavhengig av λ er i formelen representert ved σ . 2. Det tap som skyldes partikler

som er små i forhold til λ , og som ifølge Rayleighs lov er proposjonal med λ^{-4} , er i formelen representert ved β . Formelens tredje ledd αx representerer den rene absorpsjon, her osonets og dets alene, idet vi holder oss til et spektralområde som vi har erfaring for at atmosfærens øvrige gasser ikke svekker ved absorpsjon. Når α er absorpsjonskoefficienten for 1 cm. rent oson i normalt tilstanden, blir x tykkelsen av atmosfærens osonskikt i samme mål og tilstann.

Uten foreløbig nærmere å diskutere de 3 koefficienter α , β og σ forutsettes imidlertid α empirisk bestemt i laboratoriet, β beregnet etter Rayleighs formel som proposjonal med λ^{-4} , og σ bestemt ved selve måleserien utstrakt til bølgelengder som ikke har osonabsorpsjon. For disse er $k = \beta + \sigma$ hvor k måles og β beregnes, σ skal da vise sig å bli nær den samme for alle λ .

I fig. 3 er de 3 koefficienters rolle i osonbestemmelsen etter seriemetoden meget praktisk og oversiktlig illustrert. Siden diagrammets abcisse er satt opp i λ^{-4} -enheter, kommer den rette skrålinje til å skille mellom sprednings- og absorpsjonseffektene. En god prøve på nøiaktigheten i bestemmelsen av atmosfærens osoninnhold ved den skisserte seriemetode har man i det faktum at de enkelte osonverdier (hver bølgelengde sin) for en serie faller pent sammen.

På grunnlag av seriemetoden kann man imidlertid utlede en langt enklere metode praktisk sett. Den kunde benevnes som singel-metoden kontra serie-metoden, fordi ingen spektrumsserie men kun ett eneste spektrum er nødvendig. Også denne metode er først tatt i bruk av Fabry og Buisson (27).

For to bølgelengder λ og λ' i samme spektrum har vi ifølge det foregående:

$$\log I = \log I_0 - (\sigma + \beta + \alpha x) \sec z \quad \text{og} \quad \log I' = \log I'_0 - (\sigma + \beta' + \alpha' x) \sec z$$

$$\text{Som gir: } x = \frac{(\log I_0 - \log I'_0) - (\log I - \log I') - (\beta - \beta') \sec z}{(\alpha - \alpha') \sec z}$$

I denne ligning kjenner vi de 4 koefficienter og $\sec z$. $\log I \div \log I'$ bestemmes for det aktuelle spektrum i vårt vilkårlige intensitetsmål, som er gitt ved vår apparatur. Mens $\log I_0 \div \log I'_0$ - som motsvarer måling av de samme bølgelengders intensitetsforhold ved atmosfærens yttergrense - på forhånd lar sig bestemme ved seriemetoden. Unner for-

utsetning av uforandret apparatur og konstant intensitetsforhold mellem I_0 og I_0' , blir $\log.I_0 - \log.I_0'$ den apparatkonstant som muliggjør ettspektrums-metoden.

I serieformelen $\log.I = \log.I_0 - k \sec.z$ blir $\log.I = \log.I_0$ for $k = 0$ rent definisjonsmessig, men dessuten for $\sec.z = 0$. Ved i fig. 2 eller $\log.I/\sec.z$ diagrammet å ekstrapolere serielinjene til den i sig selv umulige verdi $\sec.z = 0$, får vi dog verdiene av $\log.I$ før lyset har gjennemløpet noen atmosfærevei, og disse har vi betegnet med $\log.I_0$.

Singel-metodens annen forutsetning - apparatkonstanten den første - er at α og α' er forskjellige. I osonets ultrafiolette absorpsjonsområde er imidlertid absorpsjonen så progressiv at denne forutsetning lett kann tilfredsstilles.

Tromsømålingene.

Innledning.

Det var hensikten å kunne fremlegge en kontinuerlig årsserie av osonverdier med minst 1 verdi pr. dag. Skulde dette kunne realiseres for Tromsø, måtte både sollys, månelys og stjernelys kunne anvendes for målingene. Og med den disponible apparatur var det begrunnet håp om å kunne fremlegge osonverdier både fra sol-, måne-, og stjernelysmålinger. Det skulde bli mange sollys-, noen få månelys-, og igrunden ingen stjernelysverdier. Sollysmålingene kunde gjennomføres i de 8 lyseste måneder mellom omtrent 20/2 og 20/10, månelysmålingene 8 dager omkring fullmånetid fra september til mars, og stjernemålingene i samme tidsrum såfremt ikke månelys eller nordlys grunnsvertet stjernespektrene for sterkt. Det var således vår og høst mulighet for praktisk talt samtidige målinger fra sollys og respektive måne- eller stjernelys. Heri lå ikke bare en kontrollmulighet mellom de resulterende osonverdier, men en anledning til å justere den ene apparatur på grunnlag av de verdier den annen ga. Nerverende månelysverdier er fremkommet nettopp på denne måte, med sollysverdier som grunnlag.

Når lyskilden var skjult eller svekket av skyer, førte ikke målingene frem, derfor kom værforholdene til å bety meget for kontinuiteten i måleresultatene.

Sollysmålingene.

1. Spektrografen.

Sollysmålingene er utført med en "Dobson"-spektrograf (21), elskverdiggst stillet til disposisjon for Nordlysobservatoriet. Den er en av de 7 kvartz-spektrografer G.M.B. Dobson for et 10-år siden konstruerte for samtidige osonmålinger fra steder spredt over større eller mindre landområder, alt etter hensikten med målingene.

Spektrografen, som er skissert og avbildet i fig. 4, er et apparat som det er umulig ikke å bli begeistret over. Den er konstruert for

det spesielle formål å gi solspektra i bølgeområdet 3300 til 2900 Å. Den har fordele som å vere relativt billig i anskaffelse, gi meget

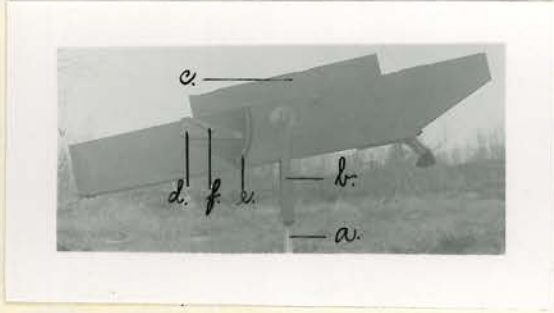
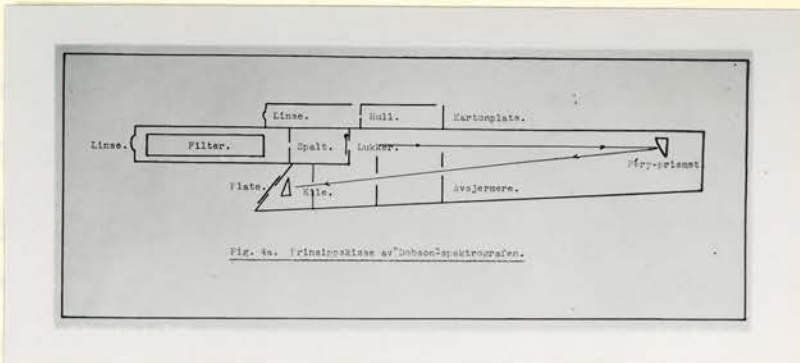


Fig. 4. "Dobson"- spektrografen. a jernrør, b jerngaffel, c sikteinretning, d viser, e zenittdistanseskala, f libelle, g platedekke.

rene og skarpe spektra, og å vere ytterst enkel å betjene. Dispersjonen i ovennevnte bølgeområde er meget tilfredsstillende og svarer til gjennomsnittlig 14 Å pr. mm. Spektrografen må dog karakteriseres som lyssvak. Når et solspektrum ønskes, er det bare å ta spektrografen (fig. 4 b & c), eller den lette finerkassen på rundt 15 kg. , unner armen, vandre ut og legge den i jerngaffelen b som er stukket ned i jernrøret a som igjen er trykket litt ned i jorden, rette det fritt bevegelige apparat inn mot solen ved hjelp av sikteinretningen c (festet oppå hovedkassen), hvis linse kaster et bilde av solskiven på en hvit kartonplate, og endelig åpne lukkeren og ta spektret, når solskiveomkretsen og en på kartonplaten optrukket cirkel er bragt til å falle sammen. Det er lett ved hjelp av kneet og den ene hånd å holde spektrografen i riktig retning unner eksponeringen. Med den annen hånd dreies viseren d langs zenittdistanseskalaen e til libellen f er kommet i horisontal stilling. Eksponeringen avsluttes efter minimum 30 sekunder, zenittdistansen avleses, og spektrografen bæres inn igjen. Zenittdistanseskalaen kann meget enkelt kontroleres,

enten ved beregning av solhøiden eller ved direkte måling av denne med en rettvisende teodolitt. Begge kontroller ga det resultat, at vår spektrografs zenitdistanseskala er meget nøiaktig.

Fra frontlinsen (fig. 4a) passerer lyset inn i filteret. Dette er et glassrør, som er 5 cm. i diameter og 30 cm. langt, og forsynt med planparallele kvarzplater for endene. Det inneholder en gassblanning av brom og klor, hvis mengder er tilpasset ved inngående forsøk. Bromdamp absorberer sterkt fra grønt til 3600 Å, men svekker ikke i det aktuelle bølgeområde 3300 - 3000 Å. Den tar til å kondenseres når temperaturen synker unner 0° C. Forat absorpsjonsvirkningen skal forbli konstant, må man derfor sørge for at filterets temperatur ikke synker unner 0° C. Klor har maximal absorpsjon ved 3400 Å, og den avtar mot kortere bølgelengder. Klormengden i filteret er avpasset slik at den fotografiske svertning i det aktuelle lysområde holder sig innen fotometrisk sett forsvarlig sammenlignbare grenser for iallfall solhøideintervallet 15° til 50°. Dette brom-klor filter stopper den intense flom av uvedkommende sollys som ellers vilde spredes i spektrografen, og sannsynligvis grunnsverte spektrene over alle grenser. De rene spektra som opnåes, vidner om at filteret fyller sin oppgave fortreffelig, riktignok støttet av en serie avsjermere anbragt mellem Féryprismet og platen.

Umiddelbart foran platen faller lyset loddrett inn mot en optisk kile av Ilfords standardtype, kullstoff i optisk nøytral gelatinfilm mellem kvarzplater. Kilen er 2.5 cm. i firkant. Spektret fig. 5a er tatt uten optisk kile, spektret fig. 5b med den optiske kile på plass.



Fig 5a. Solspektrum uten optisk kile. Fig 5b. Med optisk kile.

For hver enkelt spektrallinje vil dens fotografiske fremtreenen over referenslinjen r_l - også kalt nulllinjen - vere et relativt mål for dens intensitet. I fig. 6 er denne avstann betegnet med y .

Vi har (fig. 6) lovmessig og definisjonsmessig:

$$I = I_0 10^{-\alpha x} = I_0 10^{-Ky} \quad \text{d: } \log I = \log I_0 - Ky \quad \text{eller} \quad \underline{\log I_0/I = Ky}$$

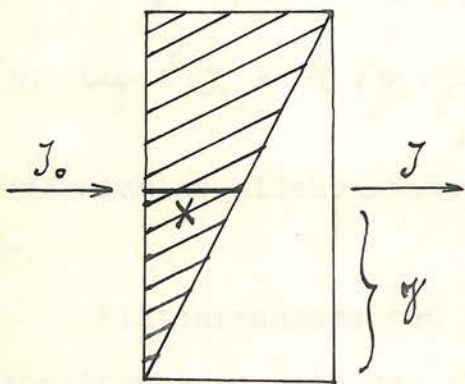


Fig. 6. Optisk kile.

Nu er den fotometriske svertning definert som $s = \log I_0/I$, hvorav følger at:

$$\underline{K \cdot y = s}$$

K kalles kilekonstanten, og representerer altså den konstante svertningstilvekst pr. lengdeenhet. Den optiske kile kommer således for den enkelte spektrallinje til å levere en suksessiv

svertningsskala eller om man vill relativ intensitetsskala. For nøiaktighetens skyld er det et absolutt krav at lysintensiteten er den samme langs hele kilehøiden, eller at med andre ord spaltåpningen er nøiaktig like bred langs hele spalten.

Det er absolutt å anbefale at kilekonstanten bestemmes med kilen på plass. Den av leverandøren opgitte kilekonstant er for det første gjerne bestemt ved parallellt innfallende lys, og det er det ikke så sikkert vårt optiske system gir, dertil som regel kun angitt for hvitt lys, og det blir for summarisk, da det viser sig at kilekonstanten endres noe med bølgelengden.

Dobson har funnet kilekonstanten for de aktuelle spektrallinjer ved fotometrisk å bestemme differensen i ordinatene y fra to spektra opptatt med forskjellige intensiteter, men hvis forhold var kjent. Sollyset blev redusert med blender som blev holdt i bevegelse foran spektrografens linse. I all sin enkelhet var disse blender regelmessig gjennomhullede zinkplater. Hullenes størrelse - som jo bestemte intensitetsreduksjonen - varierte fra plate til plate. Svertnings- eller intensitetsordinatene y blev bestemt med et fotoelektrisk fotometer med visuell skalaavlesning. Foruten spektrene var hver plate (fra en standard-lyskilde) forsynt med en svertningsstripe som ga en viss skalaverdi i fotometret. Når nettopp denne skalaverdi inntraff unner den relative forskyv-

ning av fotometerlysflekken langs en spektrallinje fra referenslinjen av, hadde vedkommende spektrallinje nettopp standardsvertningen i dette punkt, hvis avstann til referenslinjen - ordinaten y - umiddelbart kunde avleses.

Når den intensitet som svarte til standardsvertningen betegnes med i_s , blev for sollysintensitetene I_1 og I_2 :

$$i_s = I_1 10^{-Ky_1} = I_2 10^{-Ky_2}$$

$$\text{d: } \log I_1/I_2 = K(y_1 - y_2) \quad \text{eller} \quad K = \frac{\log I_1/I_2}{(y_1 - y_2)}$$

De verdier av kilekonstanten som er anvendt i Tromsø finnes på side 25 her.

Platearrangementet i Dobson-spektrografen er slik at man kann ta 6 spektra på en 9x12 cm. stor plate. Dette er vist i fig. 7.

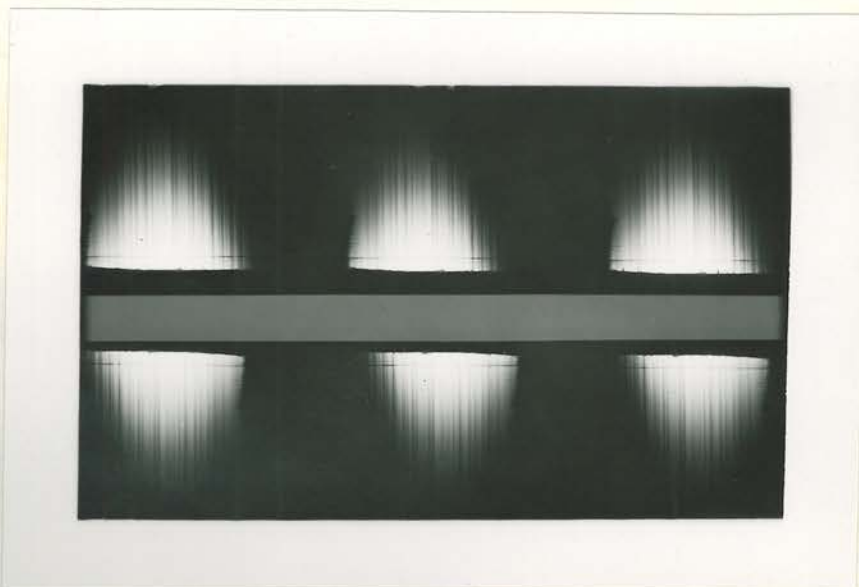


Fig. 7. Plate med alle 6 spektra og standardsvertningsstripe.

Imidlertid må man efter å ha tatt 3 spektra, ta kasetten med i mørkerummet og endesnu platen før de 3 siste kann tas.

2. Fotometret.

Nedenstående fig. 8a - c er ment å illustrere Nordlysobservatoriets hjemmelagede registrer-fotometer (35), som også kann forsynes med skala og avleses visuelt. Det er bygget efter P. P. Koch's prinsipp med 2 fotoceller, den ene som målecelle, den annen som lekasjecelle, begge belyst fra samme lyskilde for mest mulig å unngå feil på grunn av variasjoner i denne.

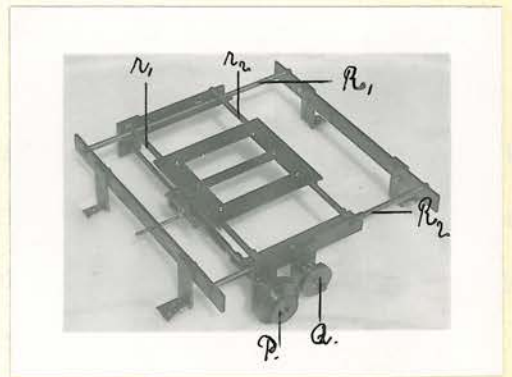
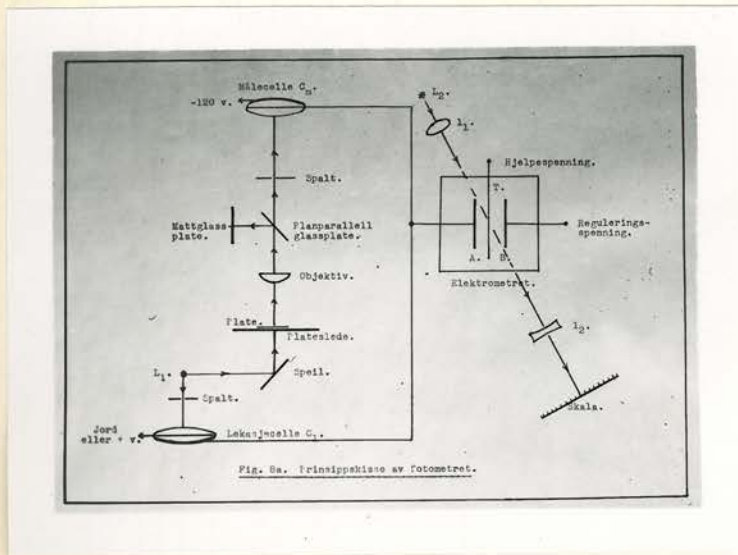


Fig. 8c. Platesleden.

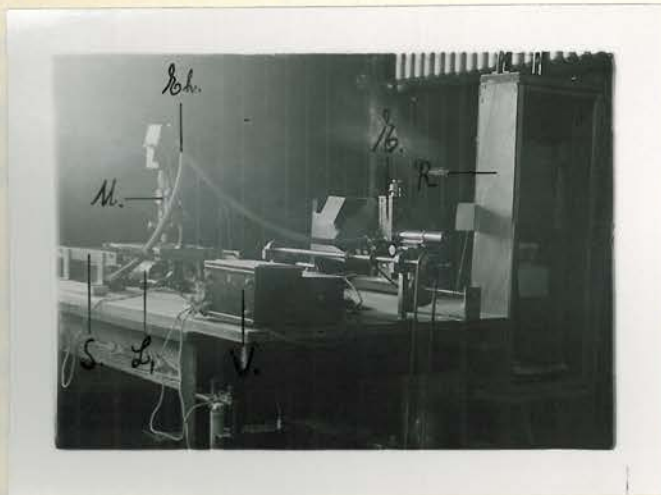


Fig. 8b. Fotometret. V voltmeter, L lyskilde, S plateslede, M mikroskop, Eh. ebonitthylser, E elektrometret, R registratorkasse.

I prinsippskissen fig. 8a er L, lyskilden. Den fødes med akkumulatorstrøm som kann reguleres innen vide grenser og kontrolleres med voltmetret V (fig. 8b). Via mikroskopspeilet passerer lyset platen med spektret - som ved hjelp av platesleden (fig. 8c) kann forskyves i to på hinanden loddrette retninger - videre gjennom mikroskopobjektivet - som leverer et 15 ganger forstørret bilde av spektret - forgrener sig så ved den planparallelle glassplate - som er stillet 45° skrått

til lysretningen - til mattglassplate og regulerbar spalt, for derigjennem å nå frem til belegget på fotocellen Cm.

Mattglassplaten er meget hensiktsmessig, da man her kann iaktta den del av spektret som til enhver tid befinner sig i lysfeltet. Den stripe på mattglassplaten som samsvarer med spaltåpningen kann lett finnes og avmerkes ved f. eks. suksessive små-forskyvninger av en skarp spektrallinje unner samtidig iakttagelse av elektrometerutslaget. Denne "spaltstripe" på mattglassplaten blir fremtidig innstillingsplass for de fotografiske bilder hvis svertning ønskes målt.

Men L₁ sender også (fig. 8a), via en regulerbar spalt, lys til belegget på lekasjecellen C₂.

Målecellen som er gassfylt, tåler en maximalspenning på ±120 V på belegget. Cellens anode er koblet til elektrometerplaten A, som også står direkte tilkoblet lekasjecellens belegg. Disse koblingstråder er elektrostatisk avsjermet med metalltrådomspundne bøielige ebonitthylser (Eh. fig. 8b). Lekasjecellens anode er ført til jord, men kann også for økning av effektiviteten og i reguleringsøiemed gis en mindre positiv spenning. På elektrometrets tråd T og plate B er anbragt regulerbare spenninger, dels av nødvendighet, dels for å kunne variere følsomheten. Lyskilden L₂ sørger sammen med elektrometerlinsene l₁ og l₂ for å kaste en skarp skygge av elektrometertråden T på en avlesningsskala som er festet til registratorkassen.

