

VORGÄNGE UND ZUSTÄNDE IN DER NORDLICHTREGION

VON L. VEGARD

(Manuskript am 11. Februar 1938 empfangen.)

§ 1. Spektralanalytische Hauptprobleme in der Nordlichtforschung.

Die Spektralanalyse der Nordlichtlumineszenz spaltet sich in eine Reihe von Problemen, die mehrere Ziele verfolgen und recht verschiedene Arbeitsmethoden und Beobachtungsmittel voraussetzen. Die Hauptprobleme lassen sich in folgende Gruppen zusammenfassen:

- a. Aufsuchung, Messung und Deutung der im Nordlichtspektrum vorkommenden Banden und Linien.
- b. Bestimmung der typischen Intensitätsverteilung im Nordlichtspektrum und Vergleich des Spektraltypus mit Ergebnissen von Laboratoriumsversuchen, um die maßgebenden Erregungsbedingungen zu finden.
- c. Untersuchungen über die vielen und oft bedeutenden Veränderungen in der spektralen Intensitätsverteilung und die damit zusammenhängende Frage über die Variation in der Stoffverteilung, im Zustand und in den Erregungsbedingungen — und ihre Ursachen.

Zunächst haben wir die folgenden Veränderungen zu studieren:

1. Variation der Intensitätsverteilung innerhalb desselben Bandensystems. Solche Bestimmungen sind u. a. für Temperaturmessungen von besonderer Bedeutung.
2. Variation in der Intensität der einen zur anderen Bandengruppe. Veränderungen dieser Art sind entdeckt und studiert worden.
3. Die Variation der relativen Intensität der grünen Nordlichtlinie.

4. Veränderungen in der relativen Stärke des roten *OI*-Triplets (1D_2 — $^3P_{012}$) die unter Umständen sehr groß sein können.
5. Veränderungen in der relativen Stärke einiger schwacher Linien. Einige rühren wahrscheinlich von ionisierten Sauerstoff- und Stickstoffatomen her.

Die hier erwähnten Haupttypen von Änderungen können auf verschiedene Umstände oder Ursachen zurückgeführt werden. Wir können z. B. die folgenden erwähnen:

- I. Variationen mit der Höhe, welche auf Veränderungen in der Zusammensetzung und in dem Zustand der Atmosphäre oder auf Veränderungen in den Trägern und in der Geschwindigkeit der elektrischen Strahlen zurückzuführen sind.
- II. Variation mit dem Nordlichttypus. (Typeneffekte.)
- III. Veränderungen, die mit der Bestrahlung der Atmosphäre durch Sonnen- und Mondlicht zusammenhängen.
- IV. Veränderungen welche mit der Sonnenaktivität (Sonnenfleckhäufigkeit) zusammenhängen.

Aus dieser Übersicht wird ersichtlich daß die Zahl der möglichen Variationseffekte ungeheuer groß ist.

Im Laufe der letzten fünfzehn Jahren haben der Verfasser und seine Mitarbeiter eine große Zahl von diesen Variationseffekten entdeckt und studiert.

Es geht aus den früheren Arbeiten schon hervor, daß die Variationseffekte für das Studium der höchsten Atmosphärenschichten von großer Bedeutung sind, und obwohl die bis jetzt veröffentlichten Ergebnisse unser Wissen von den höchsten Atmosphärenschichten sehr erweitert hat, so sind wir doch noch weit davon entfernt, alle diese Variationseffekte genau klargelegt zu haben.

- d. Die Bestimmung der Temperatur in der Nordlichtregion und mögliche Veränderungen mit der Zeit und mit der Höhe. Die Temperatur läßt sich entweder aus der Intensitätsverteilung innerhalb einer Rotationsbande oder aus der Breite einer Spektrallinie ermitteln.

Das erste Verfahren hat schon recht genaue Werte für die Temperatur gegeben. Auch das zweite Verfahren kann man für die Untersuchung möglicher Temperaturänderungen mit Vorteil verwenden. Wir werden das späterhin noch ausführlicher besprechen.

Die hier erwähnten Hauptfragen sind schon in einer Anzahl früherer Veröffentlichungen behandelt worden. Die Untersuchungen wurden fortgesetzt, und in der letzten Zeit sind neue wichtige Ergebnisse erreicht worden, über die ich hier kurz berichten werde.

§ 2. Neue Ergebnisse betreffend die Deutung einiger schwacher Nordlichtlinien.

Bis jetzt sind vom Verfasser und seinen Mitarbeitern etwas mehr als 100 Linien und Banden im Nordlichtspektrum gemessen worden. In früheren Arbeiten ist eine sichere Deutung für mehr als 80 Linien und Banden gegeben worden. Diese Linien und Banden lassen sich auf eine recht geringe Zahl von Elektronenübergängen — welche in Tabelle I gegeben sind — zurückführen. Eine der neusten Zusammenstellungen der gemessenen Linien und Banden ist in einer neulich erschienenen Arbeit veröffentlicht worden (1).

Es ist bemerkenswert, daß die Nummern 1, 2 und 6 *verbotenen* Übergängen entsprechen.

Außer den in Tabelle I angegebenen Elektronenübergängen, welche sämtlich starke Linien und Banden umfassen, sind noch im Nordlichtspektrum einige schwache Linien gemessen worden, über deren Ursprung man bis vor kurzem nichts mit Sicherheit aussagen konnte.

Die Schwierigkeit ist wesentlich auf eine zu geringe Meßgenauigkeit dieser schwachen Linien zurückzuführen. Dies hatte zur Folge, daß man gewöhnlich mehrere Linien oder Banden angeben könnte, die innerhalb der Meßfehler mit den beobachteten Nordlichtlinien übereinstimmten (2). Es ergab sich z. B., daß Linien von neutralen und ionisierten Sauerstoff- und Stickstoffatomen für die Deutung mehrerer dieser Linien in Betracht kommen können.

Tabelle I.

Nr.	Träger der Lichtemission	Übergang	Name der Linie oder Bandengruppe	Zahl der beobachteten Banden (Linien)
1	OI	$^1S_0 - ^1D_2$	Grüne Linie 5577,35 (McLennan)	1
2	OI	$^1D_2 - ^3P_{012}$	Rotes Triplet (6300,3 6364 6392) (McLennan)	3
3	N_2^+	$B^3\Sigma - X^2\Sigma$	Negative Gruppe	12
4	N_2	$C^3\Pi - B^3\Pi$	Zweite positive Gruppe	21
5	N_2	$B^3\Pi - A^3\Sigma$	Erste positive Gruppe	40
6	N_2	$A^3\Sigma - X^1\Sigma$	Das ϵ -System (Vegard)	10—15

Mit Hilfe eines großen Glasspektrographen von recht großer Dispersion hat der Verfasser neulich zusammen mit Tønsberg kräftig exponierte Spektralaufnahmen von Nordlicht bekommen. Diese Aufnahmen sollten in erster Linie Temperaturmessungen in der Nordlichtregion dienen; aber außerdem zeigten sie noch drei bis jetzt ungedeutete schwache Linien.

In der Tafel I₁ sind zwei für Temperaturbestimmungen gemachte Aufnahmen gezeigt. Spektrogramm A ist vom 15. Oktober 1935 bis 28. März 1936, Spektrogramm B vom 29. November bis 11. Dezember 1937 exponiert worden.¹

Auf den beiden Spektrogrammen treten zwei der schwachen Linien deutlich hervor.

Die Dispersion in dem betrachteten Spektralgebiet ist etwa 30 Å/mm, und der Fehler bei der Wellenlängebestimmung sollte nur einen Bruchteil eines Å ausmachen. Die Ausmessung ergab für die Wellenlängen:

Spektr. A	Spektr. B
4415,1 Å	4415,4 Å
4368,2	4368,1
(4226,0)	-

¹ In einer Abhandlung von Vegard und Tønsberg in Geofys. Publ. XII, No. 3, Oslo, 1938, sind die Ergebnisse ausführlicher behandelt worden.

Es zeigt sich, daß die beiden ersten Linien mit starken Linien von *OII* und die dritte sehr schwache Linie mit einer Linie von *NII* zusammenfallen.

Es ist besonders bemerkenswert, daß die beiden Linien 4415—4368 auf den Spektrogrammen aus den Jahren 1935—1937 mit ungewöhnlich relativer Stärke auftreten. Das würde darauf hindeuten, daß diese Linien von ionisierten Sauerstoffatomen in Jahren mit maximaler Sonnenfleckhäufigkeit verstärkt auftreten, denn zum Vergleich haben wir eine Anzahl von stark exponierten Spektrogrammen von großer Dispersion aus Minimumsjahren wo diese Linien nicht auftreten. Wir können z. B. auf die Aufnahmen aus den Jahren 1922—1923 (4) und den Jahren 1931—1932 (2) hinweisen. In diesen Minimumsjahren haben wir mit dem großen Glasspektrographen eine Reihe von Spektrogrammen aufgenommen, wo die beiden Linien überhaupt nicht zu beobachten sind, obwohl die übrigen Linien und Banden viel stärker exponiert sind als auf den erwähnten Spektrogrammen aus den Maximumsjahren 1935—1937.

Nach diesem Befund erhebt sich die Frage, ob auch andere von den schwachen Nordlichtlinien mit Sauerstoff- oder Stickstofflinien zusammenfallen.