På fig. 8c sees detaljene av platesleden. Platebordet forskyves langs ribbene r₁ og r₂ ved dreining av skruehodet P, dette er inndelt i 100 delestreker. Hver hel omdreining svarer til en forskyvning av platebordet på 1.62 mm. Antall hele omdreininger telles på skiven Q. Hele sleden kann forskyves langs ribbene R₁ og R₂, som danner rett vinkel med sledens ribber r₁ og r₂. En skrueregulert og avlesningsbar forskyvning langs ribbene R₁ og R₂ er for vårt øiemed ikke nødvendig, det er fullt tilstrekkelig å benytte hendene.

Vår fotometriske måling tilsikter kun å finne avstannen fra referenslinjen - konferer fig. 5b og 7 - til det punkt på vedkommende spektrallinje som har en valgt standardsvertning, som igjen alltid skal tilsvare samme skalapunkt for elektrometertråden. Fremgangsmåten ved en måling blir ganske enkelt den, med hendene å forskyve plate og plateslede til den aktuelle spektrallinje løper i og parallell med den før fremhe-

vede "spaltstripe" på mattglassplaten (fig. 8a), når platen forskyves ved dreining av skruehodet P. Denne tilpassning er fort unnagjort. Så skrueforskyves platen til referenslinjen kommer i fotometrisk målestilling, denne avleses på Q og P. Skruen P dreies igjen mens den rette spektrallinje (Féryprismet gir rette linjer) iakttas løpende i "spaltstripen" på mattglassskiven, samtidig som elektrometertråden vandrer mot sin før fastlagte skalastilling. Umiddelbart før denne er nådd ophører dreiningen av P, og Q og P avleses på nytt. Differensen i de 2 avlesninger gir intensitetsordinaten y.

Ved hver måling har regelen veret, alltid minst en kontrollmåling, og det er min erfaring at gir man sig bare litt tid overstiger måleusikkerheten i y ikke 5 delestreker, eller $5 \cdot 1.62/100 = 8/100$ mm. Det er videre min erfaring at Nordlysobservatoriets fotometer kann anvendes for ner sagt alle svertningsgrader, på grunn av dets rike muligheter for variasjon i lys, lekkasje og følsomhet. Og det innstiller sig hurtig.

3. Apparatkonstanten $\log.I_0 - \log.I'_0$.

Som før vist er relativbestemmelser av 2 spektrallinjers intensiteter ved atmosfærens yttergrense en spesiell forutsetning for å kunne få osonverdier etter ettspektrummetoden. Vi fant for osonmengden:

$$X = \frac{(\log I_0 - \log I'_0) - (\log I - \log I') - (\beta - \beta') \sec z}{(\alpha - \alpha') \sec z}$$

Ved å ekstrapolere serielinjene i $\log.I/\sec.z$ diagrammet (fig. 2 s.4) til $\sec.z = 0$ fikk vi de respektive $\log.I_0$, eller de verdier av $\log.I$ som vår apparatur i funksjon ved atmosfærens yttergrense vilde ha gitt. Nu fulgte det apparatkonstant (rettere 3, svarende til 3 linjepar) med vår Dobson-spektrograf, så det ikke var noen tvingende nødvendighet å forsøke nybestemmelser av denne. Men selv for Tromsø med sin ringe middagssolhøide (maximalt $43^{\circ}7$), og rett ustabile atmosfæriske forhold, måtte det med tid og tålmodighet ha kunnet opnåes et nødvendig antall relativt ufeilbare spektrumserier for bestemmelse av apparatkonstanten. Fremgangsmåten vilde i tilfelle ha blitt Dobsons erfaringsmessig beste: En 2 - 3 spektra i tett rekkefølge med ettpar timers mellomrum fra solen

kommer minst 20° høit på himmelen til den er sunket henimot denne høide igjen. Minimalhøiden 20° er en apparatgrense som er gitt ved at samtlige spektra fra en serie må ha nøyaktig samme eksponeringstid. For de kortest brukte bølgelengder kann ikke denne overstige rundt 60 sek. (helst bare 30) for de større solhøider på omkring 40° , hvis intensiteten ikke skal passere den målbare grense, med andre ord hvis den optiske kile skal strekke til, og på den annen side må solhøiden vere minst 20° for å få målbare intensiteter av disse spektrallinjer i løpet av 60 sekunders eksponeringstid.

Hver plate rummer kun 6 spektra (fig. 7 s. 11), og det blir for lite for en god serie. Som nødvendig svertnings- eller intensitetsforbinnelsesledd ved overgangen fra en plate til en annen unner den fotometriske utmåling av en spektrumserie, tjener den uniforme svertningsstripe som hver plate forsynes med. Svertningsstripen er optatt med en standardlyskilde unner gjennomført invariante forhold, og representerer derfor en standardintensitet, som tjener som referensverdi ved den fotometriske utmåling. Noen slik plate-referensverdi er imidlertid ikke nødvendig for utmåling av et enkelt selvstendig spektrum, da må, med et brukbart fotometer, en valgbar skala-referensverdi vere tilstrekkelig. Det *trenges* her bare 5 - 10 minutters invariant arbeidsydelse av fotometret.

Vi forutsetter nu en spektrumserie tatt, og intensitetsordinate-
ne y bestemt med fotometret slik som angitt unner beskrivelsen av dette. Disse siste gir oss imidlertid umiddelbart de respektive serier av $\log.I$ -verdier, slik at serielinjene i $\log.I/\sec.z$ diagrammet (fig. 2 s. 4) kann optrekkes, og $\log.I_0$ -verdiene ekstrapoleres. Ti forbindelsen mellom en spektrallinjes løpende intensiteter I_1, I_2, \dots, I_n gjennom en serie er gitt ved platenes svertningsstripe, som motsvarer en for hver spektrallinje konstant intensitet i_λ , som imidlertid varierer med bølgelengden på grunn av variasjon i filterabsorpsjon, dispersjon og platefølsomhet med denne. Vi har (her) for λ og λ' fra en serie når K og K' er kilekonstantene og y -ene er de løpende intensitetsordinater:

$$i_\lambda = I_1 10^{-Ky_1} = I_2 10^{-Ky_2} = \dots = I_n 10^{-Ky_n}$$

$$i_{\lambda'} = I'_1 10^{-K'y'_1} = I'_2 10^{-K'y'_2} = \dots = I'_n 10^{-K'y'_n}$$

Hvorav generellt:

$$K_y = \log J - \log i_\lambda = \log J/i_\lambda$$
$$K'_y = \log J' - \log i_{\lambda'} = \log J'/i_{\lambda'}$$

Den enkelte ligning utsier at intensitetsordinaten y er et direkte relativmål for intensiteten I , og at vi for en serie likefrem kann praktisere med ligningen:

$$\underline{K_y = \log.I}$$

Men av endringen i i_λ fra bølgelengde til bølgelengde følger at de etter denne praksis ekstrapolerte $\log.I_0$ -verdier — som kann skrives på formen $K_{y_0} = \log.I_0$ — ikke kann vere sammenlignbare. For vårt formål spiller imidlertid ikke dette noen rolle. Det vi skal ha tak i er uttrykket: $(\log.I_0 - \log.I'_0) - (\log.I - \log.I')$ fra ligningen for osonmengden. Vi fant ovenfor:

$$\log.I = K_y + \log.i_\lambda \quad \text{og} \quad \log.I' = K'_y + \log.i_{\lambda'}$$

Og kann analogt skrive:

$$\log.I_0 = K_{y_0} + \log.i_\lambda \quad \text{og} \quad \log.I'_0 = K'_{y_0} + \log.i_{\lambda'}$$

Som gir:

$$\underline{(\log.I_0 - \log.I'_0) - (\log.I - \log.I')} = (K_{y_0} - K'_{y_0}) - (K_y - K'_y)$$

Når de innbyrdes usammenlignbare $\log.I_0$ og $\log.I'_0$ sammenstilles som i osonligningen med sine respektive sammenlignbare, men innbyrdes usammenlignbare $\log.I$ og $\log.I'$, faller uttrykkene $\log.i_\lambda$ og $\log.i_{\lambda'}$ for de variable apparatfaktorer bort, og vi kann altså for λ og λ' innen samme spektrum praktisere $\log.I = K_y$ og $\log.I' = K'_y$, eller akkurat som for spektrumseriene helt generellt:

$$\underline{\log.I_\lambda = K_\lambda y}$$

Med hensyn til feil i apparatkonstanten $\log.I_0/I'_0$ er variasjoner i atmosfærens absorpsjonskoeffisient $k = \sigma + \beta + \alpha\lambda$ unner serieoptagelsene den største kilde. Forandringer i k vil gi serielinjene avvikende retning, slik at den enkelte $\log.I_0$ ^{kann} påføres en ganske betydelig feil, mens imidlertid differensen $\log.I_0 - \log.I'_0$ nødvendigvis må influeres langt mindre. De anvendte apparatkonstanter finnes på side 25 her.

4. Absorbsjonskoeffisienten α . Valg av spektrallinjer.

Oson har absorpsjonsbånd i det ultrarøde, det synlige og fremforalt i det ultrafiolette bølgeområde. En rekke forskere har fått sine navn knyttet til de absorpsjonsbånd de har opdaget. Vi nevner her kun Hartleybåndet fra rundt 2000 - 3200 Å, og Hugginsbåndet fra 3200 - 3600 Å (29).

På grunn av den sterke progressjon i absorpsjonseffekten fra 3300 - 2900 Å (solspektrets ultrafiolette ende) er det i dette bølgeområde de aller fleste hittige osonmålinger er foretatt. Dobson har valgt linjene 3264, 3232, 3062, 3052 og 3022 Å for vår spektrograftype. Vi har valgt 3125 og 3086 Å som suplement.

Man må si at absorpsjonskoeffisienten er det fundamentale ledd for bestemmelsen av osoninnholdet i atmosfæren. Avgjørende som den er for nøyaktigheten i osonverdiene, gjelder det å få den omhyggelig bestemt, bestemt unner laboratorieforhold som tilstreber å vere de atmosfæriske forhold analoge, såvidt disse er kjent. Dette er hittil best realisert ved Fabry's institutt av hans elever Ny Tsi-Ze og Choong Shin-Piaw (43 og 44), og E. Vassy (53). Som sine forgjengere - hvorav spesielt skal fremheves Chr. Fabry & H. Buisson (26) og A. Läuchli (38) - har de benyttet osonisert surstoff og bestemt intensitetstapet ved lysets gang gjennom denne gassblanning. Her melder straks spørsmålet om stasjonær tilstann i gassblanningen sig, all den stunn selve unnersøkeslyset skulde ha evne til på fotokemisk vei å bringe forandringer i denne. Ved å operere med 3 absorpsjonsrør i serie og en regulerbar lyskilde, kunde Ny & Choong imidlertid variere lysintensitet, lysvei og osontrykk innen rett vide grenser, og hadde således anledning til å studere disse faktorers selvstendige og gjensidige innvirkning på resultatene. Det er å beklage at deres knappe arbeider (43 og 44) kun gir absorpsjonskoeffisienter og ikke sier noe om mulige variasjonseffekter i disse med variasjoner i ovennevnte faktorer. Imidlertid har E. Vassy (53) senere med helt analog apparatur - til forsvar for en funnen effekt, tydet som temperatureffekt alene (2 og 3) - direkte prøvet moderate trykkvariasjoners innflytelse på osonabsorpsjonen, og ikke kunnet finne noen sådan, og forøvrig gitt opplysninger om å forebygge feileffekter med unnersøkelseslyset, slik at det er grunn til å betrakte Ny & Choongs oson-

absorbsjonskoeffisienter fra osonisert surstoff som meget representati-
 ve ved unnersøkelsestemperaturen 15° C. Vassy forvisset sig samtidig -
 ved spektraloptagelser ved $+20^{\circ}$ og -80° (53) - om tilstedeverelsen av
 den før funne temperatureffekt for osonabsorbsjonen (46 s. 216). Denne
 meget karakteristiske effekt, som vesentlig rammer absorbsjonsminima
 fremfor maxima, var forøvrig alt på det smukkeste verifisert ved direk-
 te sammenligning mellom absorbsjonsspektra fra laboratoriet ($+15^{\circ}$) og
 fra selve atmosfæren (kanske -50°), optatt med samme spektrograf (2 og
 3). Resultatet av disse målinger er gitt grafisk i fig. 9.

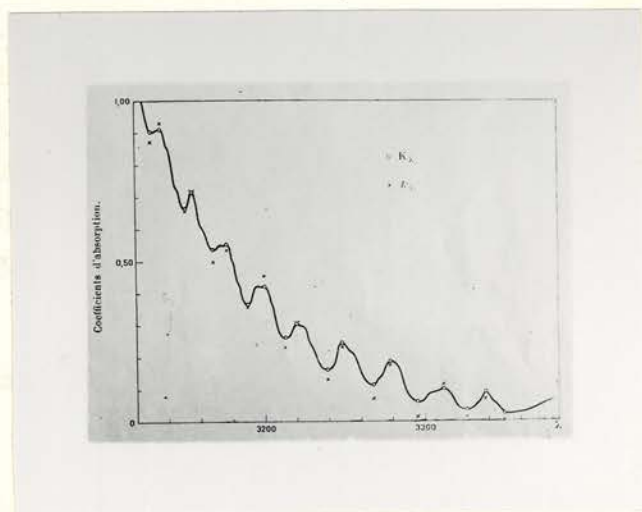


Fig. 9. Absorbsjonskoeffisienten α fra laboratoriet (o),
 og fra atmosfæren (+) (Vega).

Selv om det skulde vere riktig som R. Penndorf hevder (46 s.218)
 at hele effekten neppe kann tilskrives temperaturen alene, men minst li-
 ke meget trykket i osonsfæren, så må den gode overensstemmelse mellom
 atmosfærens og laboratoriets absorbsjonskoeffisienter vere et sterkt vid-
 nesbyrd om at de siste iallfall er tilnermet riktige.

For sammenligningens skyld er i nedenstående tabell medtatt:
 Først Fabry & Buissons α -verdier (26), beregnet efter den empiriske
 formel $\log.\alpha = 17.58 - 0.0564 \lambda$ (λ i 10^{-6} mm.). Så Läuchlis α -verdier
 (38), beregnet efter den empiriske formel: $\log.\alpha = 16.74 - 0.0536 \lambda$
 (λ i 10^{-6} mm.). Begge formler basert på spredte α -verdier for bølgeleng-
 dene til de sterkeste linjer i kvikksølvspektrrets ultrafiolette del. Så
 Ny & Choongs α -verdier (43 og 44), tatt fra den til de minste detaljer
 bestemte absorbsjonskurve, som er muliggjort ved den kontinuerlige lys-
 kilde "vannstofflampan" - nettopp av den type som vil bli presentert

unner våre stjernelysmålinger. Så Barbier & Chalonge & Vassy's α -verdier fra atmosfæren (2 og 3), tatt ut av kurven hvis referensverdi er $\alpha_{3125} = 0.94$ (Fabry's verdi). Så G. M. B. Dobsons anvendte og gjensidig korrigerede α -verdier (21). Og i siste kolonne de for våre målinger valgte α -verdier, som er Ny & Choongs.

Absorpsjonskoefficientene α for de 7 valgte spektrallinjer:

λ i Å	Fabry & Buisson	Läuchli	Ny & Choong	Barbier & Chalonge & Vassy	Dobson	Valgt
3264	0.15	0.17	0.126	0.09	0.15	0.13
3232	0.22	0.26	0.222	0.18	0.22	0.22
3125	0.94	1.00	1.00	0.94	—	1.00
3086	1.51	1.58	1.84	—	1.57	1.84
3062	2.04	2.14	2.40	—	2.13	2.40
3052	2.34	2.40	2.58	—	2.23	2.58
3022	3.47	3.47	3.63	—	3.38	3.63

Vårt valg måtte stå mellom Dobsons anvendte og Ny & Choongs omhyggelig bestemte α -verdier. De største osonverdier fåes med Dobsons koefficienter, Ny & Choongs resulterer i et lavere osonnivå. Bestemmen- de for vårt valg av α -verdier blev noen parallell-målinger foretatt i Oxford av Dr. Dobson med hans fotoelektriske spektralfotometer (20) og vår spektrograf. Disse Oxford-spektra, som måtte bli selve prøvestenen for vår apparatur og vår osonbestemmelse i det hele, ga tilnærmet rik- tige osonverdier når Ny & Choongs α -verdier blev benyttet. For påvis- ningen av dette henvises til side 26 her.

De 7 valgte spektrallinjer er kombinert til nedenstående 5 linje- par, for hvilke α -differensene efter Ny & Choongs verdier anføres.

Linjepar:	3052	3062	3022	3086	3125
	3232	3264	3264	3264	3232
($\alpha - \alpha'$):	2.36	2.27	3.50	1.71	0.78

Kun de 3 første linjepar er brukt av Dobson, de 2 siste er vårt suple- ment, som kommer til anvendelse ved de laveste solhøider vår og høst. Osonligningen viser at jo større α -differens et linjepar har, jo min- dre påvirkes osonverdien av en unøiaktighet i intensitetsbestemmelsene.

5. Spredningskoefficientene σ og β .

Ved oppstillingen av osonligningen (s. 5) har vi regnet med samme σ for begge bølgelengder λ og λ' . Det holder neppe helt stikk, men såpass vet man fra unnersøkelser over σ (29 s. 194) at den feil som herved er innført ikke er nevneverdig. Riktignokk kann σ variere relativt meget, la oss si mellom 0.05 og 0.10, men differensen i σ for bølgelengdeforskjeller på 200 Å vilde det - med henblikk på de øvrige feilkilder for osonmålingene - vere pedanteri å gi akt på.

Også for β er det differenser som kommer i bruk, differenser for de valgte linjepar. Verdien av β beregnes efter Rayleighs formel (29 s. 193):

$$\beta = \frac{32 \pi^3}{3 n \lambda^4} (\mu - 1)^2 H. M.$$

Hvor: $n = 2.70 \cdot 10^{19}$ er antall molekylar pr. cm^3 luft i normaltilstanden.

$\mu = 1.000305$ er lysets brytningsindeks, som stiger litt med fallende bølgelengde λ . For vårt snevre bølgeområde er en felles-verdi fullt tilfredsstillende.

$H = 7.99 \cdot 10^5 p/760$ cm. er høiden av en beregnet "homogen" atmosfære. p er det aktuelle trykk, som for Nordlysobservatoriet er satt lik 740 mm.

$M = 0.434$ er modulen for det naturlige logaritmesystem.

Disse størrelser innsatt i Rayleighs formel gir:

$$\beta = \frac{0.386}{\lambda^{4.05} 10^{18}}$$

For λ innsettes dens tallverdi i cm.

Beregnes β efter denne formel fåes for de 7 valgte linjer:

λ :	3264	3232	3125	3086	3062	3052	3022
Vår β :	0.335	0.348	0.398	0.420	0.432	0.438	0.455
Dobsons β :	0.29	0.30	0.34	0.36	0.37	0.37	0.39

Og for de 5 brukte linjepar har vi:

Linjepar:	3052 3232	3062 3264	3022 3264	3086 3264	3125 3232
Våre ($\beta - \beta'$):	0.09	0.10	0.12	0.09	0.05
Dobsons ($\beta - \beta'$):	0.07	0.08	0.10	0.07	0.04

Hvori den betydelige forskjell i de beregnede β -verdier stikker,

er det ikke lyktes å oppspore. Finner det mest betryggende å benytte Dobsons verdier. Imidlertid viser jo β -differensene et parallelt forløp (én untagelse), og det gjør saken mindre alvorlig.

Osonligningen viser at mulige feil i $(\beta - \beta')$ - fordi Rayleighs formel kann vere ueksakt, eller på grunn av større lufttrykkforandringer - overføres på osonmengden gjennom den multipliserende faktor $\frac{\beta - \beta'}{\alpha - \alpha'}$. Jo mindre denne er for et linjepar, jo mindre virker $(\beta - \beta')$ -feil i osonmengden. For de 5 linjepar som er tatt i bruk, ligger $\frac{\beta - \beta'}{\alpha - \alpha'}$ mellom 0.03 og 0.05, så selv en forandring på hele 20 pct, i $(\beta - \beta')$ iallfall ikke kann overføre en større feil enn 0.010 cm. på osonmengden.

Hvilke forandringer våre β -differenser har eller kann ha fra tid til annen må dessverre stort sett bli et åpent spørsmål. For trykkforandringers vedkommende gir imidlertid Rayleighs formel det resultat, at en variasjon på 50 mm. virker med 6-8 pct i våre β -differenser, hvilket igjen motsvarer maximum 0.004 cm. i osonmengden.

Den ovenfor funne avvikelse på 0.02 mellom Dobsons og våre β -differenser svarer til en nivåforskjell i osonmengden på 0.007 cm.

6. Korreksjon for sec.z.

Osonets vertikalfordeling i atmosfæren har vist sig å vere skikt-lignende, og skiktets tyngdepunkt er bestemt til å ligge 21 km. høit (32 og 40). Dette forhold sammen med jordens krumning gjør en korreksjon i sec.z nødvendig for solhøider unner rundt 30° .

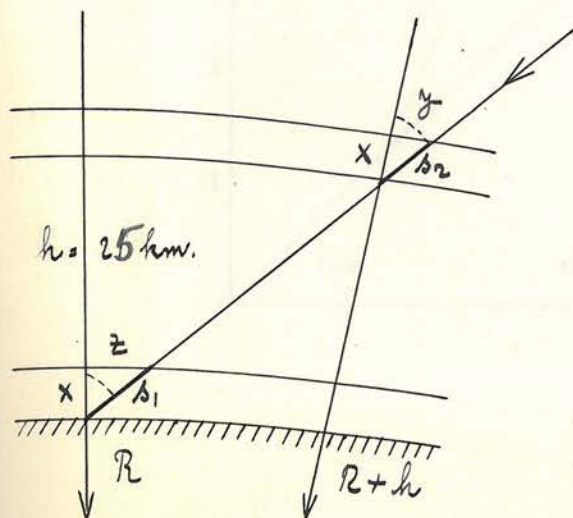


Fig. 10. En lysstråles osonvei s i forhold til skikthøiden h .

Fig. 10 skal illustrere en solstråles skiktveistykker s_1 og s_2 , når skiktet ligger nede ved jordoverflaten, og når det befinner sig i høiden h over denne. Vi har tilnærmet:

$$s_1 = x \cdot \sec.z \quad \text{og} \quad s_2 = x \cdot \sec.y$$

Denne tilnærmedelse, som blir stadig dårligere eftersom zenitdistansen z tiltar, regnes imidlertid for god nok inntil z blir $83^\circ 5'$ (40 s. 424 fotnote). Vi vill alltid vere godt

innenfor denne grense, da den minste solhøide vi kann opnå målbare spektra fra ligger ved 8° , svarende til $z = 82^\circ$.

Vi fant at skiktveistykkene s_1 og s_2 var proporsjonale med henholdsvis $\sec.z$ og $\sec.y$. Forbinnelsen mellem z og y er gitt ved:

$$\sin.y = \frac{R}{R + h} \sin.z$$

Settes for Tromsø jordoverflatens midlere krumningsradius til 6394 km., og osontyngdepunktets høide til 21 km. fåes:

$$\sin.y = 0.99673.\sin.z$$

For ved hjelp av denne ligning å finne forbinnelsen mellem $\sec.z$ og $\sec.y$, er O. Lohses trigonometriske tabeller det beste hjelpemiddel.

Fig. 11 gir diagrammet $\sec.z/\sec.y$, og illustrerer størrelsen av korreksjonen $\Delta \sec.z$ for voksende $\sec.z$.

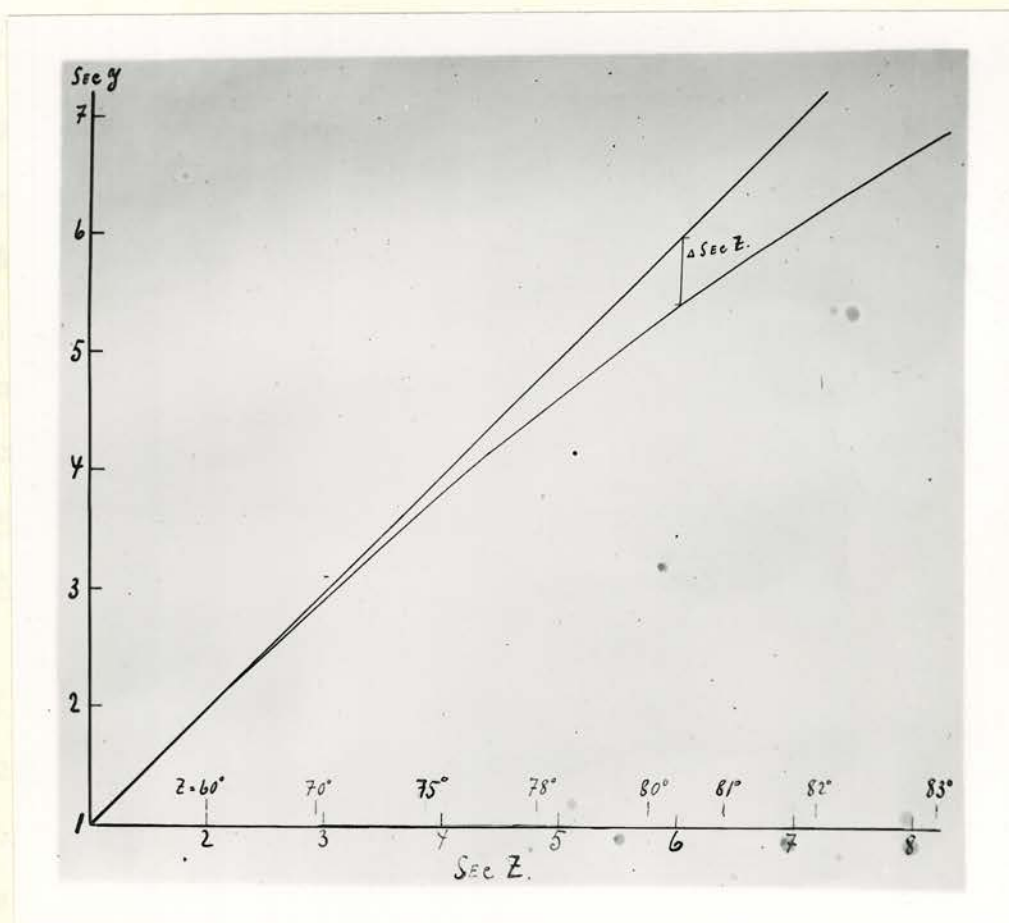


Fig. 11. Korreksjon ($\Delta \sec. Z$) i $\sec. Z$ på grunn av jordkrumning og osonskikhøide.

Korreksjonen Δx - i osonmengden x - som korreksjonen $\Delta \text{sec.}z$ bevirker, blir proporsjonal med osonmengden x . For osonverdien 0.200 cm. gir en direkte beregning følgende resultat.

sec.z:	2.00	3.00	4.00	5.00	6.00	7.00
Δx cm:	0.002	0.005	0.010	0.015	0.022	0.029

Det er således liten grunn for å korrigere sec.z før den kommer op mot 3, men merarbeidet som denne korrigering medfører er helt uvesentlig, så den kann like godt gjennomføres bestandig.

I osonligningen får vi nu å erstatte sec.z med sec.y for osonabsorpsjonens vedkommende, og skriver den:

$$X = \frac{\log I_0/I_0' - \log I/I' - (\beta - \beta') \text{ sec. } z}{(\alpha - \alpha') \text{ sec. } y.}$$

7. Suplerende apparatkonstanter $\log.I_0/I_0'$.

Før det er mulig å gi en samlet oversikt over samtlige bestemmelsesstykker i osonligningen for den enkelte linje og for det enkelte linjepar, må ingen av bestemmelsesstykkene mangle. For våre to suplerende linjepar, til bruk først om våren og sist om høsten, mangler imidlertid apparatkonstanten $\log.I_0/I_0'$, men den kann beregnes. Av osonligningen fremgår det umiddelbart at har man observasjonsmessig bestemt apparatkonstanten for ett linjepar, og således kann beregne osonmengden x , kann apparatkonstanten for et vilkårlig linjepar beregnes, såfremt atmosfærekoeffisienter og kilekonstanter for dette er kjent.

Å gå til å beregne apparatkonstanten for linjeparene 3086/3264 og 3125/3232 er strengt tatt å foregripe begivenhetenes gang, all den stunn ingen osonverdibestemmelser ennu er gjennomført. Vi forutsetter imidlertid dette, og gir nedenfor $\log.I_0/I_0'$ -resultater fra 20 spektra høsten 1935, og fra 28 spektra våren 1936. Spektrene gjenfinnes unner sine nummer i den store osonverditabell bakerst.

Beregningsformelen blir:

$$\log.I_0/I'_0 = \log.I/I' + (\beta - \beta') \sec.z + x(\alpha - \alpha') \sec.y$$

Linjeparet 3086/3264

Linjeparet 3125/3232

Sjrs. nr.	X i em.	$\frac{x(\alpha - \alpha')}{\sec y}$	$\frac{(\beta - \beta')}{\sec z}$	$\log \frac{I}{I'}$	$\log \frac{I_0}{I'_0}$	$\frac{x(\alpha - \alpha')}{\sec y}$	$\frac{(\beta - \beta')}{\sec z}$	$\log \frac{I}{I'}$	$\log \frac{I_0}{I'_0}$
60	0.192	1.100	0.243	0.239	1.582	0.502	0.139	0.312	0.953
72	0.215	1.313	0.260	-0.002	1.571	0.599	0.149	0.201	0.949
73	0.213	0.852	0.167	0.568	1.587	0.389	0.095	0.494	0.978
74	0.190	0.809	0.178	0.588	1.575	0.369	0.102	0.465	0.936
81	0.191	0.807	0.176	0.566	1.549	0.368	0.100	0.473	0.941
85	0.184	0.884	0.201	0.474	1.559	0.403	0.115	0.459	0.977
86	0.195	0.970	0.209	0.402	1.581	0.443	0.119	0.414	0.976
89	0.192	0.857	0.186	0.529	1.572	0.391	0.106	0.463	0.960
91	0.176	0.996	0.239	0.336	1.571	0.454	0.137	0.363	0.954
93	0.180	1.040	0.245	0.275	1.560	0.475	0.140	0.338	0.953
96	0.201	1.010	0.211	0.364	1.585	0.461	0.121	0.382	0.964
98	0.188	1.016	0.228	0.317	1.561	0.463	0.130	0.367	0.960
97	0.186	1.374	0.322	-0.113	1.583	0.627	0.184	0.179	0.990
103	0.155	0.853	0.233	0.471	1.557	0.389	0.133	0.435	0.957
105	0.175	1.027	0.249	0.313	1.589	0.468	0.142	0.336	0.946
107	0.169	1.069	0.271	0.231	1.571	0.488	0.155	0.312	0.955
109	0.163	1.087	0.287	0.194	1.568	0.496	0.164	0.295	0.955
110	0.146	1.049	0.312	0.195	1.556	0.478	0.178	0.289	0.945
116	0.148	0.969	0.281	0.314	1.564	0.442	0.161	0.356	0.959
117	0.160	1.133	0.307	0.153	1.593	0.517	0.175	0.283	0.975
				M: 1.573					M: 0.959
144	0.272	1.381	0.214	0.022	1.617	0.630	0.122	0.227	0.979
145	0.281	1.403	0.210	-0.004	1.609	0.640	0.120	0.217	0.977
147	0.302	1.436	0.199	-0.040	1.595	0.655	0.114	0.195	0.964
148	0.286	1.320	0.193	0.096	1.609	0.602	0.110	0.274	0.986
150	0.318	1.446	0.190	-0.019	1.617	0.660	0.109	0.210	0.979
153	0.320	1.406	0.184	0.027	1.617	0.641	0.105	0.229	0.975
154	0.267	1.205	0.188	0.218	1.611	0.550	0.108	0.288	0.946
155	0.266	1.219	0.192	0.190	1.601	0.556	0.110	0.295	0.961
156	0.298	1.213	0.169	0.212	1.594	0.553	0.097	0.326	0.976
160	0.354	1.326	0.155	0.133	1.614	0.605	0.089	0.294	0.988
161	0.368	1.372	0.155	0.086	1.613	0.626	0.088	0.267	0.981
162	0.303	1.208	0.165	0.223	1.596	0.551	0.094	0.308	0.953
163	0.332	1.221	0.153	0.230	1.604	0.557	0.087	0.340	0.984
164	0.263	1.012	0.160	0.405	1.577	0.462	0.091	0.408	0.961
165	0.335	1.295	0.160	0.145	1.600	0.591	0.092	0.295	0.978
166	0.317	1.138	0.148	0.322	1.608	0.519	0.085	0.366	0.970
167	0.363	1.254	0.143	0.223	1.620	0.572	0.082	0.329	0.983
168	0.370	1.278	0.143	0.194	1.615	0.583	0.082	0.319	0.984
169	0.273	1.078	0.164	0.370	1.612	0.492	0.094	0.395	0.981
170	0.286	1.037	0.150	0.404	1.591	0.473	0.086	0.376	0.935
171	0.304	1.061	0.144	0.376	1.581	0.484	0.082	0.353	0.919
172	0.282	1.022	0.150	0.419	1.591	0.466	0.086	0.388	0.940
173	0.304	1.227	0.168	0.223	1.618	0.560	0.096	0.292	0.948
174	0.303	1.534	0.213	-0.130	1.617	0.700	0.122	0.133	0.955
176	0.314	1.235	0.163	0.230	1.628	0.563	0.093	0.287	0.943
178	0.341	1.219	0.148	0.258	1.625	0.560	0.085	0.344	0.989
179	0.350	1.182	0.140	0.297	1.619	0.539	0.080	0.361	0.980
180	0.343	1.317	0.159	0.126	1.602	0.601	0.091	0.250	0.942
				M: 1.607					M: 0.966

Avrunnet til nærmeste 5/1000 har vi:

3086/3264: $\log.I_0/I'_0 = \underline{1.575}$ for 1935, og $\log.I_0/I'_0 = \underline{1.605}$ for 1936.

3125/3232: $\log.I_0/I'_0 = \underline{0.960}$ for 1935, og $\log.I_0/I'_0 = \underline{0.965}$ for 1936.

De ikke ubetydelige svingninger i apparatkonstant-seriene må i første rekke tilskrives fotometrisk måleunøyaktighet. Serlig bemerkelsesverdige er imidlertid forskjellen mellom høst- og vår-resultatet for linjepar 3086/3264. Det må tilskrives forskjell i avbildningsskarphet. Spektrografen blev nyinnstillet våren 1936 for å få en skarpere avbildning av spektrallinjene, og det oppnåddes.

Virkningen på osonmengden ved en apparatkonstanttilvekst på 0.03 for linjepar 3086/3264 blir en osontilvekst på maximum femteparten, $((\alpha - \alpha') \text{ sec. } y \approx 5)$ eller 0.006 cm., mens for linjepar 3125/3232 apparatkonstanttilveksten på 0.005 kun bevirker en osontilvekst på rundt 0.002 cm. $((\alpha - \alpha') \text{ sec. } y \approx 2.5)$. Tilveksten som sådan tyder på at osonverdiene i og med nyinnstillingen av spektrografen våren 1936 blev løftet litt opp, sannsynligvis med 0.005 til 0.010 cm.

8. Resume over konstanter og koeffisienter.

For oversiktens skyld samles her alle bestemmelsesstykker for sollysmålingene.

Bølgelengde λ i Å:	3264	3232	3125	3086	3062	3052	3022
Kilekonstant K :	0.172	0.185	0.203	0.204	0.204	0.204	0.196
Absorpsjonskoeffisient α :	0.13	0.22	1.00	1.84	2.40	2.58	3.63
Spredningskoeffisient β :	0.29	0.30	0.34	0.36	0.37	0.37	0.39

Linjepar :	3052 3232	3062 3264	3022 3264	3086 3264	3125 3232
Log. I_0/I'_0 :	1.371	1.606	1.661	1.575 1.605	0.960 0.965
$(\alpha - \alpha')$:	2.36	2.27	3.50	1.71	0.78
$(\beta - \beta')$:	0.07	0.08	0.10	0.07	0.04

Med henblikk på en masseutregning av osonverdier kunde det for å spare litt tid ligge ner å sette opp et par av faktorene i osonligningen grafisk, lage diagrammer og benytte disse fremfor å bruke regnemaskin. Vi foretrekker imidlertid regnemaskinen.

9. Oxford prøvespektra.

Før vår spektrograf blev sendt fra England, tok Dr. Dobson 12 spektra med den, samtidig som osonverdien blev bestemt med hans fotoelektriske spektralfotometer (20). Ga disse spektra, tatt med vår spektrograf, utmålt på vårt fotometer og beregnet med våre konstanter og koefisienter de riktige osonverdier, så hadde vi en betryggende prøve på at våre osonbestemmelser i Tromsø blev direkte sammenlignbare med Dobsons i Oxford. Prøven falt bra ut. For den foretatte utmåling og beregning av de 12 spektra fra Oxfordplatene A og B henvises til begynnelsen av resultattabellen bakerst her. Hvert spektrum er verdibestemt 2 ganger, og - som intensitetsordinatene y viser - med meget forskjellig fotometerlysstyrke. Spektrene som er tatt 3 og 3 i tett rekkefølge, inneles naturlig i 4 grupper. Osonmengden angis i cm.

	A ₁	A ₂	A ₃	Middel	A ₄	A ₅	A ₆	Middel
Måling I :	0.252	0.248	0.251	<u>0.250</u>	0.251	0.250	0.251	<u>0.251</u>
Måling II:	0.255	0.255	0.255	<u>0.255</u>	0.257	0.258	0.256	<u>0.257</u>
			Skal vere	<u>0.252</u>		Skal vere		<u>0.252</u>
	B ₁	B ₂	B ₃	Middel	B ₄	B ₅	B ₆	Middel
Måling I :	0.248	0.247	0.246	<u>0.247</u>	0.248	0.249	0.246	<u>0.248</u>
Måling II:	0.249	0.251	0.253	<u>0.251</u>	0.253	0.253	0.251	<u>0.252</u>
			Skal vere	<u>0.250</u>		Skal vere		<u>0.248</u>

Første måling gir de jevneste resultater, og der foreligger indisium for en fotometerlyseffekt. Den funne verdiforskjell kann også vere tilfeldig, for ifølge resultattabellen og hele min erfaring optrer det ofte en usikkerhet i intensitetsmålingene som svarer til rundt 0.005 cm. i osonverdien. I det hele tatt er det resultatbilde som denne dobbelte utmåling av prøvespektrene gir, meget typisk for målevariasjonene.

Samstemmigheten mellom prøvespektrenes osonverdier og de som er funnet med det fotoelektriske apparat, meget tilfredsstillende. Vi må ha lov til å tro at osonverdiene fra Tromsø er tilnermet riktige i forhold til Dobsons Oxfordverdier.

Sjernelysmålingene.

1. Innledning.

For å kunne studere den atmosfæriske osonmengdes variasjon i døgnets løp for Syd-Europa, var det nødvendig å kunne gjøre osonbestemmelser også om natten. Lyskilder hadde man i månen og stjernene. Problemet var å konstruere høvelige spektrografer. For månen viste en enkel kvartzspektrograf sig å vere tjenlig (10). For stjernene blev det konstruert en objektivprismespektrograf med kvartzoptikk (11). Og fra målinger med denne spektrograf i Abisko i Nord-Sverige vinteren 1934/35 foreligger de første osonverdier fra "polarnatten" (4). For å kunne bringe flere polarnatt-verdier blev selvsamme spektrograf elskverdiggst utlånt til Nordlysobservatoriet vinteren 1935/36. Inneverende vinter kann vi ved Nordlysobservatoriet benytte vår egen spektrograf, forøvrig av nøiaktig samme konstruksjon som Chalonge's (11).

2. Apparatur.

Ved Chalonge's objektivprismespektrograf (11) er den for sikre intensitetsmålinger nødvendige høide av et stjernespektrum opnådd på rent optisk vei, ved realisasjon av en idé fremsatt av A. Couder (19). Som skissen av spektrografen fig. 12a viser, er det innført astigmatisme i avbildningen ved å la de parallelle strålebunter fra prismet (60° Cornu) falle skrått inn på linsen. Strålebuntene vill da efter brytningen i linsen konvergere mot 2 brennlinjer, den ene i planet gjennom linsens og strålebuntens akser, og den annen loddrett på dette plan. Det er den siste som lager bredde eller høide på et stjernespektrum. Høiden avtar fra a over b mot c (fig. 12a), hvor den er redusert til den høide hele spektret vilde fått om ikke astigmatisk avbildning var innført. Her i c faller også de to brennlinjer sammen, mens deres avstann vokser progressivt langs den krumme avbildningslinje c-b-a.

Den nedsettelse i spektrografens lysstyrke som følger av den astigmatiske avbildning blir desto større, jo større vinkel (α) linsen drei-

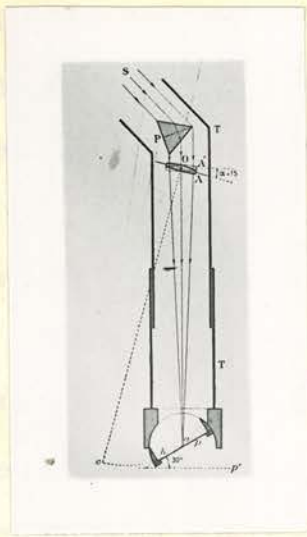


Fig. 12a. Originalskisse av Chalonges stjernespektrograf.

Fig. 12b. Spektrografen klar til bruk.

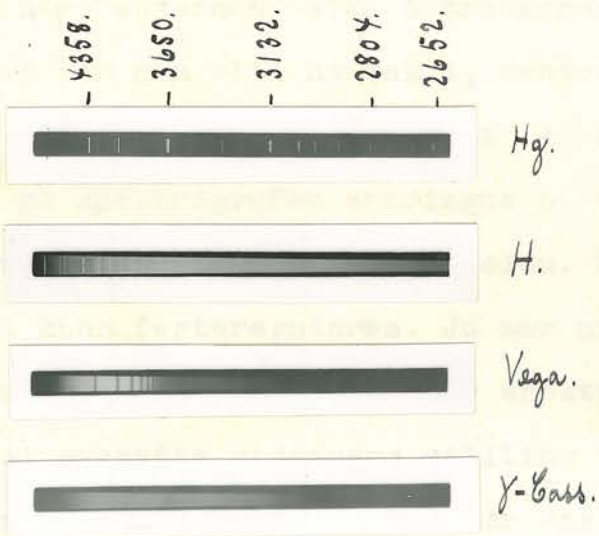


Fig. 12c. Prøver på spektra.

Fig. 12d. Vår spektrograf på plass.

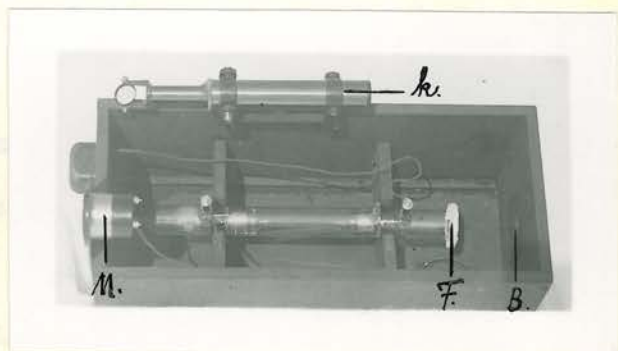
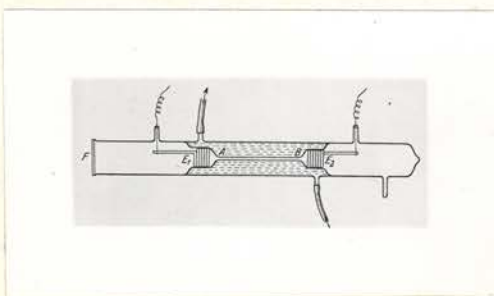


Fig. 12e. Originalskisse av vannstofflampen.