Die schwachen Nordlichtlinien und ihre mögliche Deutung sind in der Tabelle II angegeben.

Die erste Kolonne enthält die Wellenlänge, die zweite die gemessene Intensität einiger Linien im Verhältnis zu der starken grünen Linie, welcher der Wert 100 gegeben ist. Die letzte Kolonne enthält eine mögliche Deutung.

Ein Termschema für diejenigen *OII*-Linien, welche für die Deutung der beobachteten Nordlichtlinien in Betracht kommen, ist in Fig. 1 dargestellt (vgl. Bacher u. Goudsmit: Atomic Energy States). Es ist bemerkenswert, daß sämtliche Termen sich auf demselben Grundsystem $2s^2 2p^2 (^3P)$ aufbauen. Die Linie 3729,2, welche sich auf das System $2s^2 2p^2 (^1D)$ bezieht, ist für die Deutung nicht notwendig, denn mit der jetzigen Genauigkeit kann man ebenso gut die Nordlichtlinie 3728,6 mit der *OII*-Linie 3727,3 identifizieren.

Wir sehen, daß nicht weniger als 16 Linien sich als *OII*-Linien deuten lassen, und in acht Fällen haben wir keine andere Möglichkeit gefunden.

Bei drei Linien haben wir gleichzeitig annähernde Koinkidenz mit ϵ -Banden und in drei Fällen mit Stickstofflinien festgestellt.

Für drei Linien haben wir nur befriedigende Übereinstimmung mit *NII*-Linien gefunden. Drei Linien

Tabelle II.

λ	I	Mögliche Deutung
5002	-	<i>NII</i> (5002,7) (Nebulium)
4858	-	<i>OII</i> (4857—4861) <i>NII</i> (4860,3)
4780	-	<i>NII</i> (4779,9)
4566	-	<i>NII</i> (4564,8)
4507	1,2	<i>OII</i> (4506,5)
4484	1,6	<i>N.G.</i> (5—7) <i>OII</i> (4488) <i>NI</i> (4485)
4437	1,6	<i>OII</i> (4443)
4415,1	2,5	<i>OII</i> (4414,9—4417,0) 2 P. G. (3—8) (4416)
4375,6	1,6	<i>OII</i> (4376,2) ϵ (5—16)
4368,2	2,4	<i>OII</i> (4369,3—4366,9)
4362,0	1,2	<i>OII</i> (4359,4) <i>NI</i> (4358,3)
4226,3	4,0	<i>NII</i> (4227,8) <i>NI</i> (4224,7)
4119,7	1,6	<i>OII</i> (4119,2)
4092,0	1,6	<i>OII</i> (4092,9) <i>NII</i> (4092,7)
4076,0	-	<i>OII</i> (4076) ϵ (2—13)
4048,5	-	<i>OII</i> (4048,2) ϵ (5—15)
3872,0	1,0	<i>OII</i> (3872,5)
3728,6	1,0	<i>OII</i> (3727,3—3729,3)
3708,0	-	<i>OII</i> (3712,8)
3192,4	-	<i>OII</i> (3194,9)

fallen annähernd mit *NI*-Linien zusammen, aber in diesem Falle zeigen *NII*- und *OII*-Linien ebenso gute Übereinstimmung.

Aus dieser Analyse geht hervor, daß Linien von ionisierten Sauerstoff- (und wahrscheinlich auch ionisierten Stickstoff-) Atomen in der Nordlichtlumineszenz auftreten.

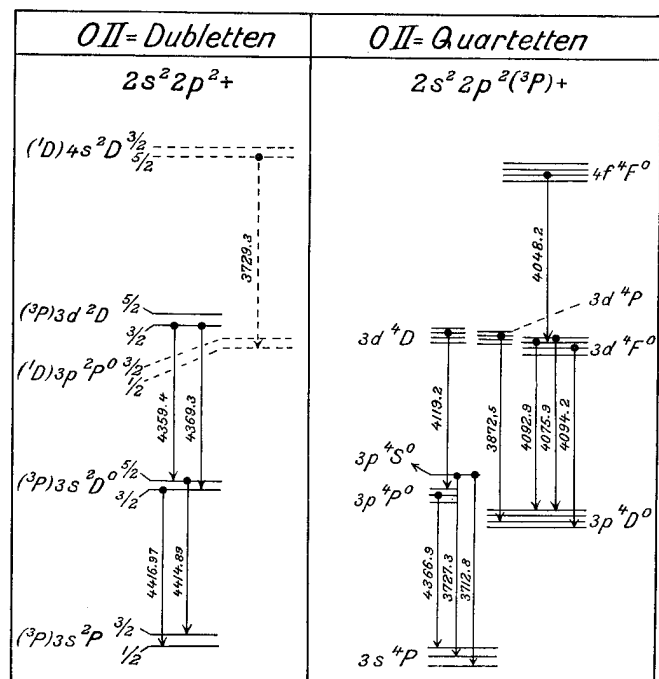


Fig. 1. Termschema von *OII*-Linien die wahrscheinlich in Nordlicht auftreten.

Dagegen ist es zweifelhaft, ob Linien von neutralen Stickstoffatomen auftreten.

Von neutralen Sauerstoffatomen stammen, wie erwähnt, die starke grüne Linie und das rote Triplet — aber sonst ist bis jetzt keine OI-Linie gefunden.

§ 3. Bemerkungen zur typischen Intensitätsverteilung und zur Anregung des Nordlichtspektrums.

Trotz der großen Veränderlichkeit des Nordlichtspektrums zeigen jedoch die Spektrogramme von langer Expositionszeit — besonders im kurzwelligen Gebiete — eine recht konstante Intensitätsverteilung.

Im langwelligen Gebiete dagegen zeigen auch Spektrogramme von langer Expositionszeit bedeutende Unterschiede sowohl in der relativen Stärke des OI-Triplets als in der Stärke und Intensitätsverteilung der Banden der ersten positiven Gruppe.

Der Verfasser und seine Mitarbeiter haben eine Reihe von Messungen der Intensitätsverteilung des typischen Nordlichtspektrums durchgeführt (1, 2, 3, 4). Für den langwelligen Teil sind die Verhältnisse sehr Veränderlich und die Angaben unsicher. Im kurzwelligen Teil dagegen, wo der Spektraltypus wesentlich durch die negativen Stickstoffbanden und die Banden der zweiten positiven Gruppe charakterisiert ist, zeigt es sich, daß die relative Intensität der Banden innerhalb jeder Gruppe sowohl als die relative Intensität der zweiten positiven zu der negativen Gruppe im typischen Spektrum recht invariant und genau bestimmbar ist.

Durch Vergleich des Spektraltypus des Nordlichtspektrums mit Stickstoffspektren die mit elektrischen Strahlen verschiedener Träger und Geschwindigkeiten angeregt sind, findet der Verfasser,¹ daß die Nordlichtlumineszenz primär durch recht schnelle *Elektronenstrahlen* angeregt ist.

Die Anregung der Stickstoffbanden mit Kathodenstrahlen zeigt, daß die Intensität der zweiten positiven relativ zu der negativen Gruppe sich mit der Strahlengeschwindigkeit sehr viel ändert. Bei kleinen Geschwindigkeiten dominiert die erste, bei großen Geschwindigkeiten die letzte Gruppe. Für das Nordlichtspektrum fand der Verfasser (2), daß die Intensität der zweiten positiven, relativ zu derjenigen der negativen Gruppe *einer Energie der Strahlen von etwa einigen Hundert Elektronenvolt oder mehr entspricht.*

Die Intensität der zweiten positiven in Bezug auf die negative Gruppe läßt sich für das Nordlichtspektrum sehr genau feststellen. Man findet nämlich (vgl. Spekr. A, Tafel I1), daß die schwache negative Bande 4200 (2—3) etwas stärker als die Banden 4058 (0—3) und 3997 (1—4) der zweiten positiven Gruppe und etwas stärker als die Bande 2. P. G. (0—4) auftritt.

Neulich hat R. Bernard Versuche über Anregung von Stickstoff mit Kathodenstrahlen verschiedener Energie angestellt (5) und mit der vom Verfasser bestimmten Intensitätsverteilung im Nordlichtspektrum verglichen (6).

Aus den gefundenen Erregungsfunktionen wurde ein bestimmtes Anregungspotential von etwa 27 Volt für das Nordlichtspektrum angegeben. Diese Ergebnisse stimmen, wie man sieht, nicht mit den vom Verfasser früher gefundenen Ergebnissen überein. Bedenkt man wie das Nordlicht entsteht, hat es überhaupt keinen Sinn von einer bestimmten Anregungsspannung für die Nordlichtlumineszenz zu sprechen.

Damit die Kathodenstrahlen bis zu Höhen von etwa 100 km herunterdringen sollen, müssen sie Anfangsgeschwindigkeiten von mehreren Tausend Volt besitzen. Auf dem Wege bis zur unteren Grenze des Nordlichts nimmt die Strahlengeschwindigkeit allmählich ab, und deshalb muß die Anregung bei sehr verschiedenen Geschwindigkeiten stattfinden. *Eine bestimmte Energie der anregenden Strahlen existiert nicht.*

Was wir sagen können ist, daß die relative Bandenintensität in der Nordlichtlumineszenz im Durchschnitt diejenige ist, die man beobachtet, wenn Stickstoff unter geringer Dichte mit Kathodenstrahlen von einigen Hundert Volt angeregt wird.