Fig. 12f. Vår vannstofflampe med tilbehør. M milliamperemeter. F kvartzplater. B blanderplanet.

es, eller jo høiere man ønsker spektret. Vi arbeidet med en høide på 1.6 mm. for linjen 3341 Å (Hg), og 1.2^{mmv.} for linjen 3021 Å (Hg). En prøve på spektrografens rett skarpe avbildning har man i Hg-spektret fig. 12c.

I det aktuelle bølgeområde hadde spektrografen en dispersjon som svarte til omkring 17 Å pr. mm.

Med hensyn til optisk arrangement og mekanisk utforming av Chalongs stjernespektrograf henvises til figurene 12a og 12b. Kikkerten K er en uunverlig del av spektrografen, man kann si at dens trådkors er spektrografens spalt. Unner spektrografens innstilling, som foretas ved hjelp av en kunstig stjerne - her i Tromsø Hg-lampe i 800 meters avstann og med ca. 1 cm² lysåpning - orienteres kikkerten først slik, at når "stjernen" står i trådkorset, da faller nettopp den del av spektret som man vill ha tak i, centralt på platen. - For å kunne følge en stjerne med spektrografen - stadig holde den i kikkertens trådkors - må spektrografen anbringes på en såkalt ekvatorialmonter, hvis omdreiningssakse peker mot himmelpolen. Dreiningen besørgeres av et trekkverk, som kann fartsreguleres. Jo mer presist man kann følge stjernen med spektrografen, jo skarpere blir spektret. En medbestemmende faktor, når man skal overvåke stjernens stilling i forhold til trådkorset, blir kikkertens forstørrelse, som det er ønskelig ikke er mindre enn 40, grensen opad tør vi ikke ha noen bestemt formening om.

For intensitetsutmålingen må hver plate, her format 9x12 cm., forskynes med en intensitetsskala eller svertningsskala. Chalonge benytter for denne en "kunstig" stjerne, frembragt ved hjelp av "vannstoff-lampen", som er skissert og avbildet i figurene 12e og 12f. Lampen gir et kontinuerlig vannstoffspektrum (12) med ner konstant intensitet for det ultrafiolette bølgeområde vi måler osonmengden i, og forøvrig langt utover dette til begge sider. Et spektrum er avbildet i fig. 12c, det er merket med H.

På skissen (fig. 12e) er AB et kapilarrør av lengde 10 cm. og indre diameter 3 mm. I dette flammer lyset mellem alluminiumselektrodene E₁ og E₂, som krever en spenningsforskjell på 2000 volt. Vannstofftrykket i lampen er omkring 3 mm. Lampen tåler en strømydelse på opp til 400 mmamp. ^{Vi bruker 20-40 mmamp.} som kontrolleres med milliampèremetret M (fig. 12f). Lampen avkjøles med vann, som for større strømstyrker helst bør vere rin-

nende. Kikkerten k (fig. 12f), som er orientert og festet parallell med lampen, brukes til innretning mot spektrografen, for å unngå forandring i lysretning og dermed i intensitet fra gang til annen. Vi arbeider nu med en avstann mellem lampe og spektrograf på 60 meter.

For intensitetsskalaen tas 5 spektra med nøyaktig samme tid (10 min.). Intensiteten varieres ved hjelp av blender - metallplater med variabel, men kjent hullstørrelse i - som anbringes i blenderplanet B (fig. 12f), som må vere absolutt uniformt belyst. En linse mellem blenderplanet B og kvartzplaten F realiserer vanskelig dette, men det gjør derimot en matt kvartzplate som f.eks. festes til F. Mattplaten reduserer lysutstrålingen sterkt, men det gjør ingenting, den er allikevel rikelig for den korte avstann på 60 meter. Den største blenderåpning som benyttes er 7 mm. i diameter, den tegner sig med stjernestørrelse i spektrografen, så det må antas at den oppfyller kravet som stjerne ved den spektrale avbildning.

3. Observasjoner og resultater.

Man må velge sig stjerner hvis spektra er mest mulig intense i bølgeområdet 3300 til 3000 Å, og som helst har store deklinasjoner, når høit på himmelen. Vi har benyttet γ -Cassiopeia og Vega, for hvilke spektrumprøver finnes på fig. 12c. Eksponeringstiden har veret 5 min. unner månelys og nordlys, og 10 min. ellers. Spektrene som er tatt i månelys eller mot nordlys, er betydelig grunnsvertet, og må betraktes som et eksperiment. De er tatt på serskilte plater, hvis svertningsspektra også er optatt unner månelys, og med samme eksponeringstid som stjernespektrene, slik at de skulde få en med disse analog grunnsvertning. Hvorvidt disse sterkt grunnsvertede spektra kann gi anledning til noenlunde sikre intensitetsmålinger, er dessverre ennu ikke alvorlig prøvet.

Nedenfor følger en oversikt over de eksponerte spektra vinteren 1935/36. De blev optatt på Ilford Double-X-Press plater. Det vil sees at det som oftest - for sikkerhetens skyld - er tatt 2 spektra på 2 forskjellige plater. Det forekommer også enkelte spektrumserier, tatt med henblikk på apparatkonstantbestemmelser.

Stjerneholdiden h er beregnet på grundlag av tidsnoteringen, og refererer sig til det midlere tidspunkt for eksponeringen.

Kun spektrene 1-7 plate 1 og 1-5 plate 2 er av Vega, alle de øvrige er av γ -Cassiopeia.

1935/36.

Pl. nr.	Sp. nr.	Dat.	M.E.T.		Stjernens		Pl. nr.	Sp. nr.	Dat.	M.E.T.		Stjernens	
			h.	m.	h ^o	sec.Z.				h.	m.	h ^o	sec.Z.
1	1	Des.17	16	40	46.02	1.390	6	5	Jan.16	17	32	80.00	1.015
	2	19	17	21	41.77	1.501		6		23	14	53.28	1.248
	3		18	20	36.77	1.671		7	17	18	40	75.58	1.033
	4	20	19	23	34.45	1.768		8	19	19	02	73.15	1.045
	5		22	25	20.57	2.846		9		23	57	49.61	1.313
	6	21	16	29	45.64	1.399	7	1	13	18	13	78.54	1.020
	7	22	17	48	38.48	1.607		2	15	16	55	80.68	1.014
	8	26	2	45	45.62	1.399		3		18	34	76.61	1.028
	9		17	35	79.58	1.017		4		20	03	69.28	1.069
	10	31	17	20	79.80	1.016		5		21	37	61.20	1.141
	11	Jan. 1	16	40	77.79	1.023		6		23	06	54.15	1.234
	12	2	1	40	47.66	1.353		7	16	0	39	48.02	1.345
	13		17	14	79.88	1.016		8		2	22	43.02	1.466
	14		18	43	79.29	1.018		9		17	18	80.46	1.014
	15	4	17	57	80.60	1.014	8	1	14	17	04	80.70	1.013
	16	8	19	01	76.67	1.028		2		18	34	76.90	1.027
2	1	Des.19	17	35	40.57	1.538		3		20	12	68.83	1.072
	2		18	05	38.00	1.624		4		21	36	61.60	1.137
	3	20	19	42	29.87	2.008		5		23	20	53.45	1.245
	4		22	05	21.35	2.747		6	15	0	49	47.65	1.353
	5	21	16	43	44.40	1.429		7	17	17	08	80.58	1.014
	6	26	2	58	45.00	1.414		8		21	41	60.21	1.152
	7		18	05	80.58	1.014		9	19	19	17	71.89	1.052
	8	31	17	06	79.10	1.018	9	1	20	16	49	80.67	1.013
	9	Jan. 2	1	54	46.90	1.370		2		17	58	77.73	1.023
	10		18	30	79.90	1.016		3		19	34	70.06	1.064
	11	8	18	47	77.65	1.024		4		21	05	62.20	1.130
3	1	Des.22	18	15	80.46	1.014		5		22	42	54.50	1.228
	2		20	12	76.39	1.029		6		24	00	49.17	1.322
	3		21	50	68.18	1.077		7	21	2	11	42.71	1.474
	4		23	56	57.54	1.185		8	23	17	20	79.32	1.018
	5	23	1	39	50.12	1.303		9	24	21	06	60.83	1.145
	6		4	16	42.32	1.485		10	26	20	10	64.92	1.104
	7	26	17	50	80.18	1.015		11	29	19	30	67.38	1.083
	8		19	50	76.81	1.027	10	1	20	18	10	76.94	1.027
	9		21	50	66.80	1.088		2		24	13	48.35	1.338
	10		23	33	58.10	1.178		3	21	17	09	80.14	1.015
	11	27	1	04	51.40	1.280		4	23	17	32	78.67	1.020
4	1	Jan. 2	23	13	57.52	1.185		5	24	20	54	61.82	1.134
	2	4	18	24	79.83	1.016		6		23	52	48.42	1.337
	3		23	38	55.01	1.221		7	26	18	04	75.63	1.032
	4	8	17	02	80.28	1.015		8		21	08	60.02	1.154
	5		19	20	75.22	1.034		9		23	33	49.40	1.317
	6	9	17	38	80.59	1.014		10	27	19	40	67.17	1.085
	7	10	16	33	79.44	1.017		11	28	21	15	58.80	1.169
5	1	8	17	28	80.70	1.013	11	1	21	16	57	80.49	1.014
	2		19	12	75.83	1.031		2		18	00	77.37	1.025
	3		20	57	66.98	1.087		3		18	59	72.70	1.047
	4		23	21	55.09	1.219		4		20	04	67.13	1.085
	5	9	0	22	50.79	1.291		5		21	33	59.56	1.160
	6		17	47	80.41	1.014		6	27	18	06	75.18	1.034
	7		19	43	73.00	1.046		7	28	0	45	45.14	1.411
	8		21	46	62.40	1.128		8		18	26	73.20	1.045
	9		23	26	54.40	1.230		9		23	39	48.50	1.335
6	1	10	16	56	80.33	1.014		10	29	18	11	74.14	1.040
	2	13	16	34	79.99	1.015	12	1	Feb. 1	18	02	73.90	1.040
	3	14	17	17	80.61	1.014		2	2	17	45	74.97	1.035
	4	15	18	48	75.57	1.033		3	3	19	19	66.60	1.090

Pl. nr.	Sp. nr.	Dat.	M.E.T.		Stjernens		Pl. nr.	Sp. nr.	Dat.	M.E.T.		Stjernens	
			h.	m.	h ^o	sec.Z.				h.	m.	h ^o	sec.Z.
12	4	Feb. 3	22	33	51.22	1.283	16	6	Feb. 18	21	36	51.10	1.285
	5	8	18	18	70.20	1.063		7	19	21	15	52.26	1.265
13	1	1	20	45	59.98	1.155		8	21	21	10	52.04	1.268
	2	2	18	15	72.45	1.049		9	27	19	43	56.76	1.196
	3	3	21	05	57.70	1.183	17	1	22	19	03	61.60	1.137
	4	6	17	33	74.67	1.037		2	23	1	25	40.55	1.538
	5	8	19	40	63.10	1.121		3		19	42	58.04	1.179
14	1	12	18	54	65.70	1.097		4	25	23	41	43.01	1.466
	2		23	55	44.56	1.425		5	27	21	01	51.07	1.285
	3	13	19	15	63.55	1.117	18	1	Mar. 1	19	12	58.25	1.176
	4	16	19	03	63.58	1.117		2	2	23	09	43.33	1.457
	5	17	0	04	43.50	1.453		3	4	21	03	49.43	1.316
	6	19	21	03	53.08	1.251		4	6	23	30	42.07	1.492
	7	23	21	24	50.58	1.294		5	9	19	47	53.20	1.249
	8	25	20	44	52.75	1.256		6	18	1	43	40.30	1.546
	9	26	19	47	56.75	1.196		7	24	22	38	41.51	1.509
15	1	11	17	54	71.31	1.056		8	25	22	46	41.18	1.519
	2	12	19	48	61.10	1.142	19	1	1	20	30	53.08	1.251
	3	14	18	44	65.87	1.096		2	2	23	00	43.68	1.448
	4	17	19	58	58.66	1.171		3	4	21	12	48.86	1.328
	5	18	19	04	62.83	1.124		4	6	23	42	41.70	1.503
	6		23	53	43.60	1.450		5	29	22	39	41.00	1.524
	7	21	19	28	59.82	1.157	20	1	9	19	58	52.42	1.262
	8		23	23	44.43	1.429		2	10	23	48	41.10	1.521
	9	22	18	49	62.78	1.125		3	18	1	31	40.19	1.550
16	1	12	19	06	64.67	1.106		4	24	22	27	41.83	1.500
	2	13	21	11	54.22	1.233	21	1	9	21	18	47.35	1.360
	3	14	22	35	48.34	1.339		2	24	23	07	40.85	1.529
	4	16	21	15	53.07	1.251		3	25	22	35	41.49	1.509
	5	17	21	16	52.72	1.257		4	29	22	28	41.26	1.516

Samtlige disse spektra blev sendt Dr. Chalonge for intensitets-
 utmåling, og videre osonverdi-bestemmelse efter ligningen for ettspek-
 trumsmetoden. Fra serie-observasjoner i Schweiz og Frankrike forelå ap-
 paratkonstanten $\log I_0/I'_0$. Intensitetsforholdet $\log I/I'$ skulde ved hjelp
 av registrefotometer og hver plates intensitetsskala finnes på ordinær
 måte. Dr. Chalonge har imidlertid erklært det altoverveiende antall spek-
 tra som utjenlige for sitt formål, delvis på grunn av sterk grunnsvert-
 ning, delvis på grunn av utilstrekkelig spektrumsvertning, for svakt eks-
 ponert eller for bløtt fremkalt.

Det ytterst magre resultat blev disse osonverdier:

Pl. nr.	Sp. nr.	Dat.	M.E.T.		Oson i	Pl. nr.	Sp. nr.	Dat.	M.E.T.		Oson i
			h.	m.	10^{-3} cm.				h.	m.	10^{-3} cm.
7	1	Jan. 13	18	13	<u>200</u>	6	7	Jan. 17	18	40	<u>240</u>
6	3	14	17	17	<u>170</u>	6	9	19	23	57	<u>110</u>
7	2	15	16	55	<u>120</u>	15	2	Feb. 12	19	48	<u>215</u>
7	3		18	34	<u>140</u>	15	3	14	18	44	<u>100</u>
6	4		18	48	<u>145</u>	15	5	18	19	04	<u>120</u>
7	4		20	03	<u>135</u>	15	9	22	18	49	<u>110</u>
6	6	16	23	14	<u>120</u>						

Selv disse ganske få verdier gir eksempler på de samme sterke
svingninger i osonmengden som blev konstateret i Abisko vinteren 1934/35
(4).

De 4 verdier 15/1 skulde gi en prøve på målingenes nøiaktighet,
som later til å vere tålig bra.

Ifølge Dr. Chalonge er hans stjernelysverdier tilordnet Dr.
Dobsons Oxfordverdier, og blir således direkte sammenlignbare med disse,
og følgelig da også med våre sollysverdier.

Månelysmålingene.

1. Innledning.

Prinsipielt skulde månen vere like tjenlig som solen (og stjerne-
ne) for osonbestemmelser etter seriemetoden og dens avlegger singelmeta-
den. Dens lys er imidlertid langt svakere enn solens, og utsendes dess-
uten meget ujevnt fra måneskiven. Den siste skavank kann bøtes på med
optiske midler (10), men da på bekostning av lysstyrken.

Ved de forsøk vi gjorde vinteren 1934/35 (52) på selvstendige
osonbestemmelser ved hjelp av månelysset, satte vi litt foran spektrogra-
fens spalt en matt kvartzplate, og avbildet månen på denne. Vår appara-
tur blev derved så lyssvak at selv 10 minutters eksponeringstid ikke ga
kortere bølgelengder enn litt unner 3100 Å for de største månehøider.
De 3 noenlunde bra spektrumserier vi fikk, kunde således ikke utmåles
for så korte bølgelengder som det er ønskelig å ha for sikre osonbestem-
melser. Kun størrelsesordenen av osonmengden kunde angis.

Det var imidlertid på forhånd antatt at seriemålinger bare fra^{2.} fra¹¹
en vinter vanskelig vilde føre frem, hvorfor spektrografen i februar 1935
blev sendt til Arosa for å bli justert for osonbestemmelser ved hjelp av
månelysset etter den såkalte korteste bølgelengdes metode. Men mangel på
klarvær i Arosa ved fullmånetid våren 1935 hindret dessverre en tilfreds-
stillende justering.

2. Metoden for korteste bølgelengde λ_0 .

Dette er ingen selvstendig metode, den trenger minst én osonver-
di - referensverdi - som startgrunnlag i forbindelse med en vellyk-
ket spektrumserie. Metodens store fortrinn er dens enkelhet, den krever
ingen intensitetsmåling, man har blott å avlese korteste bølgelengde λ_0
i spektret. Det er Dr. Götz som har tatt metoden i bruk (29 og 30), mens
grunnlaget for den er lagt av A. Cornu (17).

Cornu unnersøkte for solspektret den korteste bølgelengdes (λ_0)
forhold til solhøiden (h) ved å ta serieobservasjoner unner stabile kli-
matiske og konstante fotografiske forhold (samme platesort, fremkalling

og eksponeringstid). Når et serie-resultat opstilletes i diagram (fig. 13) med λ_0 som abcisse og $\log.\sin.h$ som ordinat, viste punktrekken sig å ligge på meget nær en rett linje, en "Cornu-linje". "Linjen" kunde imidlertid parallellforrykkes fra dag til dag, og karakteristisk nokk fra årstid til annen, den rykket mot stadig kortere bølgelengder utover høsten.

Cornu's empiriske formel (17) for forbindelsen mellem solhøiden h og grensebølgen λ_0 (i 10^{-6} mm.) var:

$$\sin h = 0.49 \cdot 10^{-0.036475(\lambda_0 - 300)}$$

$$\text{d: } \lambda_0 = 291.5 - 27.42 \log \sin h.$$

Regner vi nu med et absorberende skikt som ansvarlig for grensebølgens avhengighet av solhøiden, vill det - idet lysveien gjennom skiktet blir tilnermet omvendt proposjonal med $\sin.h$ - ved Cornu's empiriske formel vere etablert en forbindelse mellem grensebølgen λ_0 og den absorberende skikttykkelse. Det er dette point Dr. Götzt har opfanget og utnyttet for osonmåling.

Vi gjengir i fig. 13 det "Cornu-diagram" for solen som Götzt kunde utta meget nøiaktige osonverdier av på sin Svalbardferd i 1929 (30).

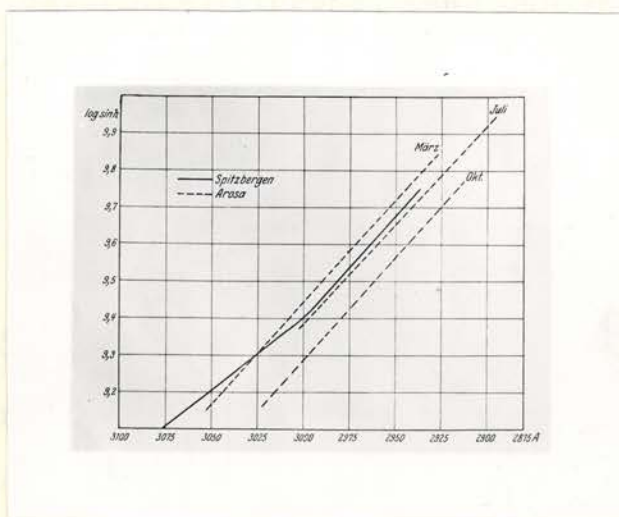


Fig. 13. "Cornu-diagram."

Hans forutsetning er at Cornu-linjenes gjensidige beliggenhet i diagrammet er bestemt ved osonskiktvariasjoner alene. Hvorledes holder nu dette stikk?

Grensebølgen λ_0 for sol- og månespektret er riktignokk dominert av atmosfæriske forhold, men den er også i noen grad en apparaturstørrel-

se, influert av spektrografens lysstyrke, den fotografiske plates ydelse, og dessuten av eksponeringstiden. For Götz's forutsetning teller imidlertid ikke disse invariable faktorer med, men kun eventuelle nye variable fra lufthavet. Vi skulde få å vurdere virkningen på λ_0 ved variasjoner i luftens lysspredning og transparens. Når vi tar spektra kun i klarvær, og fastsetter en rikelig lang eksponeringstid, skulde vi imidlertid tilnermet ha omgått eller eliminert transparens- og spredningsvariasjoner, og disses innflytelse på grensebølgen λ_0 .

For en tilnermet bestemmelse av osonskiktets tykkelse etter den korteste bølgelengdes metode blir fremgangsmåten denne: Ved hjelp av en spektrumserie og tilordnet osonverdi, skaffer man sig en referens-Cornulinje, og hermed et osongradert Cornu-diagram. Det er ønskelig med flere uavhengige referens-Cornulinjer, da de gir anledning til innbyrdes kontroll, og dermed blir prøver på metodens nøiaktighet.

For et vilkårlig spektrum har man senere kun å bestemme log.sin.h og grensebølgen λ_0 . Så uttas den til λ_0 av referens-Cornulinjen bestemte log.sin.h av Cornu-diagrammet. Differensen i de 2 log.sin.h blir lik differensen mellom logaritmene til de 2 osonskikttykkelser. Hvis man følger til logaritmen til referens-Cornulinjens kjente skikttykkelse legger ovennevnte log.sin.h-differens, fåes den søkte skikttykkelses logaritme, og dermed skikttykkelsen selv.

3. Observasjoner og resultater.

Våre månespektra er tatt med Nordlysobservatoriets kvartzspektrograf, hvorav originalskisse (55) er gjengitt i fig. 14a. Spektrografens dispersjon motsvarer omkring 14 Å pr. mm. for det aktuelle spektralområdet.

Måneskiven blev avbildet på spalten ved hjelp av en kvarzlinse, og holdt på plass unner eksponeringen med den skrueinnretning som er merket med ss på fig. 14b.

Månens høide blev målt med en teodolitt, og refererer sig til det midlere tidspunkt for eksponeringen.

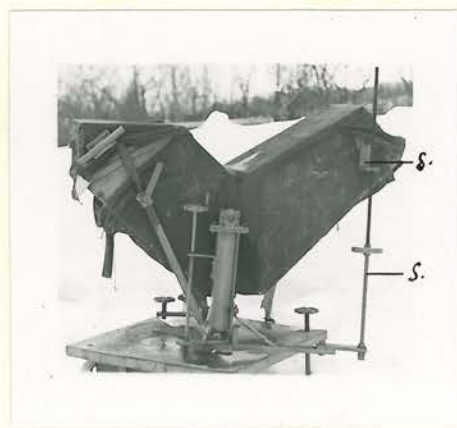
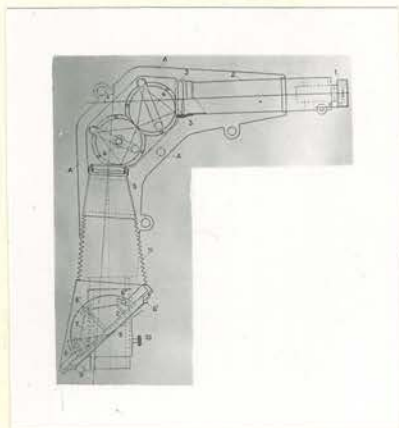


Fig. 14a. Originalskisse av Nordlysobservatoriets kvartzspektrograf.

Fig. 14b. Spektrografen i sin transportable termostatkasse.

Fig. 14c. Månespektra og Hg-linjer.

Eksponeringstiden blev satt til 10 min. Den er rikelig, da prøver viste at 5 min. ga samme bølgelengdegrense λ_0 , men riktignok svakere markert.

For avlesning av svertningsgrensen (λ_0) har vi først ved hjelp av en lupe og en fin stålstift avmerket denne på platen, og så benyttet komparator til å verdibestemme dette merke i bølgelengdeenheter. Bare å benytte komparatoren går ikke, da den forstørrer så sterkt at svertningsgrensen helt utviskes. For den nødvendige orientering i månespektret er Hg-spektret benyttet som referensspektrum. En månespektrumplate er gjengitt i fig. 14c.

Man må se opp for den kjensgjerning at månespektrets ultrafiolette ende viser utpreget diskontinuitet, hvilket kann gi anledning til en stegvis fremrykking av svertningen på platen istedenfor en jevn. Dette forhold kann medføre feil i avlesningen av λ_0 , en feil som vi fra spektrumserier har erfart kann nå opp til 5 Å for spesielt kritiske områder i spektret. En variasjon i λ_0 på 5 Å virker med hele 6 pct. i osonmengden.

Platefølsomheten i grensebølgeområdet fortjener også oppmerksomhet, det blir et krav at den er konstant. Vi bruker Kodakplaten Eastman 40, som ifølge sitt følsomhetsdiagram skulde opfylle dette krav.

Nedenfor gis observasjons- og resultatoversikt i kronologisk orden. Osonverdien er også opført, selv om den er foregrevet.

1935/36.

Dat.	M.E.T. h. m.	Sp. nr.	h°	log.sin.h	λ_0 i Å	Oson i 10^{-3} cm.
Sep.14	0 06	1	26.05	-0.357	3015	} <u>188</u>
	0 21	2	26.35	-0.353	3014	
	0 53	3	26.45	-0.351	3015	
14-15	20 29	1	16.7	-0.542	3058	} <u>178</u>
	21 12	2	20.4	-0.458	3033	
	21 56	3	23.8	-0.394	3016	
	22 51	4	27.5	-0.335	3004	
	0 19	5	31.4	-0.283	2996	
Okt.10	18 34	1	13.3	-0.638	3077	} <u>168</u>
	19 09	2	15.7	-0.568	3053	
	19 57	3	18.7	-0.494	3036	
	21 36	4	22.3	-0.421	3016	
13	1 29	1	33.8	} -0.258	3000	} <u>196</u>
	1 40	2	33.3			
	1 51	3	33.0			
	18 40	4	16.7	-0.542	3072	} <u>200</u>
	19 32	5	21.0	-0.446	3039	
	23 40	6	38.0	} -0.210	2988	} <u>191</u>
	23 51	7	38.3			
	24 02	8	38.6			
14-15	18 24	1	14.0	-0.616	3093	} <u>200</u> Dette er referens-verdien.
	19 11	2	17.6	-0.519	3060	
	20 02	3	21.9	-0.428	3035	
	21 03	4	27.2	-0.340	3017	
	22 01	5	31.9	-0.277	3006	
	23 09	6	36.8	-0.223	2995	
	0 11	7	40.4	-0.188	2986	
	1 05	8	42.6	-0.169	2984	
	1 16	9	42.8	-0.168	2984	
Nov. 7	18 10	1	20.65	-0.453	3034	} <u>187</u>
	19 32	2	24.8	-0.377	3020	
	20 33	3	26.3	-0.354	3016	
9-10	16 36	1	15.6	-0.570	3064	} <u>177</u>
	17 19	2	19.4	-0.479	3036	
	18 00	3	22.9	-0.410	3021	
	18 54	4	27.2	-0.340	3006	
	19 45	5	31.0	-0.288	2998	

Dat.	M.E.T. h. m.	Sp. nr.	h°	Log.sin.h	$i \text{ \AA}$	Oson i 10^{-3} cm.
Nov. 9-10	21 23	6	36.2	-0.229	2992	} <u>191</u>
	0 26	7	35.9	-0.232	2995	
	0 40	8	35.4	-0.237	2995	
13	19 47	1	18.9	-0.490	3048	} <u>191</u>
	20 39	2	23.15	-0.405	3023	
	21 46	3	28.6	-0.320	3010	
14-15	20 47	1	17.4	-0.524	3062	} <u>193</u>
	21 48	2	22.5	-0.417	3034	
	22 51	3	27.6	-0.334	3014	
	23 52	4	32.2	-0.273	2998	
	0 58	5	36.6	-0.225	2992	
Des. 6	21 23	1	35.4	-0.237	2995	} <u>193</u>
	22 00	2	34.4	-0.248	2996	
8	15 41	1	17.85	-0.514	3059	} <u>187</u>
	16 31	2	22.2	-0.423	3033	
	17 30	3	27.3	-0.338	3015	
	18 29	4	32.1	-0.275	2998	
	19 34	5	37.0	-0.220	2988	
	20 42	6	40.85	-0.184	2979	
	21 49	7	42.95	-0.167	2977	
Jan. 4	18 57	1	40.85	-0.184	2984	} <u>195</u>
	21 07	2	42.0	-0.174	2983	
8	21 12	1	35.3	-0.238	2980	} <u>159</u>
	23 35	2	40.9	-0.184	2965	
9	19 55	1	22.9	-0.410	3039	} <u>213</u>
	22 00	2	31.95	-0.276	3011	
Feb. 1	17 43	1	42.15	-0.173	3017	<u>289</u>
2	18 01	1	41.5	-0.179	3017	<u>285</u>
3	17 37	1	36.0	-0.231	3020	} <u>264</u>
	19 32	2	42.65	-0.169	3015	
Mar. 1	20 16	1	42.9	-0.167	3016	} <u>290</u>
	22 05	2	36.7	-0.224	3028	
	23 25	3	30.6	-0.293	3038	
4	22 27	1	35.2	-0.239	3028	} <u>284</u>
	22 38	2	35.0	-0.241	3028	
	23 27	3	33.0	-0.264	3034	
	23 38	4	32.45	-0.270	3035	

Vi har høist 6 spektrumserier, og bare én eneste med noenlunde samtidige osonbestemmelser fra sollysmålingene. Følgelig blir det kun

én "Cornu-linje" med tilordnet osonverdi.

I Cornu-diagrammene fig. 15 gis de 6 spektrumserier som punkt-rekker. Disses individuelle og gjensidige forløp blir et bedømmelses-grunnlag for grensebølgemetodens sikkerhet. Vi finner "outsider"-punkter såvel enkeltvis som gruppevis. De enkeltvise - som synes å fordele sig

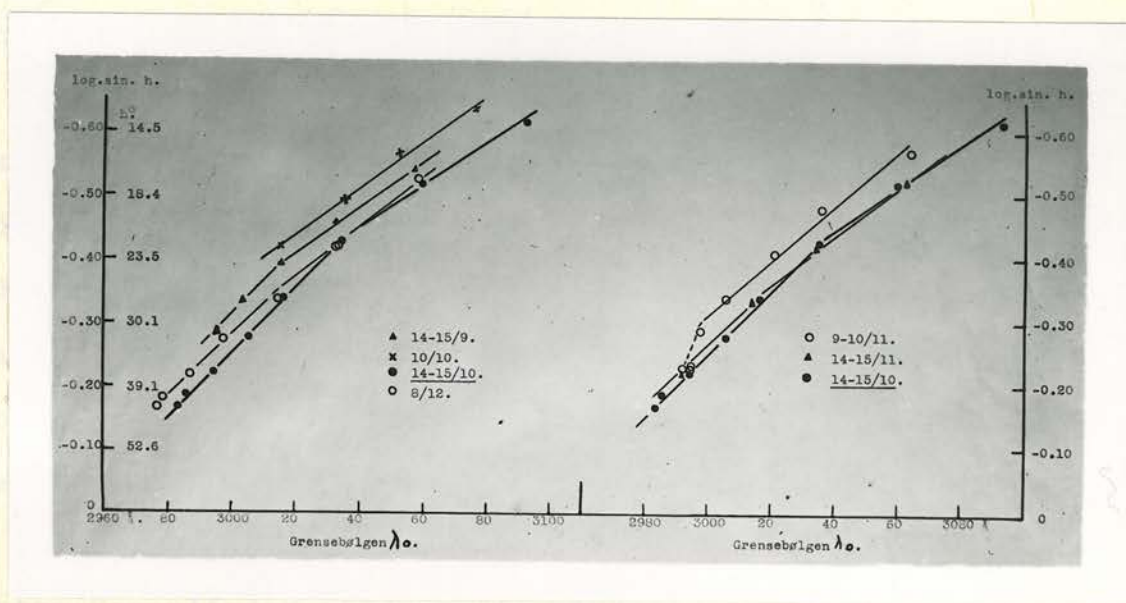


Fig. 15. "Cornu"-diagrammer for månespektret i Tromsø.

tilfeldig og ikke gruppere sig om visse for svertningsdiskontinuiteten kritiske bølgelengder - angir sannsynligvis usikkerhetsgraden for avlesningen av λ_0 , mens de gruppevis snarere gir uttrykk for variasjoner i osonmengden. Det gode eksempel i så måte er serien 9-10/11. Serien 14-15/10 viser den mest regelmessige punktrekke, og er dessuten den eneste serie som har tilordnet osonverdi. Dens "Cornu-linje" som er trukket på begge diagrammer, blir referenslinjen for månelysmålingene. Hvor sikkert er nu dens osonverdi bestemt?

To sollysmålinger 13/10, henholdsvis kl.10 og kl.13, ga 0.196 og 0.205 cm. oson, eller som middel 0.201 cm. Fem sollysmålinger 15/10 mellom kl. 11 og 13 ga fortløpende 0.204, 0.201, 0.197, 0.196 og 0.196 cm. oson, eller som middel 0.199 cm. På basis av disse verdier - som dessverre, på én untagelse nær, skriver sig fra det mest usikre linjepar 3125/3232 - blev referensverdien for månespektrumserien 14-15/10 satt til 0.200 cm. Men osonverdien om kvellen 14/10 trenger ikke å ha veret den samme som verdiene om middagen 13/10 og 15/10, variasjoner i oson-

mengden kann ha funnet sted i løpet av disse to døgn. Værsituasjonen - hvis skiftninger later til å vere dominerende for variasjoner i osonmengden - var imidlertid tilfredsstillende stabil fra 13/10 til 15/10. Det er i det hele tatt min opfatning at den for månelysmålingene grunnleggende osonverdi 0.200 cm. er en god sollysverdi, som gjør månelysverdiene umiddelbart sammenlignbare med sollysverdiene, og ikke etablerer noen nivåforskjell. *Her sammenligningen.*

Som det fremgår av fig. 15 er referens-Cornulinjen optrukket med et knekk ved månehøiden omkring 22° , da det synes å vere grunn til å følge dette Dr. Götz's eksempel fra Svalbardmålingene (fig. 13). Man burde imidlertid trekke krum Cornulinje fra knekket av, hvis man holder til den opfatning at knekket inntreer når månehøiden blir så lav at den fastsatte eksponeringstid ikke lenger er tilstrekkelig til å gi den virkelige grensebølge. Tryggest vill det imidlertid vere ikke å gjøre bruk av spektra fra lavere høider enn 22° , eller, hvad der kommer ut på det samme, kun benytte Cornulinjen sålenge den virkelig er rett, og gir uttrykk for en lineær forbinnelse mellom $\log.\sin.h$ og grensebølgen λ_0 . Vi har kun 2 osonverdier fra månehøider unner 22° , nemlig for 10/10 og delvis 13/10.

Vi gjentar at usikkerheten i avlesningen av grensebølgen λ_0 kann nå opp til 5 Å, som motsvarer rundt 6 procents forandring i osonverdien. Resultatet blir en feilgrense på 0.012 cm. for verdien 0.200 cm., og 0.018 cm. for verdien 0.300 cm.

Resultatoversikt for samtlige målinger.

Vi oppstiller nedenfor samtlige osonverdier i tabellform. Hver verdi er innsatt på sin tids plass, når unntas noen månelysverdier som mest praktisk plasseres blandt sine. For månelysverdier fra spektrumserier utover 1 time er tidsrummet angitt ved en klammer. Daglige middelverdier er opført. Av plasshensyn er timeintervallene klokken 10-11 og 11-12 osv. kun opført som 10- og 11- osv.

<u>1935.</u>	8-9	9-10	10-	11-	12-	13-	14-	15-	16-	17-	18-	19-	M.
Jun. 26											210		210
27			236	244				228	224	217	205	206	223
28		225	227	236	237	234	233		220	216	214		227
29						232							232
Jul. 3			247										247
9	248				274								261
10			225				223						224
16					234								234
19			214			224							219
20			231										231
23						222							222
27					222								222
Aug. 10									208				208
13		220											220
16									210				210
17							211			202			207
18				211					205				208
19			206	209				204					206
20		194		202				207					201
21				205									205
22			203				187						195
23			204			187							196
24							200	201					201
25													
26					192								192
27		191											191
28			184	189									187
29					186	189							188
30				178									178
31					179		187						183
Sep. 1													
2								192	200				196
3													205
4			212			205							212
5				222									222
6				204									204
7				199									199
8				194	196		196						195
9			196	196									196
10								215					215
11				213		190							202
12					197	201							199
13			186	189			195						190
14													
15				190	191		178						186
16			180			176							178
17		184				195							190

1935.	8-9	9-10	10-	11-	12-	13-	14-	15-	16-	17-	18-	19-	M.
Sep. 18			179			188							184
19				192									192
20													
21													
22						215							215
23		176	191										184
24		180	185										183
25		194											194
26				201									201
27													
28							186						186
29													
30				188	185								187
Okt. 1			155	154	155								155
2			175										175
3													
4			175										175
5		172	169										171
6													
7		161	163										162
8		146	138	139	144	154							144
9			151	148	160								153
10													
11													
12													
13			196			205							201
14													
15			204	199	196								199
21				176									176
22					179								179
23					147								147
24													
25			138	135									137
26				152									152
27				144									144

1935/36.	0-1	1-2	14-	15-	16-	17-	18-	19-	20-	21-	22-	23-	M.
Sep. 14	188												183
Okt. 10									168				168
13		196						200				191	196
14									200				200
15		200											200
Nov. 7									187				187
9								177			191		184
10	191												191
13									191				191
14										193			193
Des. 6										193			193
8							187						187
Jan. 4								195					195
8											159		159
9										213			213
13								200					200
14						170							170
15							135						135
16												120	120
17								240					240
19												110	110
Feb. 1						289							289
2							285						285
3								264					264
12									215				215
14							100						100
18									120				120
22								110					110
Mar. 1										290			290
4											284		284

1936.	8-9	9-10	10-	11-	12-	13-	14-	15-	16-	17-	18-	M.
Mar. 6						303						303
7												
8						336						336
9												
10					282							282
11		299			296	300						298
12				284								284
13												
14		286										286
15												
16		316										316
17		276		272	281							276
18							269					269
19												
20												
21												
22			302	286								294
23		322			318							320
24		325	326									326
25				320								320
26												
27												
28						267						267
29												
30				298								298
31												
Apr. 1												
2							384					384
3												
4			365	367								366
5												
6			354	368								361
7		303			332							318
8			263									263
9			335	317								326
10			363	370								367
11		273	286	304		282	304	303				292
12												
13				315			314					315
14			340									340
15			341		350		343					345
16							355					355
17				354								354
18				291								291
19												
20				275	279							277
21			295		305			283	296			295
22			295									295
23			302		306		316					308
24			282									282
25				266								266
26									258			258
27		242										242
28				282				272				277
29		255		268								262
30		270			274							272

1936.	6-7	8-9	9-10	10-	11-	12-	13-	14-	15-	16-	17-	18-	M.
Mai. 1			301										301
2						287		291				288	289
3	293												293
4		267	273	269	269	269	269	277	284	289			274
5				290									290
6		275			278			285					279
7				276									276
8						282							282
9													
10								268					268
11								256					256
12				266						255			261
13				228							227		228
14		244			245			245	242			237	243
15	244	248		253				269			271	270	259
16				236									236
17				245									245
18					287								287
19										281			281
20							306						306
21										297			297
22				300									300
23								265		264			265
24							278						278
25													
26													
27										264			264
28								280					280
29							283						283
30								276				275	276
31						289							289
Jun. 1					274								274
2								278				283	281
3													
4										264			264
5													289
6			267			289							267
7													
8				266									266
9							274						274
10								259					259
11												249	249
12					251			238				222	237
13				246		242		229			228		236
14				236			243						240
15				234									234
16			221									233	227
17				237							239		238
18				238			235			230			234
19													
20				236				233					235
21												217	217
22				247									247
23			234							245			240
24													
25													
26													
27								255					255
28								263					263
29					263			272					268
30								253					253

1936.	9-10	10-	11-	12-	13-	M.		10-	11-	12-	M.
Sep. 1	210					210	Okt. 1	180	177		179
2		206				206	2				
3		216				216	3	206	200		203
4				210		210	7	174	171		173
5		199				199	8				
6		216				216	9	158	161		160
7		204				204	10				
8		191				191	11				
9		200				200	12			208	208
10			203			203	13		205	209	207
13			195			195	14		210		210
16					190	190	15		198	195	197
19					213	213	16	203	205		204
22		193				193	17				
24			222			222	18		216	214	215
25				221		221	19		192		192
26				203		203	20			186	186
30	196					196	21		196		196

De daglige verdier.

1935.

Dat.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Des.
1					155		
2				196	175		
3		247		205			
4				212	175		
5				222	171		
6				204			191'
7				199	162	187'	
8				195	144		187'
9		261		196	153	184'	
10		224	208	215	168'	191'	
11				202			
12				199			
13			220	190	201	191'	
14				183'	200'	193'	
15				186	199		
16		234	210	178			
17			207	190			
18			208	184			
19		219	206	192			
20		231	201				
21			205		176		
22			195	215	179		
23		222	196	184	147		
24			201	183			
25				194	137		
26	210		192	201	152		
27	223	222	191		144		
28	227		187	186			
29	232		188				
30			178	187			
31			183				
M.		233	199	196	167		

Månelysverdiene er merket med '.

1936.

Dat.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	Mai.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.
1		289 [●]	290 [●]		301	274	267	233	210	179
2		285 [●]		384	289	281	264	221	206	
3		264 [●]			293		252	225	216	203
4	195 [●]		284 [●]	366	274	264	251	194	210	
5					290	289		219	199	
6			303	361	279	267			216	
7				318	276				204	173
8	159 [●]		336	263	282	266	246	219	191	
9	213 [●]			326		274	241	218	200	160
10			282	367	268	259	235	227	203	
11			298	292	256	249	243	237		
12		215 [▲]	284		261	237	233	223		208
13	200 [▲]			315	228	236	230	250	195	207
14	170 [▲]	100 [▲]	286	340	243	240	219	222		210
15	135 [▲]			345	259	234	234	210		197
16	120 [▲]		316	355	236	227	224	206	190	204
17	240 [▲]		276	354	245	238	248	206		
18		120 [▲]	269	291	287	234		204		215
19	110 [▲]				281		241	204	213	192
20				277	306	235		202		186
21				295	297	217	237	210		196
22		110 [▲]	294	295	300	247	228	208	193	
23			320	308	265	240	233	238		
24			326	282	278		226	195	222	
25			320	266			229	214	221	
26				258			213	222	203	
27				242	264	255	233			227 [●]
28			267	277	280	263	237			
29				262	283	268	237	216		
30			298	272	276	253		205	196	152 [●]
31					289		223	201		
M.			297	308	275	252	237	216	205	195

Månelysverdiene er merket med ● , og stjernelysverdiene med ▲ .