Um die Anregung des ganzen Nordlichtspektrums zu erklären, muß man verschiedene Sekundärprozesse zu Hilfe nehmen. Die starke grüne OI-Linie und das rote OI-Triplet erklärt der Verfasser (4) durch Stöße zweiter Art zwischen aktiviertem Stickstoff und gewissen Formen von Sauerstoff (7).

Nach den Erfahrungen die wir durch Laboratoriumsversuche gewonnen haben sollten Stöße zwischen Sauerstoffmolekülen und Elektronen keine Anregung von OII-Linien mit merkbarer Intensität verursachen können. Dagegen wissen wir (2), daß OII-Linien im Sauerstoff-Kanalstrahlenspektrum vorkommen, und das Auftreten von OII-Linien in der Nordlichtlumineszenz wäre ohne weiteres verständlich, wenn man annehmen würde, daß das Nordlicht teilweise durch positive Strahlen hervorgerufen wird.

¹ Vgl. Abh. 2, S. 53.

Wie erwähnt führt die Erklärung des ganzen Spektraltypus zu der Annahme, daß das Nordlicht wesentlich durch Elektronenstrahlenanregung entsteht. Ist eine Anregung mit positiven Strahlen ausgeschlossen, muß man andere Erklärungen für das Auftreten der *OII*-Linien suchen.

Entweder könnten Sekundärprozesse in Frage kommen, oder man muß annehmen, daß *ionisierte Sauerstoffatome immer in merklicher Menge in der Nordlichtregion vorhanden sind*.

Wenn man die auf anderem Wege gewonnene Kenntnis der höchsten Atmosphärenschichten berücksichtigt, ist die letzte Deutung wohl die wahrscheinlichste.

Die Tatsache daß die *OII*-Linien (4415—4368) besonders stark in Jahren maximaler Sonnenfleckhäufigkeit auftreten, würde bedeuten daß die *Konzentration der ionisierten Sauerstoffatome in der Nordlichtregion ähnlich wie die Sonnenfleckhäufigkeit variiert*.

Es ist zu erwarten daß eine Steigerung der Konzentration von atomärem Sauerstoff mit Steigerung der Ozonbildung (Ozonkonzentration) begleitet ist. Dies stimmt mit unserer Erklärung für die Verstärkung des roten *OI*-Triplett in Jahren von maximaler Sonnentätigkeit, indem diese Verstärkung mit einer Vergrößerung des Ozongehaltes in Zusammenhang stehen sollte.

§ 4. Weitere Ergebnisse betreffend die Verstärkung des roten *OI*-Triplett bei steigender Höhe.

In früheren Mitteilungen (7, 8) hat der Verfasser angegeben, daß sowohl bei rotem Nordlicht des *A*-Typus, als bei gewöhnlichem grün-gelbem Nordlicht das rote *OI*-Triplett eine relative Verstärkung bei steigender Höhe aufweist.

Es trat die wichtige Frage auf, ob dieser Höhengeneffekt immer in Erscheinung tritt. Um einen Beitrag zur Lösung dieses Problems zu liefern, haben wir unsere Beobachtungen in dieser Richtung fortgesetzt. Während zweier Nächten 11.—13. Oktober 1937 trat in Oslo recht starkes Nordlicht auf.

Bei dieser Gelegenheit haben wir eine Reihe von Spektralaufnahmen — und zwar in folgender Weise — gemacht:

Durch Anwendung einer Abbildungslinse vor dem Spalt wurden mit dem Spektrographen paarweise Aufnahmen in der Weise gemacht, daß das eine

Spektrum eines Paares durch Anvisierung am unteren Rande, das andere durch Anvisierung in der Nähe der oberen Grenze aufgenommen wurde. Die Spektrogramme jedes Paares wurden so schnell wie möglich nacheinander exponiert. Wir haben im ganzen vier Paare von Spektrogrammen auf panchromatische Platten aufgenommen. Bei passender Exposition der grünen Linie war auf den Platten der kurzwellige Teil sehr schwach. In dieser Verbindung interessiert uns jedoch nur der langwellige Teil. Der langwellige Teil der vier Paare ist in Tafel I 2, wiedergegeben. Die entsprechenden Photometerkurven zeigt Fig. 2.

Für jedes Paar sieht man, daß die rote Linie, mit der grünen verglichen, an der oberen Grenze viel stärker als am unteren Rand auftritt.

Mit Hilfe von Schwärzungsskalen von einer Lichtquelle bekannter Intensitätsverteilung wurde die wahre relative Intensität der roten Linie im Bezug auf die grüne quantitativ bestimmt.

Die Ergebnisse sind in Tabelle III gegeben.

Erstens zeigt die Tabelle III, daß die relative Intensität I_r der roten Linie in drei Fällen größer als 1 ist. In einem Falle ist die rote Linie beinahe dreimal stärker als die grüne Linie (5577). Wie in einer früheren Abhandlung gezeigt wurde (7) kann man daraus schließen, daß *der 1D_2 -Zustand des O-Atoms auch direkt und unabhängig von dem 1S_0 -Zustand angeregt wird*. Das Verhältnis $D = \frac{I_r(\text{obere})}{I_r(\text{untere})}$

ist immer größer als 1, und im Durchschnitt ergibt sich aus diesen Messungen für (D) der Wert 2,25.

Unsere Messungen berechtigen zu der Annahme, daß die Intensität der roten Linie relativ zu der grünen immer mit wachsender Höhe steigt, und dieser Höhengeneffekt ist so groß, daß das Verhältnis (D) für eine Steigerung der Höhe von 110 km bis etwa 180 km auf das doppelte anwächst.

§ 5. Die Verstärkung der ersten positiven Gruppe mit abnehmender Höhe als allgemeine Erscheinung.

Die zweite Art von rotem Nordlicht (Type *B*) ist dadurch gekennzeichnet, daß die Rotfärbung auf den unteren Rande begrenzt ist. Der Verfasser hat 1917 (9, 10) die Rotfärbung des *B*-Typus aus einer relativen Verstärkung der ersten positiven N_2 -Gruppe erklärt, und diese Erklärung hat sich durch später ausgeführte Intensitätsmessungen bestätigt (11, 12).

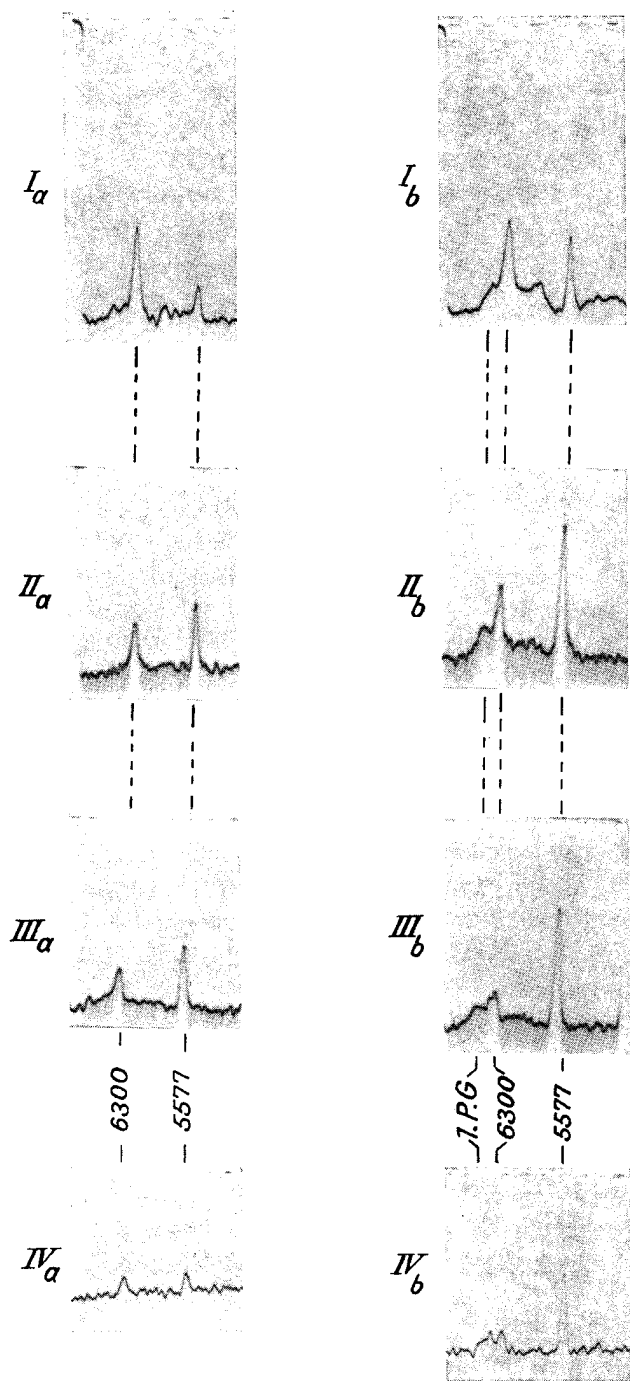


Fig. 2. Expositionszeiten in Tabelle III angegeben.