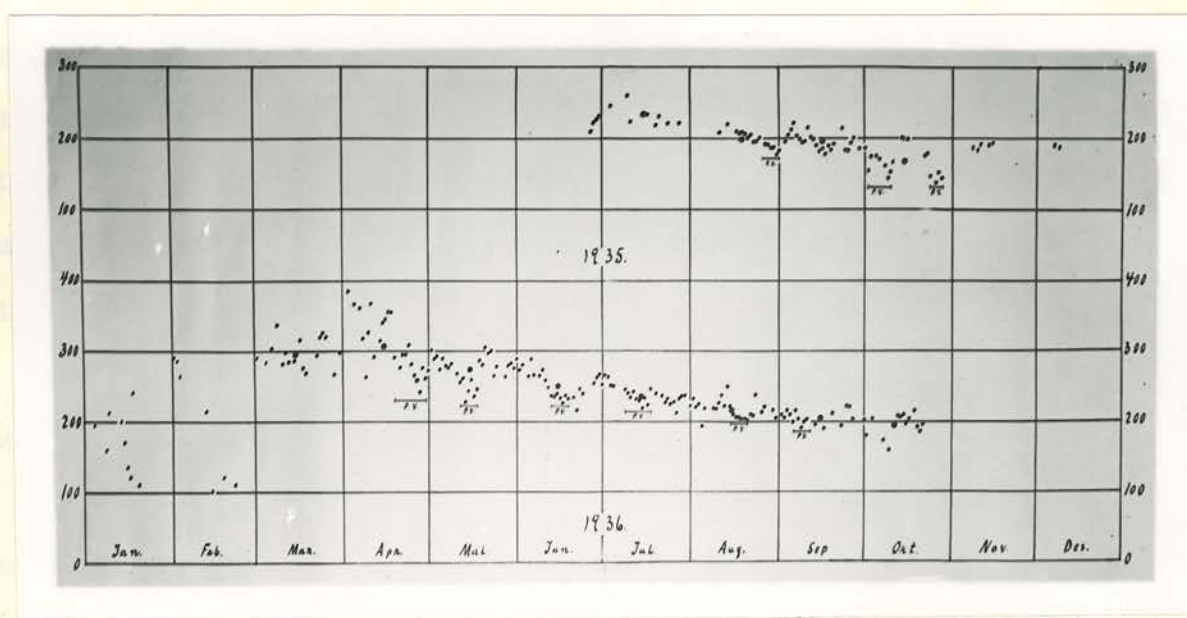


Fig. 16. Osonverdier Tromsø jun. 1935 - okt. 1936. Enhet 0.001 cm. Måntenes middelværdier er fremhevet ved store prikker.

Variasjoner og målenøiaktighet.

Den nettopp gitte resultatoversikt i tabell og diagram viser hyppige variasjoner i osonverdiene, større og mindre hopp veksler med mer jevne overgange. Blandt de realiteter som kann vere årsak til disse variasjoner har vi også å regne med de forskjellige feilkilder, og blandt disse ikke minst måleuøiaktigheten.

For månelysverdiene kom vi (s. 41) til en måleusikkerhetsgrense som svarte til 6 procents variasjon i osonverdien. Selv om vi forutsetter sollys-referensverdien korrekt, må vi derfor regne med en usikkerhet i månelysverdiene på opptil rundt ± 0.020 cm. For stjerne-lysverdiene - som vi dessverre ikke har bestemt selv - kann vi ikke opgi noen måleusikkerhetsgrense, men den er sannsynligvis ikke større enn ± 0.020 cm., snarere mindre. I sollysverdiene, som helt dominerer våre resultater, kann det inngå såvæll mer systematiske som mer tilfeldige feil, som er vurdert og såvidt mulig verdsatt tidligere. Her skal kun atter unnerstrekas, at resultatet av den foretatte utmåling og beregning av de 12 prøvespektra fra Oxford gir grunn til å tro at våre osonverdier tilnermet ligger på Dobsons internasjonale nivå. Uttenkelig er det imidlertid ikke, at apparatrdeler som filter og optisk kile og grunnleggende faktorer som apparatkonstant og avbildningsskarp-
het - selv for det relativt korte tidsrum våre målinger spenner over - kann ha unnergått forandringer som har resultert i nivåforskyvninger av den funne osonmengde. Ja, forskjellen i våre beregnede apparatkonstanter fra høsten 1935 og våren 1936 gjør en nivåforskyvning i osonmengden på 0.005 til 0.010 cm. meget sannsynlig, som følge av nyinnstilling av spektrografen våren 1936.

Så vender vi oss mot den vesentligste tilfeldige variasjonsfeilkilde, den fotometriske måleuøiaktighet. Denne er kun såvidt berørt tidligere (s. 14), og anslått til 8/100 mm. i intensitetsordinaten y, hvilket motsvarer maksimum 0.003 cm. oson for de 2 ordinære linjepar og maksimum 0.005 cm. for det usikreste linjepar 3125/3232. Går målefeilen for de 2 linjer i et par i motsatt retning kann feilen i osonverdien bli den dobbelte av den ovenfor angitte. Imidlertid kann måle-

unøiaktigheten best studeres i resultattabellen bakerst her. Vi benytter tabellens spektrum-numre.

Måleunøiaktigheten gir sig tilkjenne i enkeltverdiene innen ett spektrum, men også i middelverdiene for spektra tatt i tett rekkefølge. Å tillegge måleunøiaktigheten ansvaret for all variasjon i osonverdien innen det enkelte spektrum behøver ikke uten videre å vere helt rettfærdig. Det kunde lett tenkes at ett linjepar gjennomgående ga den største verdi, lå litt over. Imidlertid viser en detaljert unnersøkelse at noe slikt forhold ikke foreligger for linjeparene 3052/3232 og 3062/3264, som er de eneste som kann komme i betraktning ved denne unnersøkelse, de øvrige linjepar er for sparsomt representert. For 113 spektra fra 1935 ligger verdiene fra linjeparet 3062/3264 i sum +97/1000 cm. over og -101/1000 cm. unner verdiene fra paret 3052/3232, så her er ingen gjennomgående tendens til større verdier fra det ene linjepar enn fra det annet. En liten ensidig tendens har man imidlertid for spektrene nr. 3 til 8, ellers veksler de to linjepar stadig vekk med å gi den største verdi. Fra 222 spektra fra 1936 ligger verdiene for paret 3062/3264 i sum +240/1000 cm. over og -154/1000 cm. unner verdiene for paret 3052/3232, så her er det tilsynelatende noen tendens til at verdiene fra paret 3062/3264 ligger over. Men forholdet er imidlertid det, at av pluss-overvekten på 86/1000 for paret 3062/3264 faller de 68/1000 på spektrene nr. 368 til 381, så disse de slettest målte spektra blir ansvarlige for hele tendensen.

Vi tillegger altså måleunøiaktigheten ansvaret for all variasjon i osonverdien innen det enkelte spektrum (linjeparvariasjonen), og har da summarisk: For 118 spektra fra 1935 var linjepar-variasjonen i osonverdiene gjennemsnittlig 0.0025 cm. (0.293 : 118). Den maksimale variasjon var 0.006 cm., og inntraff for spektrene nr. 5, 6, 24, 80 og 90. Variasjonen var 0.005 cm. for spektrene nr. 28, 65, 67 og 69. For 247 spektra fra 1936 var linjepar-variasjonen i osonverdiene gjennemsnittlig 0.002 cm. (0.500 : 247), men for de 29 siste spektra fra nr. 368 av, riktignokk gjennemsnittlig 0.005 cm. Den maksimale linjepar-variasjon fra 1936 var hele 0.010 cm. og inntraff for spektrum nr. 377, mens vi finner en variasjon på 0.008 cm. for spektrene nr. 152, 239, 371 og 378, 0.007 cm. for nr. 217, 373 og 389, og 0.006 cm. for nr.

219, 372, 375, 376, 380, 384, 385 og 387.

Spesiell interesse har spektrene nr. 217, 219, 239 og 377 til 391, idet de opviser verdier fra hele 4 linjepar, de to ordinære og de to ekstraordinære, om vi vill bruke en slik benevnelse. Den gjennomsnittlige linjepar-variasjon for disse spektra er hele 0.0054 cm. (0.097:18), som skriver sig ner like meget fra de ordinære som fra de ekstraordinære linjepar. Osonmiddelverdien fra de ekstraordinære linjepar ligger for 13 av disse 18 spektra snaut over $(1-4/1000)$ middelverdien fra de ordinære linjepar. Det omvendte forhold er tilstede for 4 spektra. Det nere sammenfall av disse 2 grupper middelverdier godtgjør, at de suplerende linjepar med beregnete apparatkonstanter gir osonverdier som ligger på samme nivå som verdiene fra de ordinære linjepar.

Det innbyrdes nivå-bilde mellem osonverdiene fra de ekstraordinære linjepar stiller sig for 29 spektra (nr. 61, 90, 106, 114, 118, 136 mot 159, 189, 208, 229, 234, 244, 255, 259, 345, 392-394, 397 og 402) slik: Linjeparet 3086/3264 gir de høieste verdier for 14 spektra, og de laveste for 9 spektra, den gjennomsnittlige linjepar-variasjon er 0.0023 cm.

For ytterligere bedømmelse av nøiaktigheten i osonverdiene fra de spektra som kun har linjeparet 3125/3232, vill vi spesielt henvise til spektrene nr. 120-124 tatt i serie, og nr. 126 & 127, 129-131, og 400 & 401 tatt over korte tidsrum.

Med hensyn til variasjoner i osonverdien fra spektra tatt i tett rekkefølge, må vi gjøre måleunøiaktigheten ansvarlig også for disse, likesom den også må regnes med ved bedømmelsen av resultatene fra spektrumserier, og i sin almindelighet fra spektra optatt med korte tidsmellrum. Et fyldig eksempel på spektra tatt i tett rekkefølge har vi i Oxford-prøvespektrene, som viser et variasjonsintervall i osonverdiene på hele 0.012 cm. Et par, for målenøiaktigheten gunstigere eksempler, danner verdiene fra spektrene nr. 316-321 og 322-324 med variasjonsintervall henholdsvis 0.006 cm. og ingenting.

Av noenlunde fyldige spektrumserier har vi kun 9, som ser slik ut:

Tid. Dat.	6-7	8-9	9-10	10-	11-	12-	13-	14-	15-	16-	17-	18-	19-
27/6				236	244				228	224	217	205	206
28/6			225	227	236	237	234	233		220	216	214	
8/10			146	138	139	144		154					
11/4			273	286	304		282	304	303				
21/4				295		305			283	296			
4/5		267	273	269	269	269	269	277	284	289			
14/5		244			245			245	242			237	
15/5	244	248		253				269			271	270	
13/6				246		242		229			228		

Disse serier er tatt med henblikk på studiet av en mulig daglig variasjon i osonmengden, men de er så få, og viser et så skiftende bilde i osonverdiene - sikkert delvis takket vere måleunøyaktigheten - at de ikke innbyr til noe forsøk på å trekke positive slutninger av.

Svingninger i osonmengden i løpet av timer eller døgn, slik som de mest oversiktlig kann iaktas i resultatoversikten på sidene 42-47, må antas kun delvis å skyldes den fotometriske måleunøyaktighet. Sluttbemerkningen her må bli, at alle feilkilder og resultatblidet som helhet tatt i betraktning, kann usikkerhetsgrensen for sollysmålingene heller ikke anslås til mindre enn ± 0.020 cm. i likhet med for de øvrige målinger.

Den årlige gang.

De månedlige middelveidier og diagrammet på sidene 47 og 48 viser en årlig gang i osonverdien også for Tromsø. Den høieste verdi har vi for april, og den laveste sannsynligvis for oktober. Våre målinger for de 4 vintermånter er dessverre for få til å gi sikker beskjed om osonmengdens nivå for disse månter. Årsamplituden for 1936 blir omtrent 0.120 cm., for 1935 sannsynligvis 10-20 pct større. En lignende svingning i årsamplituden er funnet også andre steder.

Takket vere Dobsons initiativ og arbeide er der skaffet et så stort observasjonsmateriale tilveie (22 , 23 , 24) at osonmengdens årsforløp kjennes i sine hovedtrekk, iallfall til 60° geografisk bredde. Vi gjengir i fig. 17a og 17b etter Dobson (24 s. 417) og Götz (29 s. 216) det illustrerende bilde de hittidige observasjonsresultater gir av osonmengdens lokale årsforløp, og dette variasjon med den geo-

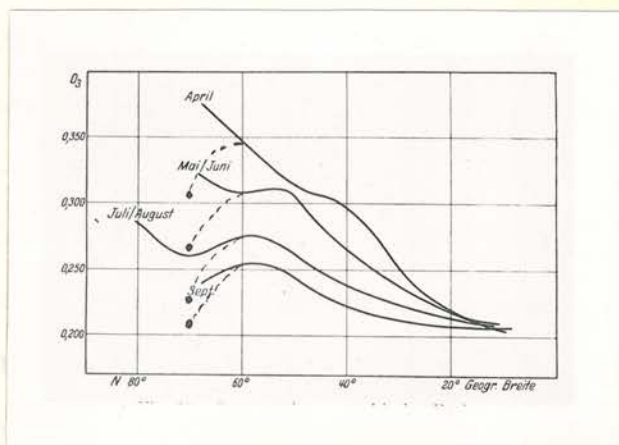
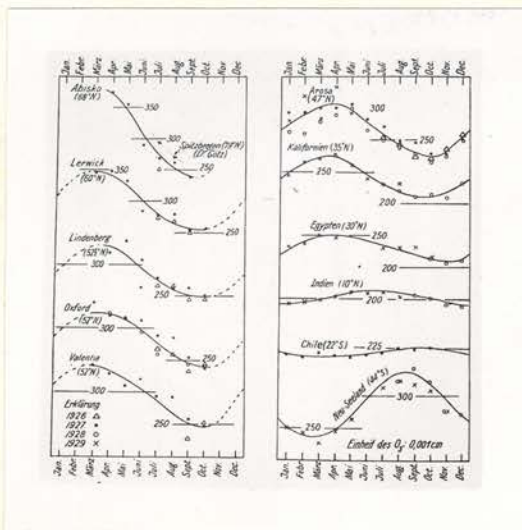


Fig. 17a. Osonmengdens årsforløp. Fig. 17b. Oson til geografisk bredde.

grafiske bredde. Årsforløpet for Tromsø for 1936 er innprikket på fig. 17b langs 70° -linjen. Vi ser at årsamplituden er minst ved ekvator og vokser med den geografiske bredde, om den har sin maksimale verdi ved polene, må ennu vere et åpent spørsmål.

Tromsøverdiene ligger på et mistenkelig lavt nivå i diagrammet, og kann nu slett ikke forenes med Abiskoverdiene, som forresten var meget fåtallige. Ifølge privat opplysning fra Dr. Dobson ligger imidlertid samtlige hans gamle osonverdier på et omkring 0.020 cm. høiere nivå enn de som nu bestemmes ved den fotoelektriske apparatur. Det synes således å vere mulighet for at en betydelig del av nivåforskjellen Tromsø-Abisko & Lerwick er av apparatmessig opprinnelse.

Den herskende anskuelse, at osonmengdens årsforløp og årsamplitudens variasjon med den geografiske bredde står i forbindelse med solstrålingen, kommer vi nærmere tilbake til senere.

Den vertikale fordeling.

Med det stadig utvidete kjennskap til atmosfærens osoninnhold meldte sig med stigende styrke og interesse spørsmålet om hvorledes denne osonmengde fordelte sig med høiden. Det første bidrag til løsningen av dette problem blev ydet av Cabannes & Dufay (9), efter en metode som fortsatte et tynt osonskikt, og som kun kunde gi høiden av dette. De benyttet sig av spredt himmellys fra zenitt, mens f.eks. Götz & Dobson (33) anvendte direkte sollys. Begge fremgangsmåter - som vi ikke finner grunn til å gå nærmere inn på her - ga som resultat en midlere osonskikthøide på 45-50 km. for Marseilles og Arosa. Men så fant plutselig Götz for sine Svalbardmålinger (30 s. 142) langt mindre osonskikthøider på 20-30 km. og ennu mindre. Imidlertid var det mest interessante - og skulde det vise sig - serdeles fruktbringende resultat av Svalbardmålingene opdagelsen av "Umkehr"-effekten. For himmellyset fra zenitt gir denne effekt sig tilkjenne ved at intensitetsforholdet mellem to bølgelengder, f.eks. 3110 og 3290 Å, - den første sterkt, den annen svakt absorbert av oson - ikke som forventet stadig avtar med synkende sol, men tvertimot ved en solhøide på omkring 5° snur om og tiltar igjen. Vi gjengir i fig. 18 den observerte "Umkehr"-kurve fra Arosa mellem bølgelengdene 3110 og 3290 Å (32).

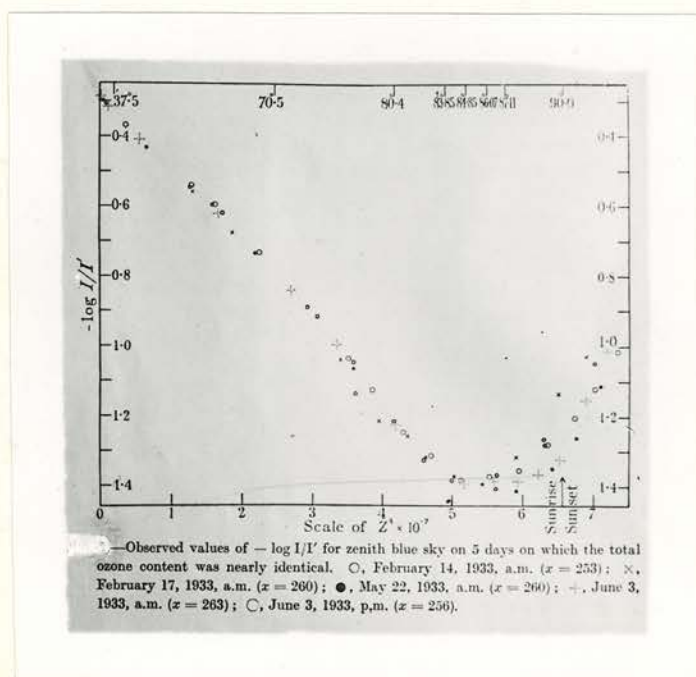


Fig. 18. "Umkehr"-kurve punkter Arosa.

Det traff sig så heldig at Dobsons fotoelektriske spektralfoto-
 tometer (20) nettopp stod ferdig til bruk da Götz opdaget "Umkehr"-ef-
 fekten, som han forresten snart så som nøkkelen til bestemmelsen av den
 vertikale fordeling av osonmengden i atmosfæren (31). Det direkte sollys
 vilde ved spredning kastes ned fra alle høider i atmosfæren, og det var
 summen av dette spredte lys i vertikal retning som utgjorde Zenittlyset.
 At Zenittlyset ved en viss solhøide igjen blev relativt rikere på det av
 oson sterkt absorberte lys, måtte tydes som at den utslaggivende del av
 dette fra da av var spredt over osonskiktet, og kun hadde gjennomløpet
 den korteste vertikale osonvei, det vilde derved stadig vinne i ultrafi-
 olett innhold i forhold til det lys som var spredt unner osonskiktet, ef-
 ter først å ha gjennomløpet en meget lang osonvei. "Umkehr"-effekten
 måtte utelukke at et osonskikt befant sig øverst eller nederst i atmosfæ-
 ren, det måtte vere innleiret i denne, og "Umkehr"-kurven måtte kunne
 gi beskjed om hvorledes denne innleiring artet sig, eller med andre ord
 hvorledes den vertikale fordeling av osonmengden var.

Atmosfæren blev opdelt i høideseksjoner (hele 8) (32), som for-
 søksvis tildeltes procentvise osonmengder og spredningseffekter, og en
 nøisommelig beregning begynte for å frembringe en beregnet "Umkehr"-
 kurve identisk med den observerte. Og dette lyktes gjennom visse antagel-
 ser og tilnærmelsesmetoder. Vi innskrenker oss til å gjengi resultatet for
 Arosa (32) og for Tromsø (40) i fig. 19a og 19b.

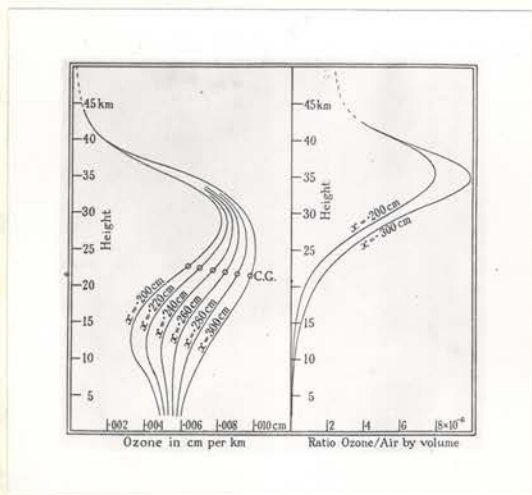


Fig. 19a. Arosa.

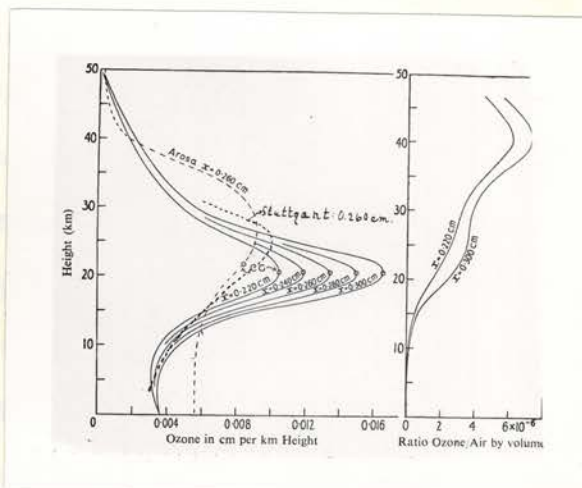


Fig. 19b. Tromsø.

Den vertikale osonfordeling.

Det vertikale fordelingsbilde for osonsfæren på de to steder er som vi ser vesentlig forskjellig, og avhenger dessuten i høi grad av den totale osonmengde. Osonsfærens tyngdepunkt ligger imidlertid nær like høit for Arosa og for Tromsø, høiden er omkring 21 km. med en angitt feilgrense på ± 0.2 km.

Det av Götz & Dobson funne osonsfæreforløp skulde få en god stadfestelse ved E. Regener's & V. H. Regener's (47) spektrumserier opp til 31 km's atmosfærehøide. Vi gjengir i fig. 20 en spektrumserie fra en av ballongopsendelsene, som er foretatt i Stuttgart.