Auf Grundlage der erwähnten Erklärung der Rotfärbung hat der Verfasser (9, 10) die Auffassung vertreten, daß die Rotfärbung des unteren Randes von einem tieferen Eindringen der elektrischen Strahlen in die Atmosphäre begleitet ist. Dies ist durch Höhenmessungen von Harang und Bauer (13) bestätigt worden.

Die Erklärung über den *B*-Typus des rotgefärbten Nordlichts erfordert wohl, daß eine Verstärkung der ersten positiven Gruppe für sehr geringe Höhen unterhalb etwa 100 km stattfindet. Ob dagegen die relative Intensität der ersten positiven Gruppe im allgemeinen für größere Höhen abnimmt, darüber besagt unsere Erklärung der Rotfärbung nichts.

Daß ein solcher Höheneffekt in der Tat vorhanden ist, zeigen indessen unsere Aufnahmen vom 11.—13. Oktober. Durch Betrachtung der Spektrogramme (Tafel I2) oder der Photometerkurven Fig. 2 ergibt sich, daß auf allen Spektrogrammen von der unteren Grenze die erste positive Gruppe mit relativ großer Stärke auftritt, während sie auf den Spektrogrammen der oberen Grenze überhaupt nicht zum Vorschein kommt.

Sowohl die erste positive Gruppe als das rote *OI*-Triplet zeigen große spektrale Höhenvariationen, aber in umgekehrter Richtung. Erstere nimmt ab, letztere wächst mit steigender Höhe.

§ 6. Die Beziehung der beiden erwähnten Höheneffekte zu den beiden Typen von rotgefärbtem Nordlicht.

Diese beiden Höheneffekte sind mit den beiden Typen des roten Nordlichts eng verbunden.

Typus *A*, der durch die Verstärkung des *OI*-Triplets entsteht, besitzt wegen des Höheneffekts eine Neigung, die intensivste Rotfärbung an der oberen Grenze zu zeigen, und in einigen Fällen kann die Rotfärbung sogar auf die oberen Strahlenspitzen begrenzt sein.

Unter gewissen Umständen ist die allgemeine Verstärkung des *OI*-Triplets ($^1D_2 - ^3P_{012}$) so groß, daß die Rotfärbung sich auf den ganzen Strahl bis an die untere Grenze ausdehnt.

Abgesehen von der Höhenvariation ändert sich also die relative Stärke des *OI*-Triplets mit der Zeit, und selbst in demselben Augenblick kann das Nordlicht an verschiedenen Orten des Himmels verschieden gefärbt sein und große Unterschiede in der Intensität des roten *OI*-Triplets aufweisen. Wie früher erwähnt (1, 7) deutet dies darauf, daß die allgemeine Verstärkung der roten Linie auf einer Änderung im Zustand oder in der Zusammensetzung der höchsten Atmosphärenschichten beruht.

Der Verfasser hat nachgewiesen (4), daß die Veränderung der relativen Stärke des roten Triplets

Tabelle III.

Datum 1937	Paar	Spektr.	Expositionszeit	Nordlichtform	Anvisierrichtung	$I_r = \frac{I_{6300}}{I_{5577}}$	$D = \frac{I_r \text{ obere}}{I_r \text{ untere}}$
11.—12. Okt.	I	a	20 ⁴⁵ —23 ⁰⁰	R	Obere Grenze von Strahlen	2,74	} 2,38
» »	I	b	23 ⁰⁰ — 2 ⁰⁰	A	Untere Grenze	1,15	
12.—13. »	II	b	21 ⁰⁰ —22 ³⁰	A	Untere »	0,60	} 1,37
» »	II	a	22 ³⁰ —23 ⁰⁰	A	Obere »	0,82	
» »	III	b	23 ⁰⁰ —23 ¹⁵	R & D	Untere »	0,36	} 2,08
» »	III	a	23 ¹⁵ —23 ³⁰	R	Obere »	0,75	
» »	IV	a	23 ³⁰ —24 ⁰⁰	A & D	Obere »	1,07	} 3,15
» »	IV	b	0 ²⁰ — 1 ⁰⁰	A & D	Untere »	0,34	

mit der Sonnenfleckhäufigkeit (Sonnenaktivität) parallel geht. Die durchschnittliche Stärke des roten Triplets (und die Häufigkeit des roten Nordlichts vom Typus A) ist bedeutend größer in Jahren des Maximum als in Jahren des Minimum der Sonnenaktivität.

Vor etwa drei Jahren (7, 14) hat der Verfasser zusammen mit E. Tønsberg die Entdeckung gemacht, daß *das rote Triplet in einer sonnenbelichteten Atmosphäre verstrahlt wird.*

Neulich hat Størmer (15) Aufnahmen von hohen sonnenbelichteten Nordlichtstrahlen veröffentlicht, die auch eine relative Verstärkung der roten Linie (6300) zeigen. Die von ihm beobachtete Verstärkung ist indessen ein gemischter Effekt, der teilweise der Sonnenbestrahlung, teilweise den großen Höhen zuzuschreiben ist.

In derselben Mitteilung (15) hat Størmer auf eine Abhandlung von Currie und Edwards (16) und eine Abhandlung von Kosirev und Eropkin (17) in einer derartigen Weise hingewiesen, daß man den Eindruck bekommt, daß der von Vegard und Tønsberg zuerst nachgewiesene Sonnenlichteffekt schon früher von den erwähnten Forschern entdeckt sei.

Das ist aber nicht der Fall. Erstens erschienen die beiden Arbeiten (16, 17) nachdem wir den Effekt publiziert hatten, und zweitens *geben die erwähnten Abhandlungen (16, 17) keine Data, von denen man auf die Existenz des von uns entdeckten Sonnenlichteffekts schließen kann.*

Currie und Edwards erwähnen nur, daß gewisse rote Banden die Neigung besitzen, im Mondlicht und in der Dämmerung stärker aufzutreten. Sie sind sich aber klar darüber, daß diese Intensitätsverschiebungen eine Reihe von Deutungen zulassen.

Sie erwähnen die Möglichkeit, daß die Spektrogramme Mischungen von Nordlicht und Nachthimmellicht entsprechen, was gerade derartige Verstärkungen von roten Banden bewirken würde (18). Die Beobachtungen von Currie und Edwards könnten weiter auf Typen- oder Höhenveränderungen beruhen, denn in der Dämmerungszeit ist das Nordlicht manchmal sehr diffus, oder es besteht aus Strahlen sehr großer Höhe, was eine Verstärkung von roten Banden oder Linien ergeben würde (1, 7).

Endlich erwähnen Currie und Edwards, daß auch der von Vegard und Tønsberg beschriebene Sonnenlichteffekt für die Erklärung einiger ihrer Beobachtungen in Betracht kommen könnte.

Kosirev und Eropkin haben überhaupt keine Verstärkung von roten Banden oder Linien beobachtet, welche auf eine Wirkung der Sonnenbestrahlung zurückgeführt werden kann. Sie bemerken, daß sie ein Spektrogramm eines sonnenbestrahltes Nordlichts bekommen haben, wo *die grüne Linie (5577) im Verhältnis zu den negativen Banden mit ungewöhnlich geringer Stärke auftritt.* Das ist aber eine schon längst bekannte Erscheinung und hat nichts mit dem von Vegard und Tønsberg beobachteten Sonnenlichteffekt zu tun. Die von Kosirev und Eropkin beobachtete Abschwächung der grünen Linie ist hauptsächlich entweder ein Typeneffekt, oder was wahrscheinlicher ist eine Wirkung des vom Verfasser 1923 entdeckten Höheneffekts, welcher in der relativen Abschwächung der grünen Linie bei steigender Höhe besteht (1, 7).

Der Verfasser hat früher gezeigt (7), daß die direkte Wirkung der Sonnenstrahlen auf die Übergangswahrscheinlichkeiten keine merkliche Verstärkung des roten Triplets verursachen kann.

Die Wirkung der Sonnentätigkeit und der Sonnenstrahlung ist gewissen Sekundärprozessen zuzuschreiben, die Änderungen in den Atmosphärenschichten selbst bewirken, und wie früher gezeigt (1, 7) lassen sich schwerwiegende Gründe dafür angeben, daß die Verstärkung des roten Triplets auf einer Vergrößerung der Ozonkonzentration beruht.

Wie erwähnt beruht die Verstärkung wesentlich auf einer direkten Anregung des 1D_2 -Zustandes, ohne daß gleichzeitig der $O I \ ^1S_0$ -Zustand erreicht wird. Wahrscheinlich besteht die Anregung in einem Stoß zwischen einem Ozonmolekül und einem Stickstoffmolekül im angeregten (metastabilen) Zustand. Für die hiermit zusammenhängenden Fragen muß auf frühere Abhandlungen hingewiesen werden (4, 7).

Während die Verstärkung des roten $O I$ -Triplets und das Auftreten roten Nordlichtes vom Typus A auf gewissen atmosphärischen Änderungen, welche u. a. mit der Sonnentätigkeit zusammenhängen, beruhen, so scheint — wie früher erwähnt (4) — das rote Nordlicht des B -Typus wesentlich mit Änderungen in der Energie der primären elektrischen Sonnenstrahlen in Verbindung zu stehen.

Die Stärke der roten Banden der ersten positiven Gruppe ist wohl erheblichen zeitlichen und örtlichen Variationen unterworfen, aber oberhalb einer Höhe von etwa 100 km ist die Stärke dieser Banden nicht genügend groß um dem Nordlicht eine merkliche Rotfärbung zu geben.

Nur wenn die Strahlen eine so große Energie und ein solches Durchdringungsvermögen besitzen, daß sie bis unterhalb von etwa 100 km hinunterdringen, wird die Verstärkung der ersten positiven Gruppe wegen des Höheneffekts genügend groß, um dem Nordlicht einen rotgefärbten unteren Rand zu geben.

Das bis jetzt vorliegende Beobachtungsmaterial deutet darauf hin, daß das sehr tiefgehende rote Nordlicht vom Typus B , in seiner meist ausgeprägten Ausbildung, am häufigsten bei Sonnenfleck-Minima auftreten.

Die maximale Energie und das maximale Durchdringungsvermögen der elektrischen Sonnenstrahlen sollten also in Jahren von minimaler Sonnenfleckhäufigkeit am größten sein.

Wie früher gezeigt (2) steht dieser Befund in gutem Einklang mit der Ausbildung der Sonnenkorona. Nach der vom Verfasser entwickelten Theorie der Korona (19) sollte die Länge der Koronastrahlen mit der Geschwindigkeit der ausgesandten Elektronenstrahlen anwachsen.

Bekanntlich ist wohl die Korona in ensiver in Maximumjahren, aber in Sonnenfleckminimum-Jahren besitzen die Koronastrahlen die größte Länge.

Da die Bildung der Koronastrahlen und die Bildung der Strahlen die Nordlicht hervorrufen wohl auf ähnliche Sonnenvorgänge zurückzuführen sind, so ist anzunehmen, daß auch die letzte Strahlengruppe die größte maximale Energie in Jahren von minimaler Sonnenaktivität erreicht.

§ 7. Was das Nordlichtspektrum lehrt betreffend den Zustand im Nordlichtbereich.

Die Untersuchungen über das Nordlichtspektrum hatten schon 1923 zu dem wichtigen Ergebnis geführt, daß die früher angenommene obere Schicht die aus den leichten Gasen Wasserstoff und Helium bestehen sollte, nicht existiert (20). Gleichzeitig ergab die Spektralanalyse, daß Stickstoff, und zwar in molekularem Zustande, einen dominierenden Bestandteil der Atmosphäre ausmacht, der sich bis an die höchsten Spitzen der langen Nordlichtstrahlen, die Höhen von 600 km oder mehr als 1000 km erreichen können, bemerkbar macht. Abgesehen von gewissen Veränderungen, die in den höchsten Atmosphärenschichten vorkommen, ist die prozentuelle Zusammensetzung der Atmosphäre im allgemeinen von der Höhe unabhängig. Um die Variation der Dichte zur Höhe zu finden muß man also nicht jede Komponente für sich unter der Voraussetzung idealen Gleichgewichts behandeln, sondern man rechnet als ob die Luft ein einheitliches Gas (mit Molekulargewicht 28,96) wäre.

Der Druck und die Dichte am Erdboden seien p_0 bzw. ρ_0 . Der Druck (p_h) in einer gewissen Höhe (h) ist dann durch die folgende Gleichung gegeben:

$$\frac{p_h}{p_0} = \frac{\rho_h}{\rho_0} = e^{-\frac{h_e}{H}} \quad (1 a)$$

wo:

$$H = \frac{T_0 R}{Mg} = \frac{273 \cdot 8,316 \cdot 10^7}{28,96 \cdot 982} \text{ cm} = 7,983 \text{ km} \quad (1 b)$$

$$h_e = \int_0^h \frac{T_0}{T} dh \quad (2)$$

Die Größe H ist die reduzierte Höhe der Atmosphäre, vorausgesetzt, daß überall die Temperatur T_0 herrscht.

Die Größe h_e ist eine Art von effektiver Höhe, welche von der Temperaturverteilung abhängt.

Die Form der Gleichungen ist bequem, denn aus der Gleichung (1) kann man ein für allemal die Relation zwischen $\frac{ph}{p_0}$ und h_e berechnen.

Aus Gleichung (2) kann man dann sehr leicht für eine gegebene Temperaturverteilung zu jedem Wert von h_e die entsprechende wahre Höhe berechnen.

Die Lichtintensität eines Nordlichtstrahls ist von der unteren bis an die obere Grenze von derselben Größenordnung. Unter Berücksichtigung der verschiedenen Möglichkeiten für Intensitätsvariationen die Strahlen entlang konnte der Verfasser (20) den Schluß ziehen, daß unter Umständen die Materiedichte in der Nordlichtregion äußerst langsam mit der Höhe abnimmt. In der Tat ist anzunehmen, daß die Dichte in dem sehr großen Höhenintervall etwa zwischen 120—1000 km von beinahe derselben Größenordnung sein kann.

In den erwähnten Abhandlungen von 1923 (20) wurde darauf aufmerksam gemacht, daß man eine derartige langsame Dichtenabnahme mit steigender Höhe — wenigstens rein formal — durch eine genügend große Temperatursteigerung in der höchsten Atmosphärenschicht erklären könnte.

Um die Wirkung einer Temperaturzunahme zu illustrieren denken wir uns, daß von einer Höhe h_1 und der effektiven Höhe h'_e ab die Temperatur linear anwächst. Setzt man in Gleichung (2)

$T = T'_0 (1 + a) (h - h_1)$, $h - h_1 = x$ und $h_e - h'_e = x_e$, so bekommt man:

$$dx_e = \frac{1}{a} \frac{dx}{1 + ax}$$

und

$$x_e a = \log_{\text{nat}} (1 + ax)$$

oder

$$x = \frac{1}{a} (e^{ax_e} - 1) \tag{3}$$

Wir haben die Variation von Druck und Dichte nach den Formel (1), (2) und (3) unter den folgenden Voraussetzungen gemacht:

Am Boden ist $T = 273^\circ K$ und $p = 760$ mm gesetzt. Im Intervall 0—10 km sinkt die Temperatur linear von T_0 bis $T'_0 = 223^\circ K$. Im Intervall 10—100 km ist die Temperatur konstant gleich T'_0 .

Wir haben auch den Fall betrachtet, daß von 100 km aufwärts die Temperatur linear und in solcher Weise wächst, daß im Bereich 100 bis 250 km die Temperatur von $T'_0 = 223^\circ K$ bis $1000^\circ K$, $1200^\circ K$ oder $1500^\circ K$ steigt.

Die Ergebnisse sind in den Tabellen IVa und IVb zusammengestellt.

Eine graphische Darstellung ist in Fig. 3 gegeben. Die Abscisse gibt die Höhe, die Ordinaten $\log \frac{p}{p_0} = \log \frac{\rho}{\rho_0}$. Die gestrichelte gerade Linie ergibt die Dichtenverteilung, welche einer konstanten Temperatur $T_0 = 273$ entspricht. Die stark gezogene

Tabelle IV a.

h km	$T = T_0 = 273^\circ K$		0—10 km. $T = 273 (1 - 0,018315 h)$	
			$h > 10$ km. $T = T'_0 = 223^\circ K$	
	$\log \frac{p}{p_0} = \log \frac{\rho}{\rho_0}$	p mm	$\log \frac{p}{p_0} = \log \frac{\rho}{\rho_0}$	p mm
10	- 0,5437	217,36	- 0,6008	190,53
20	- 1,0874	62,15	- 1,2664	41,16
30	- 1,6311	17,77	- 1,9320	8,88
40	- 2,1748	5,08	- 2,5976	1,92
50	- 2,7185	1,45	- 3,2632	$4,15 \cdot 10^{-1}$
60	- 3,2622	$4,16 \cdot 10^{-1}$	- 3,9288	$0,90 \cdot 10^{-1}$
70	- 3,8059	$1,19 \cdot 10^{-1}$	- 4,5944	$1,93 \cdot 10^{-2}$
80	- 4,3496	$3,40 \cdot 10^{-2}$	- 5,2600	$4,18 \cdot 10^{-3}$
90	- 4,8933	$0,97 \cdot 10^{-2}$	- 5,9256	$0,90 \cdot 10^{-3}$
100	- 5,437	$2,78 \cdot 10^{-3}$	- 6,5912	$1,95 \cdot 10^{-4}$
200	- 10,874	$1,02 \cdot 10^{-8}$	- 13,2473	$4,30 \cdot 10^{-11}$
300	- 16,311	$3,71 \cdot 10^{-14}$	- 19,9033	$0,95 \cdot 10^{-17}$
400	- 21,748	$1,36 \cdot 10^{-19}$	- 26,5594	$2,10 \cdot 10^{-24}$
500	- 27,185	$4,96 \cdot 10^{-25}$	- 33,2154	$4,63 \cdot 10^{-31}$

Tabelle IV b.