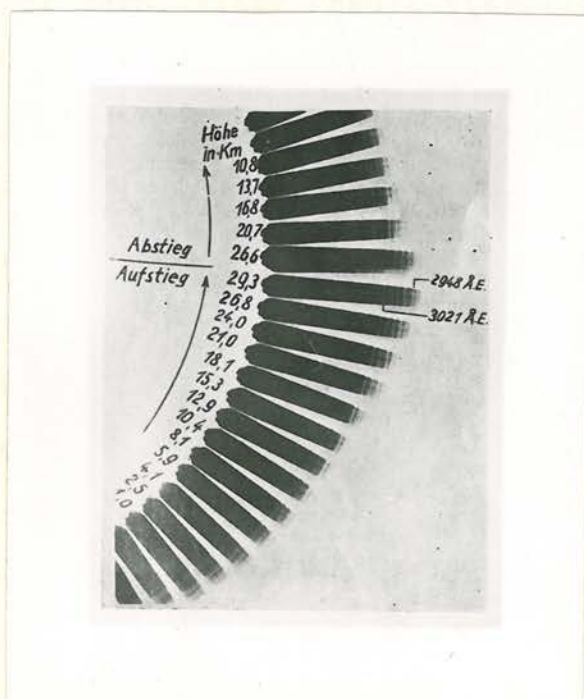


Fig. 20. Spektrumserie fra ballongopsendelse.

For sammenligningens skyld er Stuttgart-osonsfæren for 0.260 cm. oson inntegnet på fig. 19b, den blir mer skiktliggende enn Arosa-osonsfæren og mindre enn Tromsø-osonsfæren. Dette tyder på at skiktformasjonen blir mer og mer skarp fra ekvator mot polene.

De resultater som foreligger om den vertikale osonfordeling gir - iallfall for Mellem- og Nord-Europa - at osonsfærens tyngdepunkt ligger i omkring 20 km's høide, hvorvidt denne høide varierer i årets løp må bli gjenstann for unnersøkelser. Det bør kanskje bemerkes at amerikanerne B. O'Brien & F. L. Mohler (8) for 2 stratosfæreflyvninger fra Washington opp til 18.5 og 22 km., har funnet en meget egenartet vertikal osonfordeling, med kun 25 pct av osonet unner 20 km. Dette re-

sultat stemmer jo slett ikke med de som foreligger fra Europa. Kun fremtidige observasjoner kann bringe klarhet i uoverensstemmelsen.

De uregelmessige forandringer.

Punktspredningen i vårt årsdiagram (fig. 16 s. 48) gir et oversiktlig bilde av de uregelmessige forandringer i osonmengden fra dag til dag i årets løp. Variasjoner eller sprang som finner sted innen langt kortere tidsrum enn et døgn, viser resultattabellen på sidene 42-47 en rekke eksempler på. Sprangene i dagsmidlene er størst i årets første måneder, og i almindelighet større unner dårlige og ustabile værforhold enn gjennom perioder med pent og stabilt vær. De spesielt pene værperioder er fremhevet ved klammer på årsdiagrammet, og merket med P.V. Det sees umiddelbart at de relativt laveste og mest konstante osonverdier inntreffer i de pene værperioder.

Det er fremforalt Dobson og medarbeidere (21,22,23,24,41) som har studert de daglige osonvariasjoner, og har kunnet påvise deres nære sammenheng med de meteorologiske forhold. Det smukke resultat for osonvariasjonens forhold til den typiske høi- og lavtrykk fordeling ved jordoverflaten, som målingene fra de 7 Europæiske stasjoner i 1926/27 (23), er gjengitt i fig. 21. Her er osonvariasjonen koblet sammen med

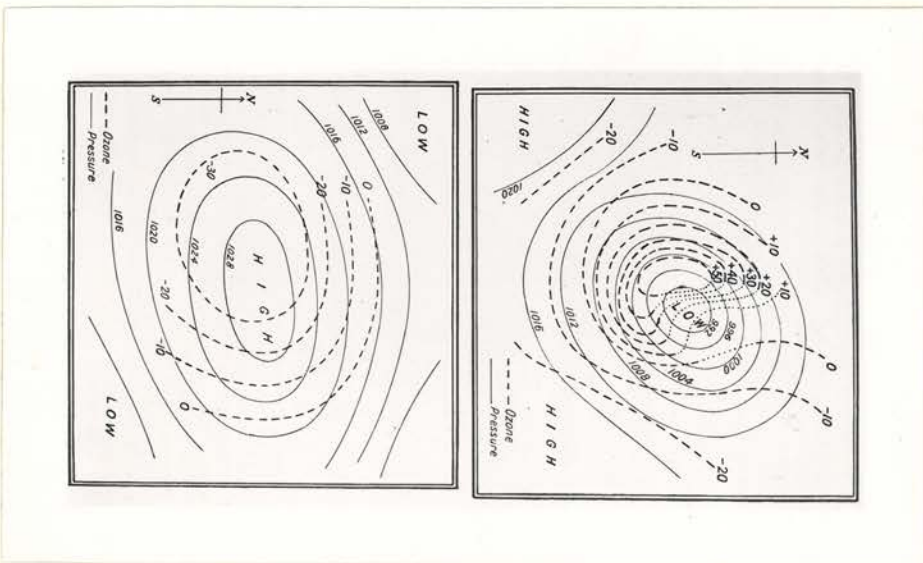


Fig. 21. Osonvariasjon i forhold til høi- og lavtrykk.

rykkvariasjonen ved cyklon- og anticyklonpassasjer, det turde imidlertid
 ere mere årsakskorrekt å sette den i forbindelse med temperaturvariasjo-
 en. Spesielt for cykloner - som viser den absolutt største effekt -
 får vi da tilordnet lave osonverdier i varmluften foran centret, og høie
 verdier i kallluften bak.

Dobson og medarbeidere fant en rekke interessante korrelasjons-
 resultater mellom osonmengden og trykk, temperatur/~~tetthet~~ og tropopause-
 høide i atmosfæren (24 s. 429). (Tropopausen definert som overgangssta-
 liet til stasjonær temperatur i atmosfæren). Fremheves bør det imidler-
 tid at først ved studiet av de synoptiske værkarter fra Bergen (23), -
 som stempler luftmassene etter deres oprinnelse, som arktiske, polare,
 tropiske - kunde Dobson og medarbeidere danne sig et virkelig helhets-
 bilde av forholdet mellom osonmengdens døgnvariasjoner og de atmosfæris-
 ke tilstanne.

Når vi finner å ville gjengi noen korrelasjonsresultater mellom
 oson og meteorologiske elementer i stratosfæren, henter vi sikkert mest
 betryggende disse fra et spesialarbeide av A. R. Meetham (41). For alle
 elementers vedkommende er det "standard"-avvikelsene som er behandlet,
 det vil si avvikelsene fra månedlige middelveidier. Nedenfor betegner p
 trykket, t temperaturen, ρ tettheten, θ den potensielle temperatur
 $\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{A.R}{\epsilon_p}}$, ordinære betegnelser, A er arbeidsenhetens varmeequiva-
 lens), H tropopausehøiden og r korrelasjonskoefficienten. Fottallene an-
 gir høiden i km. Det er to grupper av observasjoner, gruppe I fra Oxford,
 (O₃) og Sealand & Kew (t, p, ρ , θ , H), og gruppe II fra Arosa (O₃) og
 Munich & Pavia. Observasjonene er statistisk korrigeret for steds- og tids-
 avvikelser. For henholdsvis gruppe I og II finner Meetham:

Mellom oson og:

9	: r = -0.55	og	-0.76		t ₁₂	: r = 0.65	og	0.42
12	: r = -0.51	og	-0.55		t ₁₅	: r = 0.60	og	0.65
15	: r = -0.44	og	-0.28		t ₁₈	: r = 0.69		
18	: r = -0.44				H	: r = -0.67	og	-0.52
12	: r = -0.78	og	-0.60		θ_{12}	: r = 0.70	og	0.55
15	: r = -0.79	og	-0.60		θ_{15}	: r = 0.73	og	0.72
18	: r = -0.75				θ_{18}	: r = 0.83		

Disse høie korrelasjonskoeffisienter mellom oson og - summarisk uttrykt - temperatur og trykk i stratosfæren kommer ikke overraskende, når man - ifølge den funne vertikalfordeling av osonmengden (Fig. 19 s. 55) - vet at de vesentligste osonendringer foregår i høideintervallet 10-25 km. Men herav å slutte at trykk- og temperaturforholdene i troposfæren er betydningsløse for osonmengden er øiensynlig galt. Man kann iallfall med stor sikkerhet slutte sig til osontendensen for et sted ved å studere de analyserte synoptiske værkarter. Og ballongopsendelser har vist (45) at troposfære-cykloner gir høi temperatur i stratosfæren og lav posisjon av tropopausen (svarende til høi osonverdi), og anticykloner lav temperatur i stratosfæren og høi posisjon av tropopausen (svarende til lav osonverdi). A. R. Meetham har da også fremsatt en hypotese(41) om koblingsmekanismen mellom tropo- og stratosfæren med hensyn på lufttransport og osonmengde: En cyclon dannes i troposfæren, tropopausen synker og med den stratosfæreluft, osonmengden tiltar. En anticyklon har motsatte virkninger. Denne teori støttes av J. Bjerknes (41 s. 66), som bemerker at de observerte osonvariasjoner herved reduseres til en sekundær effekt av luftforskyvningene i cyclonene.

Det lå ner å foreta en kvalitativ unnersøkelse av i hvilken grad Dobsons og medarbeideres resultater av studiet av osonvariasjon og cyclonal-virkosomhet holdt stikk også for Tromsø. Dette er gjort, og den påviste typiske effekt ved en cyclonpassasje - lav osonverdi i varmluften foran og høi verdi i kallluften bak centret - er i regelen gjenfunnet. Forøvrig kann bemerkes at de største døgnsprang i osonmengden om våren, foruten å optre i forbindelse med meget dype cycloner i Nord- Atlanterhavet, inntreffer efter sterk utflom av sydgående arktisk luft, som på den tid må ha en meget lav temperatur. I det hele tatt er den før funne forbindelse mellom osonvariasjon og luftmasseoprinnelse stadfestet også for Tromsø: Tropisk luft gir lave osonverdier, polarluft - kontinental og maritim - gir middelshøie osonverdier, og arktisk luft gir de høieste osonverdier.

Det er også gjort forsøk på å finne en mulig forbindelse mellom den uregelmessige osonvariasjon og de jordmagnetiske forhold. Chree (16) sammenlignet osonvariasjonen med de magnetiske karaktertall, og Dobson

og medarbeidere (22 og 23) både med disse og den rolige, daglige gang. Chree kom til en løs forbindelse, mens Dobson og medarbeidere sluttelig kom til et negativt resultat for sine Europæiske stasjoner. Det synes ikke å kunne vere plass for noen tvil om, at det er værforholdene som dominerer den uregelmessige osonvariasjon, og skulde det vere håp om å konstatere noen korrelasjon: magnetisme - oson, har man å holde sig til helt stabile værperioder. Med dette for øiet har vi for Tromsø foretatt en hurtig unnersøkelse mellem magnetisk stormfullhet og osonvariasjon, men ikke funnet noen ensrettet tendens. Våre mer direkte forsøk på å finne en mulig osoneffekt i forbindelse med nordlysutbrudd vinteren 1935/36, kunde ikke gi noe resultat da stjernespektrene for osonbestemmelsen mislyktes.

Den fotokemiske oson-dannelse og spaltning.

I og med den atmosfæriske osonforsknings rike resultattilvekst i 5-året 1925-30, blev det høist aktuelt å lansere sannsynlige teorier, levere unnerbygde argumenter for osonmengdens tilblivelse, beståen og dens årsforløp. Idag er det neppe noen meningsforskjell om at solstrålingen er - om ikke absolutt eneansvarlig - så iallfall hovedansvarlig for osonmengdens dannelse som spaltning, i det hele dens likevekts-tilstann i atmosfæren. Selv efter at den vertikale osonfordeling forlengst er kjent i sine hovedtrekk (32 , 40 , 47), har de fotokemiske osonskiktteorier av S. Chapman (13 , 14 , 46) og R. Mecke (39 og 46) fremdeles stor interesse som teoretisk forklarende bidrag, men som autoritativ kilde for de fotokemiske reaksjonsforløp ved dannelse og spaltning av oson, bør - tror vi nokk - andre arbeider komme i første rekke. Ut fra dette synspunkt refereres heller ikke den sist fremkomne fotokemiske osonskiktteori av O. R. Wulf & Lola S. Deming (58). Det faller oss istedet naturlig å bringe de viktigste resultater fra de fotokemiske laboratorie-unnersøkelser over oson og surstoff - vesentlig hentet fra "Grundlagen der Photochemie" (7) - og derigjennem samtidig presentere de fotokemiske reaksjoner som forannevnte osonteorier tar i bruk.

Vi vet at lys kann jonisere, det vil si spalte atomer og molekyl-
ler i elektrisk ladete partikler, som vi kaller joner. Men kann nu lys og-
så spalte molekylar i nøitrale partikler til atomer og radikaler? Man me-
ner ja, og er av den opfatning - som er eksperimentelt støttet - at
lyset i et stoffs kontinuerlige absorpsjonsområde spalter stoffets molekyl-
lar, mens lyset i absorpsjonsbåndseriene kun formår å aktivere molekylene,
som imidlertid herved kann komme i en for fotokemiske reaksjonar gunstige-
re tilstann enn den normale. Man mener vidare at den absorberte strålings-
energi omsettes til svingningsenergi for molekylets atomer. Når imidlertid
svingningsenergien den størrelse som motsvarer molekylets dissosiasjons-
arbeide, kann molekylet - iallfall det 2-atomige - ikke opta mer energi
uten å spaltes. Befinner imidlertid molekylet sig ikke i grunntilstanden,
men i en aktivert (angeregt) tilstann, kann dissosiasjonsarbeidet vere
større eller mindre enn for det normale molekyl, og spaltningsproduktet
- atomer og radikaler - kann komme til også å befinne sig i aktiverte
tilstanne. Og et aktivert molekylbilde kann i sin korte levetid ved støt
med andre partiklar unnergå energiendringer som kann føre til dissosiasjon.
Nok en faktor er temperaturen. Blir den høi, kann man ikke lenger anta at
alle molekylar befinne sig i en svingningsløs tilstann. Det skulde derved
bli mulig å dissosiere molekylet med lys som kun aktiverte det da det be-
fant sig i en svingningsløs tilstann. Sluttelig må vi i den såkalte prædis-
sosiasjon regne med en ekstraordinær spaltningsmulighet eller prosess,
som tydes som en resonanseffekt innen molekylbildet mellom elektronsprang
og atomsvingningar, og hvorved det ved lysabsorpsjonen aktiverte molekyl
kann spaltes, mens lysemisjonen uteblir. Prædissosiasjonen er sterkt be-
grenset ved utvalgsregler, men menes allikevel å spille en stor rolle ved
fotokemiske reaksjonar.

I overensstemmelse med Einsteins ekvivalenssats blir ved den fo-
tokemiske reaksjon lyset absorbert kun i hele kvanter, og på den måte at
ett molekyl alltid absorberer ett lyskvant. Denne absorpsjonsmekanisme
medfører at antallet av absorberte lyskvanter angir antallet av molekylar
som har absorbert. Ved den fotokemiske primer-prosess skulde vi da ha at
kvanteutbyttet - definert som forholdet mellom kemisk omsatte molekylar
og absorberte lyskvanter - skulde bli lik 1. Nu forholder det sig imid-

lertd i almindelighet slik at primær-prosessen følges av sekundære prosesser, som altså kun indirekte skyldes de absorberte lyskvanter, men som kann øve stor innflydelse på kvanteutbyttet. Dette kann man blandt andre ting iaktta i nedenstående oversikt (7 s. 3) over fotokemiske unnersøkelser av O_2 og O_3 .

Reaksjon.	Lys.	Kvanteutbytte.	
$3O_2 = 2O_3$ (Symbolsk)	2530 Å	0.9 til 1.8 med avtagende trykk (300-100 atm).	
	2070 Å	2.3 til 3.1 med avtagende trykk (300-50 atm).	
	1700-1900 Å	3.0 ved 1 atm. trykk.	
$2O_3 = 3O_2$ (Symbolsk)	6200 Å	0.1 til 2.8 med stigende O_3 -konsentrasjon og avtagende O_2 -trykk.	
	6200 eller 3130 Å	3.5 <u>for rent O_3</u> som startprodukt ved 15°C. Kvanteutbyttet det samme for rødt og ultrafiolett lys.	
	2530 Å	1.7 for O_3 -He blanning	} Ved O_3 -konsentrasjon lavere enn 0.5%.
		1.07 for O_3 -N blanning	
0.28 for O_3 - O_2 blanning			
		3-for høi O_3 -konsentrasjon	

Ovenstående summariske resultatbilde kommenterer sig i grunnen selv, og blir kun trukket inn i fremstillingen etterhvert.

Siden de fotokemiske reaksjoner ved dannelselse som spaltning av oson skyldes absorbent stråling^Åenergi, blir det av viktighet å bringe rede på i hvilke spektralområder de aktuelle molekyler O_2 og O_3 absorberer, og hvor absorpsjonen er kontinuerlig og fører til spaltning, og hvor den viser båndstruktur og kun skulde aktivere. Og for begge molekylers vedkommende er man i den heldige stilling å vite meget om deres absorpsjonsspektra (7 s. 106, 46 s. 202).

Surstoffmolekylet (O_2) har i det synlige bølgeområde kun en meget svak absorpsjon, som foreløbig ikke er trukket inn i de fotokemiske unnersøkelser. I bølgeområdet fra omtrent 2800 Å til henimot 2400 Å er det påvist et absorpsjonsbåndsystem, som følges av et svakt kontinuum fra bølglengden 2429 Å av, og som sannsynligvis når til omkring 1750 Å, hvorfra et meget sterkt kontinuerlig absorpsjonsområde - med maksimalabsorpsjon ved 1450 Å - strekker sig til ca. 1300 Å. Mellom 1300 og 1100 Å er absorpsjonen igjen svakere, for atter å bli meget effektiv unner 1100 Å.

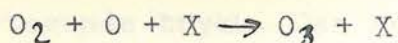
For osonmolekylet (O_3) skal fremheves to mektige absorpsjonsfelter med overlaging av kontinuum og bånd. Det ene, som er svakt, ligger i det synlige spektralområde mellom noe slikt som 4500 og 11500 Å, og har maksimalabsorpsjon ved omkring 6100 Å. Det annet og meget sterkere - med maksimalabsorpsjon ved 2550 Å - forløper fra omkring 3600 til 2000 Å.

La oss unnerstreke at det såvell ved dannelselse som spaltning av oson ved lysabsorpsjon, primært og prinsipielt dreier sig om dissosiasjon (subsidiært aktivering), og henholdsvis av O_2 og O_3 . Nu er dissosiasjonsenergien for det normale O_2 -molekyl 5.09 volt, og for det normale O_3 -molekyl 1.07 volt, og kann leveres av lyskvanter fra bølgelengder mindre enn henholdsvis 2420 Å og 11500 Å (7). Hvis dissosiasjonen frembringes ved absorpsjon av energirikere lyskvanter enn nødvendig, vill overskuddsenergien gjenfinnes som aktiveringsenergi eller kinetisk energi i spaltproduktene. Lys av større bølgelengder enn 2420 Å og 11500 Å skulde ikke formå å levere annet enn aktiverte henholdsvis O_2 - og O_3 -molekyler. Når E. Warburgs resultat (56 og oversikten) viser at selv lys av bølgelengde 2530 Å kann osonisere surstoff, kann dette forklares ved tilførsel av energi gjennom støt. Det kann nevnes at ved et forsøk av Warburg (56) med lys av bølgelengden 2820 Å blev ikke nevneverdig lys absorbert, og det blev ikke konstatert noen osoniserende virkning. Ifølge forangitte oversikt må imidlertid Warburgs kollosale trykk ha virket hemmende på en eventuell osonisering med lys av bølgelengden 2820 Å.

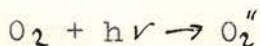
Den primære fotokemiske reaksjon for dannelselse av O_3 ansees almindelig å vere spaltning av O_2 i 2 O-atomer -



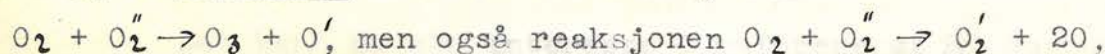
- i normal eller aktivert tilstann alt efter størrelsen av absorpsjonsenergien. Sekundært følger så trepartikkelstøtreaksjonen



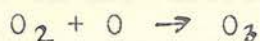
og O_3 er dannet. Denne osondannelsesmekanisme optas av osonskiktteoretikerne Chapman og Wulf & Deming, mens Mecke (39) - i det minste for lys av større bølgelengde enn 1750 Å - primært regner med aktivering av O_2 til O_2'' -



- og så sekundært fortrinsvis reaksjonen



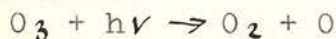
hvilke begge gir anledning til reaksjonen



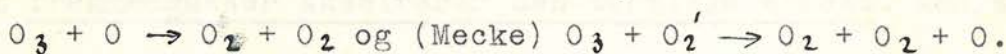
unner strålingsavgivelse likesom sine forgjengere.

Med hensyn til sannsynligheten for to- eller trepartikkelstøt ved dannelselse av oson taler erfaringen (7 s. 225 og 25) - når trykket ikke er altfor lite - mest for trepartikkelstøt, da det kun 2-atomige surstoffmolekyl er så mulighetsbegrenset for præoptagelse av kjernesvingningsenergi.

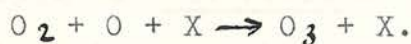
Den fotokemiske spaltning av O_3 ansees primær ved reaksjonen



og sekundær ved reaksjonene



Disse spaltningreaksjoner leverer imidlertid komponenter for dannelsesreaksjonen



Det kann anføres at H. J. Schumacher (49) diskuterer muligheten av aktivering av O_3 ($O_3 + h\nu \rightarrow O_3'$) som en primær reaksjon ved spaltning av oson, men forkaster den.

De anførte grunnreaksjoner såvell for dannelselse som spaltning av O_3 innebærer muligheter for følge reaksjoner, deriblandt også kjedereaksjoner, som inngående er diskutert og kvantitativt unnersøkt av H. J. Schumacher og W. Beratta (50 og 6). Vi trekker kun frem den funne nedsettelse av kvanteutbyttet (se oversikten) med tiltagende O_2 gehalt, og ved nerver av fremmedgasser i det hele tatt. Virkningen tilskrives reonisering ved trepartikkelstøt, og fremmedgassenes forskjellig hemmende virkning tilskrives deres ulike virknings-sfærer for trepartikkelstøtprosessen.

Ved den fotokemiske spaltning av O_2 fant Warburg (se oversikten) øket kvanteutbytte med avtagende trykk. Den samme effekt har Eva von Bahr (1) konstatert i langt høiere grad ved måling av O_3 -konsentrasjonen i ($O_2 + O_3$) + luft-blanninger unner bestråling med ultrafiolett lys (2540Å), og ved trykk fra 400 til 15 mm. Det akselrerte fall i osonkonsentrasjonen ved avtagende trykk tilskriver Schumacher (49) den med fallende trykk nedsatte mulighet for gjenopbygning av oson ved trepartikkelstøtreaksjonen,

$$O_2 + O + X \rightarrow O_3 + X.$$

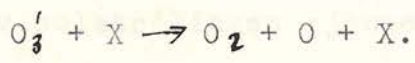
Det kann ha sin interesse å referere at E. Warburg (57) for fukti-

ge O_3-O_2 blanninger fant en nær dobbelt så stor fotokemisk osonspaltning som for tørre blanninger, men at denne effekt avtok med økende lysintensitet.

Osonkonsentrasjonens forhold til temperaturen har også vært gjenstand for undersøkelser. Schumacher og Glissmann (49 og 28) regner med en monomolekylær og en bimolekylær termisk reaksjon på basis av termisk aktiverte O_3 -molekyler.



eller ved nerver av fremmedgasser



De finner at fremmedgasser akselererer den termiske effekt. Men spaltproduktene ved disse termiske reaksjoner gir igjen anledning til nydannelse av oson, og ikke minst ved høi temperatur. Hvorfor den resulterende osonkonsentrasjon skulde gi uttrykk for differens-effekten mellom de to motsatt virkende prosesser. Bidrag til bedømmelse av den stasjonære osonkonsentrasjons forhold til temperaturen er ydet av P.Harteck (36 og 7 s. 216), som i atomrikt surstoff av 1 mm. trykk ved verelsestemperatur fant en osonkonsentrasjon på 1‰, ved -60° steg konsentrasjonen til 20‰, og ved -190° til et ennu langt større tall. Men vi skylder å unnerstreke at osonmengden blev bestemt ved absorpsjonsmålinger av lys av bølgelengde 2537 Å. Og dette lys kann både danne og serlig spalte oson, så Hartecks resultater må betegnes som "urene", og de kann vanskelig vere kvantitativt riktige, men dog riktige i sin tendens (25). Det menes å vere fall i den bimolekylære spaltning av O_3 med avtagende temperatur som er årsak til konsentrasjonstilveksten (25).

Det skal sluttelig anmerkes at organiske substanser (28) og fremmedpartikler som støv katalyserer den termiske osonspaltning overordentlig sterkt.

Det atmosfæriske oson.

Ved hjelp av de i foregående avsnitt refererte fotokemiske osonforskningsresultater synes det mulig ikke bare å forstå, men å kunne for-

klare den atmosfæriske ozonforsknings resultater som helhet betraktet. Og disse er i korthet at vi relativt nøiaktig kjenner totalmengden av ozon i atmosfæren, og variasjonene av denne i årets løp og med geografisk bredde så langt som til 70° , og at vi også har et godt kjennskap til den vertikale fordeling av ozonmengden, og vet at dens tyngdepunkt ligger vell 20 km. høit. Det er disse kjennsgjerninger som enhver teori om hvorledes atmosfærens ozonkonsentrasjonsforløp er opstått, og vedlikeholdes som relativt stasjonær tilstann, må harmonere med, om den skal ha noe for sig. Det er øiensynlig enighet om at det atmosfæriske osons likevektstilstand er betinget av solstrålingen gjennom sollysabsorpsjon ved molekylene O_2 og O_3 . Den fotokemiske spaltning av O_2 i O-atomer, som er fundamentalprosessen - iallfall den prinsipale - ved den fotokemiske dannelselse av O_3 , vill, menes det (58 og 15), i store høider tross rekombinasjon vere så effektiv at den kun levner moderat mulighet for dannelselse av O_3 ved reaksjonen $O_2 + O + X \rightarrow O_3 + X$. Med fallende atmosfærehøide vill imidlertid spaltningen av O_2 måtte avta - og dets konsentrasjon tiltar - fordi spaltningslyset absorberes, oppbrukes etterhvert. Med stigende O_2 -konsentrasjon tiltar muligheten for O_3 -dannelselse inntil O_2 -konsentrasjonen når O-konsentrasjonen. Med fallende O-konsentrasjon avtar etterhvert muligheten for dannelselse av O_3 . Men opbygningsprosessen av O_3 motvirkes automatisk av en spaltningsprosess som serlig skyldes lysabsorpsjon, men også støt.

Til delvis bedømmelse av det her løst skisserte forløp av O_2 -konsentrasjonen med høiden kommer E. Regeners målinger (48), som gir som resultat at O_2 -konsentrasjonen så høit som ved 22 km. kun er høist 1.5 procent og ved 29 km. kun 2.5 procent mindre enn ved jordoverflaten. Så meget må man kunne si at tendensen i Regeners resultater gir den teoretiske skissering medhold.

Det skiktliggende bilde som den vertikale ozonfordeling viser, blir i sine hovedtrekk tydet som facitten av opgjøret mellem en opbyggende og en nedbrytende fotokemisk ozonprosess. Man henlegger den egentlige ny-dannelselse - til forskjell fra rekombinasjonen - av ozon til skiktets øverdel eller høiere, nydannelsen stort sett begrenset oppad av for intens O_2 -spaltende stråling og for lavt trykk, og begrenset nedad av mangel på O_2 -spaltende stråling.

Det er den kombinerte O_2-O_3 absorpsjon som dirigerer den ultrafiolette solstråling opp til store høider. Ved å regne med denne, en sannsynlig gassfordeling i atmosfæren, solen som svart stråler med temperaturen 6000° , og Fabry & Buissons intensitetsmålinger, har E. Vassy (54) ved ekstrapolasjon bestemt intensiteten (logaritmisk) i forskjellige høider for strålingsintervallet $2000-3000\text{\AA}$. Resultatet som er gjengitt i fig. 22,

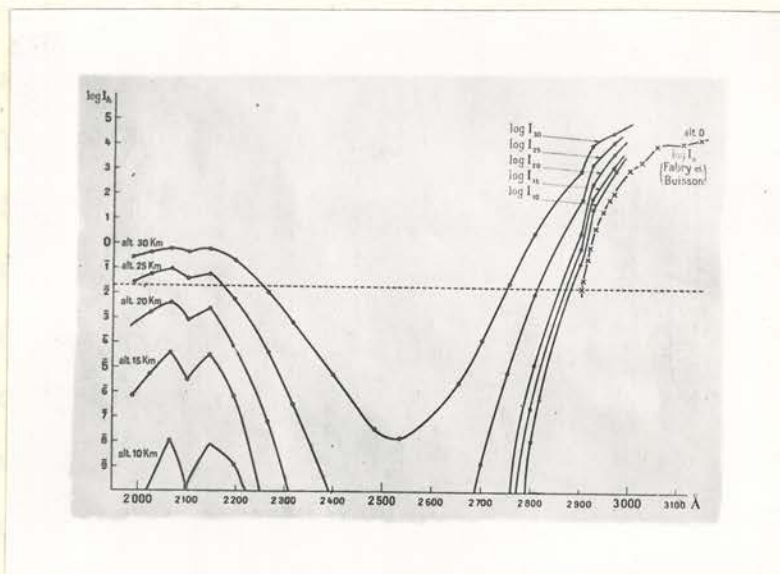


Fig. 22. Solstrålingsintensitet (logaritmisk) i forskjellige høider.

gjør sannsynlig at det i første rekke er lyset i bølgeintervallet $2000-2300\text{\AA}$ - hvor O_2-O_3 absorpsjonen har et utpreget minimum - som sørger for nydannelsen av ozon. Vi minner om at påvisningen av solstråling nettopp i dette bølgeområde (42) styrker Vassy's resultat.

For den fotokemiske spaltning av ozon skulde vi ha kvalitativ som kvantitativ solstråling i mengdevis like ned til jordoverflaten. De mest effektive spektralområder skulde bli intervallet 2900 (konferer fig. 22.) til 3600\AA , og et bredt belte omkring 6000\AA . Fra de fotokemiske laboratorieundersøkelser (oversikten s. 62 her) vet vi at O_2 og fremmedgasser nedsetter kvanteutbyttet ved ozonspaltningen overordentlig sterkt, sannsynligvis ved å forårsake livlig rekombinasjon, og i dette forhold tør forklaringen ligge til at troposfæren har et ikke uvesentlig ozoninnhold.

Man regner det atmosfæriske ozoninnholds årsforløp som det beste vidnesbyrd om totalmengdens forbinnelse med solstrålingen. Ved ekvator,

hvor solstrålingen er den samme, og har samme døgnvirketid året rundt, er det ingen nevneverdig årsamplitude, mens denne tiltar med geografisk bredde, i samsvar med den tiltagende variasjon i solstrålingen og dennes døgnvirketid med årstidene. I de lave ekvator-verdier, som i det stadige osonfall på midlere og høiere bredder fra maksimum om våren til minimum om høsten, vill man se solstrålingens oson-nedbrytende virkning, det må da bli ved de kraftige ultrafiolett-doser eller ved den lange døgnvirketid.

Om den mørke atmosfære vet man at den tilnermet bevarer sitt osoninnhold som stasjonær tilstann i nattens løp (10), mens de meget lave januar- og februar-verdier fra Abisko (4) og Tromsø taler for osonfall unner fremherskende langtidsmørke. Det er imidlertid sannsynlig at den opbyggen-de termiske effekt da vill støte til og gjøre sig gjeldende. Det må nemlig ansees godtgjort (4 og egne erfaringer), at de veldige positive osonsprang i nyåret - og hvorfor så ikke vårtilveksten i det hele tatt - er koblet til invasjon av kall arktisk luft. Vi bør i denne forbindelse ikke glemme at den uregelmessige osonvariasjon har nær tilknytning til varm- og kall-luften unner en cyklonpassasje. Men for å få konstatert i hvilken grad den termiske osoneffekt virkelig gjør sig gjeldende i atmosfæren, må man skaffe sig osonverdier fra høiere bredder enn Tromsø's, fra et sted som virkelig befinner sig i "polarnatten". For det gjør ikke Tromsø, iallfall ikke atmosfæren over Tromsø. Forholdet er det at selv ved vintersolhverv trenger solstrålingen om middagen i Tromsø helt ned til 9.4 km over jordoverflaten, og refraksjonen tatt i betraktning like ned til 4 km. Videre har vi månelyset, serlig omkring fullmånetid midtvinters, da det virker flere døgn uten avbrudd, og vanskelig helt kann neglisjeres.

Månelyset vill man forresten heller ikke unngå f.eks. på Svalbard, hvorfra det vilde vere ytterst aktuelt å få en årsserie med osonverdier. De sommerverdier som foreligger derfra (30) er så meget som gjennemsnittlig 0.050 cm. høiere enn våre Tromsøverdier, og selv om vi regner med at minst halvparten av dette beløp er av instrumentell oprinnelse, blir en rest tilbake som tyder på høiere sommerverdier på 80° bredde enn på 70°.

Vi har hittil kun regnet med sollyset - og antydnet månelyset som fotokemisk osonfaktor. At osoninnholdet ved jordoverflaten imidlertid kann stige til det mangedobbelte unner tordenvær, er påvist ved målinger over Zürich (51). Det må videre vere prinsipielt mulig at den elektriske

korpuskularstråling fra solen som gir nordlyset, også kann skape oson. Hvorvidt denne eventuelle mengde er målbar, vill bli søkt bragt på det rene snarest her i Tromsø.

Målingene av atmosfærens osoninnhold er av for ny datum til at det ennu kann foreligge lange observasjonsserier for et studium av eventuelle sekulære variasjoner i osonmengden. Ved en sammenligning av Arosa-
osonverdier og relativtall for solflekkene (Zürich) for 5 år finner Götz & Zünti (34) en tendens til osonfall ved tiltagende solflekkaktivitet. Dette kann også stikke i en variasjon med solflekkaktiviteten av det ultrafiolette sollys som osonmålingene bygger på, og som forutsettes konstant. Saken er foreløbig uviss.

Einarr Tønsberg.

Litteratur.

1. Eva von Bahr: Über die Zersetzung des Ozons durch ultraviolette Licht. Ann. d. Physik 33, 598, 1910.
2. D. Barbier & D. Chalonge & E. Vassy: Influence de la température de la stratosphère sur le spectre de l'ozone. Rev. d'Optique 14, 425, 1935.
3. — " — Effet de la température de la stratosphère sur le spectre de l'ozone. C. R. 200, 1063, 1935.
- 3 4. — " — Mesure de l'épaisseur réduite de l'ozone atmosphérique pendant l'hiver polaire. C. R. 201, 787, 1935.
- 4 5. — " — Nouvelles méthodes pour la mesure nocturne de l'ozone atmosphérique et l'étude de la répartition de l'énergie dans les spectres stellaires. Rev. d'Optique 13, 199, 1934.
6. W. Beratta & H.J. Schumacher: Die Photokinetik des Ozons II. Zs.f.phys. Chem. 17, 417, 1932.
7. K. F. Bonhoeffer und P. Harteck: Grundlagen der Photochemie. Theodor Steinkopff, Dresden und Leipzig 1933.
8. B. O'Brien & F. H. Mohler: Spectrographic Observations on The National Geographic - U.S. Army Stratosphere Flight. Quart. J. Roy. Met. Soc. Supplem. to 62, 17, 1936.
9. J. Cabannes & J. Dufay: Mesure de l'altitude et de l'épaisseur de la couche d'ozone dans l'atmosphère. J. de Physique 8, 125, 1927.
10. D. Chalonge & F. W. P. Götz: Comparaison entre les teneurs en Ozone de la haute atmosphère pendant le jour et pendant la nuit. Gerl. Beit. zu Geophys. 24, 20, 1929.
- 5 11. D. Chalonge & E. Vassy: Spectrograph astigmatique à prisme objectif. Rev. d'Optique 13, 113, 1934.
- 6 12. D. Chalonge: Recherches sur les spectres continus de l'atome et de la molécule d'hydrogène. Thèses a l'Université de Paris 1933.
13. S. Chapman: A Theory of Upper-atmospheric Ozone. Mem.Roy.Met. Soc. 3, 103, 1930.
14. — " — On Ozone and Atomic Oxigen in the Upper-atmosphere. Phil. Mag. 10, 369, 1930.
15. — " — The Gases of the Atmosphere. Quart.J.Roy.Met.Soc. 60, 127, 1934.
16. C. Chree: Atmospheric Ozone and Terrestrial Magnetism. Proc.Roy.Soc. 110, 693, 1926.
- 9 17. A. Cornu: Sur la limite ultraviolette du spectre solaire. C. R. 88, 1101, 1879.
- 0 18. — " — Sur la limite ultraviolette du spectre solaire. C. R. 111, 941, 1890.
19. A. Couder: C. R. 197, 1199, 1933.

- 11 20. G. M. B. Dobson: A Photoelectric Spectrophotometer for Measuring the Amount of Atmospheric Ozone.
Proc.Phys.Soc. 43, III, 324, 1931.
- 13 21. G. M. B. Dobson & D. N. Harrison: Measurements of the Amount of Ozone in the Earth's Atmosphere and its Relation to other Geophysical Conditions.
Proc. Roy. Soc. 110, 660, 1926.
- 14 22. — " — Part II, Proc. Roy. Soc. 114, 521, 1927.
- 15 23. — " — Part III, Proc. Roy. Soc. 122, 456, 1929.
- 16 24. — " — Part IV, Proc. Roy. Soc. 129, 411, 1930.
25. A. Eucken & F. Patat: Die Temperaturabhängigkeit der photochemischen Ozonbildung. Quart.J.Roy.Met.Soc. Supplem. to 62, 45, 1936.
26. Chr. Fabry & H. Buisson: L'absorption de l'ultraviolet par l'ozone et la limite du spectre solaire.
J. de Physique 3, 196, 1913.
- 17 27. — " — Etude de l'extrémité du spectre solaire.
J. de Physique 2, 197, 1921.
28. A. Glissmann & H. J. Schumacher: Der thermische Ozonzerfall.
Zs.f.phys.Chem. 21, 323, 1933.
- 18 29. F. W. P. Götz: Das atmosphärische Ozon. Ergebnisse der kosmischen Physik Band I, s.180.
- 20 30. — " — Zur Strahlungsklima des Spitzbergensommers. Strahlungs- und Ozonmessungen in der Königsbucht 1929.
Gerl.Beit.z.Geophys. 31, 119, 1931.
- 21 31. — " — Über die Deutung des Umkehreffektes bei Messungen des atmosphärischen Ozons.
Zs.f. Astrophys. 8, 267, 1934.
- 22 32. F. W. P. Götz & A. R. Meetham & G. M. B. Dobson: The Vertical Distribution of Ozone in the Atmosphere.
Proc.Roy.Soc. 145, 416, 1934.
33. F. W. P. Götz & G. M. B. Dobson: Observations of the Height of the Ozone in the Upper Atmosphere.
Proc.Roy.Soc. 120, 251, 1928. Og 125, 292, 1929.
34. F. W. P. Götz & W. Zünti: Die Arosa Ozonreihe.
Quart.J.Roy.Met.Soc. Supplem. to 62, 73, 1936.
- 23 35. L. Harang: Filteraufnahmen von Polarlicht.
Geof.Publ. Vol.X. No.8.
36. P. Harteck: Die Bildung des Ozons bei hohen Temperaturen.
Zs.f.phys.Chem. 17, 120, 1932.
37. Hartley: Chem. N. 42, 268, 1880.
38. A. Läubli: Über die Absorption des ultravioletten Lichtes im Ozon.
Helvetica Physica Acta 1, 208, 1928.
- 25 39. R. Mecke: Zur Deutung des Ozongehalts der Atmosphäre.
Zs.f.phys.Chem. Bodensteinfestband, 392, 1931.

- 96 40. A. R. Meetham & G. M. B. Dobson: The Vertical Distribution of Atmospheric Ozone in High Latitudes. Proc.Roy.Soc. 148,598,1935.
- 27 41. A. R. Meetham: Correlation of Atmospheric Ozone with other Geophysical Phenomena. Quart.J.Roy.Met.Soc. Supplem. to 62, 59, 1936.
42. E. Meyer & M. Schein & B. Stoll: Light of very Short Wavelength (2100 Å) in the Solar Spectrum. Nature 134,535,1934.
- 28 43. Ny Tsi-Ze & Chong Shin-Piaw: L'absorption de la lumière par l'ozone entre 3050 et 3400 Å. C. R. 195,309,1932.
44. — " — L'absorption de la lumière par l'ozone entre 3050 et 2150 Å. C. R. 196,918,1933.
45. E. Palmén: Aerologische Untersuchungen der atmosphärischen Störungen. Mitteilungen des Meteorologischen Instituts der Universität Helsingfors. No. 25.
- 29 46. R. Penndorf: Beiträge zum Ozonproblem. Spezialarbeiten aus dem Geophysikalischen Institut und Observatorium Leipzigs B. VIII Heft 4. 1936.
47. E. Regener & V. H. Regener: Aufnahmen des ultravioletten Sonnenspektrums in der Stratosphäre und vertikale Ozonverteilung. Phys.Zs. 35. 788, 1934.
48. E. Regener: Oxygen Content of the Stratosphere. Quart.J. Roy.Met.Soc. Supplem. to 62,72,1936.
49. H. J. Schumacher: The Mechanism of the Photochemical Decomposition of Ozone. J.Am.Chem.Soc. 52, II,2377,1930.
50. — " — Die Photokinetik des Ozons I. Zs.f.phys.Chem. 17,405, 1932.
51. B. Stoll: Die quantitative Bestimmung des Ozongehaltes bodennaher Luftschichten mit Hilfe des Lichtzählrohrs. Helvetica Physica Acta VIII, 3, 1934.
- 30 52. E. Tønsberg & F. W. P. Götz: Ozon in der Polarnacht. Naturwissenschaften 23, 354, 1935.
53. E. Vassy: Influence de la température sur le spectre d'absorption de l'ozone. C. R. 202, 1426, 1936.
54. — " — Sur la possibilité de réapparition spectrographique du rayonnement solaire dans la région 2000-2200 Å. Rev. d'Optique 15, 81, 1936.
- 31 55. L. Vegard: Investigations of the Auroral Spectrum based on Observations from the Auroral Observatory, Tromsø. Geof. Publ. Vol.X.No.4. 1933.
56. E. Warburg: Quantentheoretische Grundlagen der Photochemie. Zs.f. Elektrochemie 26,54,1920.
57. — " — Über den Energiumsatz bei photochemischen Vorgängen in Gasen. Sitzungber.d.Preus.Akad.Wis.1913 II,s. 644.

58. O. R. Wulf & Lola S. Deming: The Theoretical Calculation of the Distribution of Photochemically-formed Ozone in the Atmosphere. Ter.Magn. 41, 299, 1936. Og 41, 375, 1936.
59. A. Wigand: Das ultraviolette Ende des Sonnenspectrums in verschiedenen Höhen bis 9000 m. Verh. Deutsch. Phys. Ges. 15, 1090, 1913.
-

Handwritten notes in red ink:
10.11.1936