0—10 km. $T=273(1-0,018315 h)$

10—100 km. $T=223^{\circ} K$

$h > 100$ km. $T=223(1+ah)$.

h km	$\log \frac{p}{p_0} = \log \frac{\rho}{\rho_0}$		
	$T_{250} = 1000^{\circ} K$	$T_{250} = 1200^{\circ} K$	$T_{250} = 1500^{\circ} K$
100	- 6,5913	- 6,5913	- 6,5913
150	8,3964	8,2675	8,1109
200	9,4017	9,1347	8,8291
250	10,1041	9,7241	9,3049
300	10,6429	10,1710	9,6599
350	11,0860	10,5315	9,9448
400	11,4492	10,8321	10,1808
450	11,7673	11,0915	10,3841
500	12,0473	11,3193	10,5614

Kurve entspricht dem Falle, daß oberhalb 10 km eine Temperatur von $\div 50^{\circ} C$ herrscht. Die von dieser Kurve ausgehenden Zweige entsprechen der Annahme, daß von 100 km aufwärts die Temperatur linear anwächst.

Selbst wenn die Temperatur im Interval 100 km bis 250 km von $223^{\circ} K$ bis 1000° , 1200° oder eben $1500^{\circ} K$ anwächst, so reduziert sich jedoch die Dichte so schnell, daß sie in 500 km Höhe bis zu $\frac{1}{10000}$ von ihrer Größe in einer Höhe von 100 km gesunken ist. Auch diese Abnahme ist all zu groß um die langen Nordlichtstrahlen mit gleichmäßiger Lichtverteilung zu erklären.

Aus diesen und anderen Gründen konnte die langsame Dichtenabnahme nicht durch Temperaturvariationen ihre wesentliche Erklärung finden. Der Verfasser entwickelte deshalb für die höchsten Atmosphärenschichten eine andere Theorie, die auf der lichtelektrischen Wirkung sehr kurzwelliger Sonnenstrahlung beruhte, und welche keine hohe Temperatur erforderte.

Es wurde angenommen, daß die Sonne neben der kurzwelligen Temperaturstrahlung auch Strahlungen von sehr kurzen Wellen — von der Art der weichen Röntgenstrahlen — aussendet.

Daß solche Strahlen von der Sonne emittiert werden, folgt ohne weiteres aus den Nordlichterscheinungen. Damit die Elektronenstrahlen von der Sonne 90—70 km vom Erdboden herunterdringen sollen, müssen sie Energien von mehreren Tausend Elektronenvolt besitzen. Solche Strahlen werden in der Sonnenatmosphäre Röntgenstrahlen anregen.

Sowohl die kurzwellige Temperaturstrahlung (ultraviolettes Licht) als die weichen Röntgenstrahlen werden eine Ionisation der oberen Atmosphärenschichten hervorrufen.

Eine Strahlenart mit bestimmtem Absorptionskoeffizient wird eine maximale Ionenproduktion pro cm^3 in einer Höhe hervorrufen, die man bei Kenntnis der Massenverteilung und des Absorptionskoeffizienten leicht berechnen kann.

Die Intensität desjenigen Teils der Temperaturstrahlung, für welche die Photonen ($h\nu$) eine für die

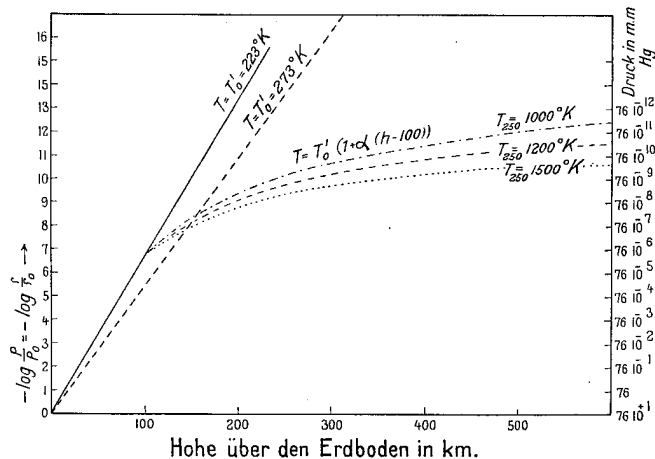


Fig. 3. Höhe über den Erdboden in km.

Ionisation genügende Energie besitzen, ist sehr gering, und durch den Ionisationsprozeß werden nur Elektronen von recht geringer Energie (von einigen Volt) freigesetzt. Die losgeschossenen langsamen Elektronen werden sich nicht weit von dem zurückgebliebenen positiven Teilchen entfernen.

Andere Verhältnisse aber treten ein, wenn Photonen von großer Energie in die Atmosphäre hineindringen.

Die kinetische Energie (E) der Photoelektronen ist durch die folgende Gleichung gegeben:

$$E = c^2 m_0 \left(\frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{v}{c}\right)^2}} - 1 \right) = h\nu - e v_i \quad (4)$$

$e v_i$ ist die Ionisierungsenergie, die aber für große $h\nu$ -Werte keine größere Bedeutung hat.

Die sekundären Elektronenstrahlen, die nach unten gerichtet sind, bewegen sich nach Orten größerer Dichte und werden bald absorbiert. Die nach oben gerichteten, dagegen, werden eine viel längere Wegstrecke durchlaufen, bevor sie absorbiert werden. Je höher der Ionisationsprozeß stattfindet, je weniger werden die aufwärts oder seitwärts gehenden Elektronenstrahlen durch Absorption beeinflusst.

Die Photoelektronen, welche in sehr großen Höhen (an der »Grenze« der Atmosphäre) entstehen, würden die Erde verlassen, falls dies nicht durch elektrische Felder verhindert wurde, und das elektrische Feld, welches das Wegfliehen der Elektronenstrahlen verhindert, bildet sich automatisch durch den Strahlungsprozeß selbst, denn wenn die Elektronen hinauffliegen entsteht ein Überschuß von positiven Ionen tiefer in der Atmosphäre, wodurch ein Kraftfeld entsteht. Dieses Feld bewirkt nicht nur daß die Elektronen nicht wegfliehen, sondern auch daß die unterliegende positiv geladene Atmosphäre einen Auftrieb erleidet, welcher der Wirkung der Schwere entgegenwirkt.

Die Elektronen großer Geschwindigkeit tragen gewissermaßen die positiv geladene Materie mit sich, erstens die positiven Ionen, aber wegen der Stoßvorgänge werden auch neutrale Partikel mitgeführt.

Es bildet sich gewissermaßen eine elektrische Doppelschicht deren nach oben gerichtete negative Seite durch die ausgeschleuderten Elektronen gebildet wird. Es bildet sich also hoch oben eine Elektronenwolke (mit Atomen oder Molekülen vermischt), welche eine recht hohe elektrische Leitfähigkeit besitzen kann.

Auf diese Weise erklärt der Verfasser die langsame Abnahme der Dichte bei steigender Höhe und auch die Tatsache, daß Stickstoffmoleküle, selbst in Höhen bis zu etwa 1000 km mit einer für die Bildung von Nordlichtstrahlen genügend großen Dichte auftreten. Für diesen Vorgang ist die Höhe der Temperatur von keiner maßgebenden Bedeutung. Falls der Vorgang von wesentlich Photoelektrischer Art eine Steigerung der Temperatur zur Folge hat, so ist dies mehr als eine Begleiterscheinung anzunehmen.

Die Höhe der Elektronenwolke und also die Höhe zu welcher die Materie getrieben wird wächst mit der Strahlenergie. Jede homogene Strahlengattung soll eine bestimmte Elektronenwolke veranlassen.

Die Photonstrahlen gehen geradelinig von der Sonne bis zur Erde, und nur die Tageseite wird dadurch primär angeregt. Die Aussendung von sekundären Elektronenstrahlen hat zur Folge, daß die Materie der obersten Atmosphärenschichten emporsteigt und die eigentliche Atmosphäre wird von einer »Korona« umgeben, welche besonders an der Tageseite stark ausgebildet ist.

Wegen der Wirkung des Magnetfeldes und der Verteilung der Intensität der Sonnenstrahlen muß die Höhe der Erdkorona an dem magnetischen Äquator ein ausgeprägtes Maximum besitzen, und hierdurch erklärte sich das Zodiakallicht.

Der Bezeichnung »Erdkorona« har einen tieferen physikalischen Sinn, denn nach der vom Verfasser entwickelten Koronatheorie sollte die Korona der Sonne und diejenige der Erde wesentlich auf denselben Vorgängen beruhen (vgl. Abh. 19).

Die Erdkorona hat wohl auf der Tageseite und in der Dämmerungsschicht ihre vollständigste Ausbildung, muß sich aber auch im Erdschatten auf der Nachtseite, besonders in sehr großen Höhen ausbreiten.

Findet der Ionisationsvorgang in einer großen Höhe und in der Nähe der Dämmerungsschicht statt, werden die Elektronenstrahlen sich auch in horizontaler Richtung eine lange Strecke vor Absorptionseintritt bewegen können. Auch auf der Nachtseite muß eine Art von elektrischer Doppelschicht mit der negativen Seite nach oben sich ausbilden. Dieses Feld wird den Elektronen eine nach der Erde gerichtete Beschleunigung geben. Die Elektronen, welche in annähernd horizontaler Richtung gegen die Nachtseite sich bewegen, werden durch das Feld um die Erde gebogen. Die Elektronenstrahlen werden natürlich auch der Wirkung des magnetischen Feldes ausgesetzt, wodurch die Bahnen sehr verwickelt werden. *Wäre aber keine Doppel-*

schicht mit nach oben gerichteter elektrischer Kraft vorhanden, würden die von den höchsten Schichten auf der Tageseite kommenden Photoelektronen auf der Nachtseite die Erde verlassen. Dies hat sofort die Ausbildung eines elektrischen Feldes (Doppelschicht) zur Folge.

Die Elektronenwolke in der höchsten Atmosphärenschicht und ein dazugehöriges elektrisches Feld, welches Materie in die Höhe treibt, verbreitert sich also um die ganze Erde herum, und bildet sich also auch auf der Nachtseite.

Da die Nachtseite nicht direkt von Photonstrahlen und ultraviolettem Licht getroffen wird, ist die Materienmenge, welche in große Höhen getrieben wird, viel geringer als an der Tageseite. Dies ist in den niedrigsten Partien der Nordlichtregion, (etwa im Intervall von 80—150 km), besonders ausgeprägt.

In den viel größeren Höhen wird, wie gesagt, die Elektronenwolke mit dazugehöriger Materie durch den Vorgang der Koronabildung gespeist und aufrecht erhalten.

Die Verhältnisse sind in der Fig. 4 schematisch angedeutet. (A) ist die Erdoberfläche, (B) die untere Grenze der Nordlichtregion, die in einer Höhe von etwa 80 km liegt, sich aber auch bis zu Höhen von mehreren Hundert km erstrecken kann. Die obere Begrenzung ist schematisch durch die Kugelfläche (C) angedeutet. Die Partien der Nordlichtregion, die direkt durch Sonnenstrahlen getroffen werden und welche durch Schnitt (α — β) begrenzt sind, haben besonders im unteren Bereiche von 90—200 km eine größere Materiedichte als im Schatten.

Der Übergang zwischen Partien von größerer zu viel geringerer Dichte an der Nachtseite ist in der Figur durch die Linien (B—D) angedeutet.

Die durch den photoelektrischen Effekt der Sonnenstrahlung hervorgebrachte Materieverteilung macht den Eindruck als ob die Atmosphäre in der Nordlichtregion eine Kontraktion erlitten hätte, und das hat gewissermaßen auch stattgefunden, denn wenn der direkte photoelektrische Hebungsprozeß aufhört, bewegt sich die Materie durch die Schwere schnell nach unten.

Es ist deshalb zu erwarten, daß die Grenze (BD) zwischen größerer und kleinerer Dichte recht scharf ist.

Aus der hier skizzierten Theorie der höchsten Atmosphärenschichten hat der Verfasser schon 1923 (20) den Schluß gezogen, daß man in der Dämmerungszeit, wenn die höchsten Atmosphärenschichten noch in der Sonne liegen, besonders lange Nordlichtstrahlen

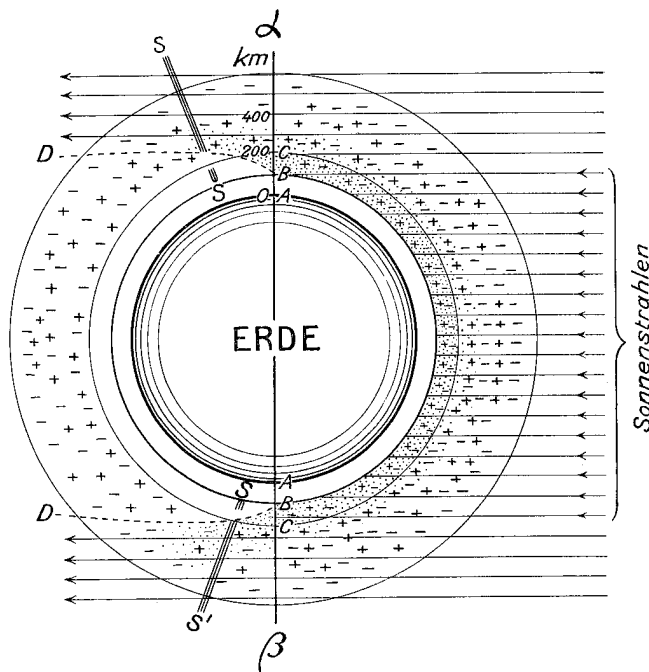


Fig. 4.

erwarten kann. Diese Voraussage ist später durch Størmer's (21) Messungen von den sonnenbelichteten Nordlichtstrahlen und Harang's Messungen des sonnenbelichteten Nordlichtbogens in schöner Weise bestätigt worden.

Ein Nordlichtstrahl wie (S—S') in der Figur geht erst durch eine obere dichtere Schicht, weiter über die Grenzlinie (BD) in eine Schicht von geringerer Dichte hinein, wonach die Dichte exponentiel (etwa nach Gleichung (1)) zunimmt.

Falls der Strahl nicht sehr tief geht, wird die Intensität nur bis zu der Grenzlinie (BC) eine bemerkenswerte Größe haben, und der Strahl endet anscheinend an dieser Grenzlinie. Haben die Strahlen größeres Durchdringungsvermögen, werden sie tiefer unten wegen der Zunahme der Dichte wieder sichtbar.

Auch diese Erscheinung ist mehrmals bei den photographischen Messungen Størmer's vorgekommen (21).

Diese Erscheinung, welche eine Folge meiner Theorie der höchsten Atmosphärenschichten ist, läßt sich nicht durch irgend welche Annahmen über die Temperatur erklären. Denn bei den Formeln (1, 2) für die Dichtenvariation mit der Höhe läßt sich keine Temperaturvariation angeben, welche ein Dichtemaximum geben würde.

Durch Derivation von Gleichung (1) und mit Hilfe von (2) bekommt man:

$$\frac{d\rho}{dh} = -\frac{\rho_0 T_0}{TH} e^{-\frac{h_e}{H}} = -\frac{\rho_0 g M}{TR} e^{-\frac{h_e}{H}} \quad (5)$$

Die Größe $\left(\frac{d\rho}{dh}\right)$ ist immer negativ. In einer Atmosphäre in der die Dichtenverteilung durch die gewöhnlichen Gasgleichungen (1, 2) bestimmt ist, muß die Dichte immer mit steigender Höhe abnehmen.

In dieser Verbindung darf man auch darauf aufmerksam machen, daß die starke Ionisation und Dissociation in der Nordlichtregion eine Herabsetzung des durchschnittlichen Molekulargewichtes und entsprechende Vergrößerung von (H) verursacht. Besonders die recht erhebliche Konzentration der freien Elektronen in den größten Höhen wird eine erhebliche Verminderung von (M) hervorrufen. Dies wird auch eine Verlangsamung der Dichtenabnahme mit der Höhe bewirken, welche besonders auf der Dichtenverteilung auf der Nachtseite eine Rolle spielen kann. Aber selbst wenn man diese Abnahme des effektiven Molekulargewichtes berücksichtigt, wird eine Verteilung nach der Gasgleichung kein Dichtenmaximum geben können.

Wie ich schon 1923 hervorgehoben habe, verlangt meine Theorie der oberen Atmosphärenschichten, daß die gewöhnliche Gasgleichung für die Höhenvariation der Dichte (Gleichungen (1) und (2)) im Nordlichtbereich nicht mehr gilt, und dies ist durch die Existenz von Dichtenmaxima in klarer Weise bestätigt worden.

Die Gleichungen (1) und (2) geben deshalb nur die Dichtenverteilung im unteren Teil der Atmosphäre bis zu einer Höhe von etwa 80—100 km. Oberhalb dieser Grenze ist die Dichte durch andere und recht verwickelte Gesetze geregelt, die wesentlich auf dynamischen und vielleicht recht veränderlichen Vorgängen beruhen.

Für die Nordlichtregion darf man überhaupt nicht von einer Gleichgewichtsverteilung, man muß vielmehr von einem annähernd stationären Zustand, sprechen. Der stationäre Zustand, der sich in einem gewissen Augenblick annähernd eingestellt hat, ändert sich aber oft rasch teils wegen der Rotation der Erde, teils dadurch, daß die Intensität und Qualität der effektiven Sonnenstrahlungen erheblichen Schwankungen unterworfen ist.

§ 8. Bestätigung der Theorie durch Temperaturmessungen in der Nordlichtregion.

Schon 1923 wurde darauf aufmerksam gemacht, daß die langsame Abnahme der Dichte bei steigender Höhe nicht auf einer hohen Temperatur beruhen konnte, denn das schnelle Abklingen der Rotationsbanden im

Nordlichtspektrum zeigte, daß die Temperatur recht niedrig sein mußte. Spektrogramme für Temperaturmessungen wurden 1922—1925 in Tromsø aufgenommen, aber die Ergebnisse der quantitativen Temperaturmessungen wurden erst 1932 veröffentlicht (4, 22).

Es ergab sich eine durchschnittliche Temperatur von etwa $\div 30$ bis $\div 40^\circ\text{C}$. Diese Ergebnisse sind durch spätere Messungen, die ich zusammen mit E. Tønsberg (23) gemacht habe, bestätigt worden.

Diese Temperatur gilt für den Höhenbereich, wo das Nordlicht häufig mit erheblicher Stärke auftritt, das heißt in dem Bereich zwischen 100 bis 150 km.

Nun wäre ja die Möglichkeit vorhanden, daß die Temperatur bei etwa 125 km und aufwärts rasch ansteigt. Sollte diesem Ansteigen für die Erklärung der langsamen Dichtenabnahme eine Bedeutung zukommen, müßte — wie aus Tabelle IV und Fig. 3 hervorgeht — die Temperatur schon in Höhen von etwa 250 km einen Wert von mehr als 1500°K erreicht haben.

Die Frage ob eine solche große Temperatursteigerung stattfindet, läßt sich spektralanalytisch beantworten. Durch Anvisierung der unteren bzw. der oberen Grenze des Nordlichts kann man Aufnahmen von Banden, welche verschiedenen Höhen entsprechen, bekommen, und daraus die entsprechenden Temperaturen ausmessen. Solche Untersuchungen sind schon im Gange.

In einer neuerlich veröffentlichten Abhandlung (24) hat der Verfasser ein interferometrisches Verfahren beschrieben, welches auf der termischen Verbreiterung der atomären Linien beruht. Man verwendet entweder die grüne Linie (5577) oder die rote (6300).

Der Interferometer besteht einfach aus einer Faby-Perot-Platte aus Quarz, die vor die Linse einer Kamera montiert ist.

Die Untersuchungen über die mögliche Temperatursteigerung mit der Höhe lassen sich auf zweierlei Art durchführen.

1. Der Interferometer wird auf weit entferntes am besten strahlenförmiges Nordlicht gerichtet, wodurch die Achse des Instruments annähernd senkrecht auf der Strahlenrichtung steht. Das Licht am oberen Teil der photographischen Platte entspricht der unteren Partie des Nordlichts, während der untere Teil der Platte Licht von den oberen Strahlenbereichen empfängt. Unter günstigen Umständen kann man erreichen, daß der obere und untere Teil des Ringsystems Höhenunterschieden von etwa 150—200 km entsprechen.

2. Man kann auch so verfahren, daß man — am besten auf derselben Platte — zwei Interferometerbilder aufnimmt. Bei der Aufnahme wird für das eine Bild auf der unteren, für das andere auf der oberen Grenze des Nordlichts anvisiert.

Die beiden Verfahren sind unter günstigen Umständen schon geprüft.

Aufnahmen von Interferometerbildern der roten Linie (6300) nach dem ersten Verfahren erhielten wir am 16.—17. Oktober 1936, und nach der zweiten Methode erhielten wir Aufnahmen von der grünen Linie am 4.—5. Mai und am 11.—13. Oktober 1937. Diese Aufnahmen wurden in Oslo gemacht, aber die Untersuchungen werden auch in Tromsø mit einem für diesen Zweck besonders geeigneten neugebauten Apparat fortgesetzt.

Einige der ersten Aufnahmen sind veröffentlicht (24), und sie zeigten keine Verbreiterung der Spektrallinien bei steigender Höhe.

Am 11.—13. Oktober erhielten wir eine Reihe von Interferometerbildern, die noch nicht veröffentlicht sind, und über die ich hier kurz berichten möchte.

Während der Nacht vom 11. zum 12. Oktober bekamen wir eine Platte mit einem Bildpaare (ein Bild von der oberen, ein von der unteren Grenze). In der darauffolgenden Nacht erhielten wir drei Platten und drei Bildpaare. Etwas vergrößerte Abbildungen der Ringsysteme sind in Tafel II zusammengestellt.

Das Nordlicht trat tief am nördlichen Horizont auf. Auf den Aufnahmen der unteren Grenze entsprechen der obere und untere Teil des Ringsystems recht bedeutenden Höhenunterschieden von der Größenordnung von etwa 100 km.

Die Bilder, welche der oberen Grenze entsprechen, sind gewöhnlich sehr schwach. Jedoch sieht man, daß *die Interferometerringe sehr scharf auftreten, und sie zeigen keine Andeutung von einer Verbreiterung bei steigender Höhe.*

Die Aufnahmen vom Oktober 1937 haben also durchaus die zuerst erhaltenen schon veröffentlichten Ergebnisse bestätigt.

Die Temperaturuntersuchungen nach dem Interferometerverfahren haben demnach gezeigt, daß keine größere Temperatursteigerung mit der Höhe im Nordlichtbereich vorkommt.

Die langsame Dichtenzunahme bei steigender Höhe im Nordlichtbereich kann nicht durch Temperaturerhöhung erklärt werden.

§ 9. Bestätigung der Theorie durch elektrische Wellen. Erklärung der Ionenschichten E, F₁, F₂ etc.

Um die Verpflanzung der elektrischen Wellen rund um die Erde herum zu erklären hatte Heaviside und Kennelly 1902 die Existenz einer leitenden Schicht hoch in der Atmosphäre angenommen.

Über die Höhe und Ausdehnung dieser Schicht — die zuerst rein hypothetischer Natur war — wußte man zuerst nichts.

Eine tiefere Einsicht in die Bildungsweise, Lage und Ausdehnung der leitenden Schicht wurde zum ersten Mal 1923 durch die erwähnten Nordlichtuntersuchungen erbracht.

Es zeigte sich erstens, daß *die Heaviside-Kennelly Schicht durch die äußerste Begrenzung der Atmosphäre gebildet war, und daß sie eine Ausdehnung von mehreren hundert Kilometer hatte.*

Weiter führten die Nordlichtuntersuchungen zu einem Zustand der höchsten Atmosphärenschichten, nach welchem mindestens drei Schichten maximaler elektrischer Leitungsfähigkeit (Ionendichte) existieren sollten. Denn die äußerst kurzwellige Strahlung (Röntgenstrahltypus) liefert zwei Maxima: ein tieferes dadurch bestimmt, daß die pro Längeneinheit absorbierte Strahlenenergie ein Maximum ist, und ein höher liegendes, welches in der erwähnten Weise durch die nach oben und seitwärts gehenden sekundären Elektronenstrahlen gebildet ist.

Außerdem muß der kurzwellige Teil der Temperaturstrahlung mindestens ein Maximum geben. Wegen der geringen Energie dieser Photonen wird diese Strahlung wahrscheinlich keine hochliegende Elektronenwolke veranlassen, sondern man bekommt nur ein Maximum, wo die totale Absorption pro Längeneinheit des ultravioletten Lichtes den größten Wert hat (vgl. Abh. 2).

Die Gesetze nach welchen sich die Ionenproduktion mit der Höhe ändert, wurden vom Verfasser in Verbindung mit Untersuchungen über die Lichtverteilung des Nordlichts dargelegt. Es wurde nämlich angenommen, daß die Lichtintensität mit der Ionenproduktion proportional verläuft.

Die Rechnungen wurden unter Zugrundelegung der folgenden Absorptionsgesetze durchgeführt:

- 1) Die Absorption und Ionenverteilung der Bahn entlang folgt den für die α -Strahlen empirisch gefundenen Gesetzen (L. Vegard, Nature 1911, Phil. Mag. 1912).

- 2) Es wurde angenommen daß die Ionisation (und Lichtproduktion) pro Längeneinheit der Bahn entlang, mit der Strahlenenergie proportional ist. Dies gilt z. B. annähernd für Kanalstrahlen.
- 3) Die Strahlen werden nach einem Exponentialgesetz absorbiert und es wurde angenommen daß die Ionisation pro Längeneinheit mit der Abnahme der Strahlenintensität pro Längeneinheit $\left(\frac{dI}{dh}\right)$ proportional ist.

Unter dieser Voraussetzung läßt sich die Variation der Ionenproduktion mit der Höhe leicht bestimmen. Vgl. L. Vegard, Ann. d. Phys. 50, 853, 1916. Das Exponentialgesetz gilt erstens für die Absorption von Photonstrahlen wie Licht und Röntgenstrahlen, aber auch annähernd für Kathodenstrahlen.

In Verbindung mit den Radioechountersuchungen hat später Chapmann (Proc. Phys. Soc. London 43, S. 26, 1930, 43 S. 483, 1931) ähnliche Berechnungen für den Fall einer exponentiellen Absorption durchgeführt.

Die ausgedehnten Untersuchungen über die Reflektion der elektrischen Wellen in den höchsten Atmosphärenschichten, die seit 1926 ausgeführt sind, haben Ergebnisse gezeigt, welche die früher aus dem Nordlichtstudium hergeleitete Konstitution der höchsten Atmosphärenschichten in schönster Weise bestätigen.

Nachdem die Reflektion der Radiowellen von der oberen Atmosphäre von Appleton und Barnett (25) und von Breit und Tuve (26) erkannt war, zeigte es sich, daß die Reflektionen von Höhen zwischen etwa 80 km bis mehrere hundert km stattfinden können.

Schon die Messungen von Breit und Tuve ergaben Reflektion von Höhen bis mehr als 200 km, und die weiteren Messungen nach der Impulsmethode von Breit und Tuve, die besonders von Appleton und seinen Mitarbeitern ausgeführt wurden, zeigten, daß mehrere Schichten maximaler Ionisation und Leitfähigkeit vorhanden sind.

Wie zu erwarten war, sind die Verhältnisse recht kompliziert, und wir können hier nicht auf die Einzelheiten eingehen, sondern nur die Hauptzüge erwähnen.

Am Tage hat man gewöhnlich mindestens drei wohl definierte Schichten, eine *E*-Schicht in einer Höhe von etwa 100 km, eine *F*₁-Schicht in einer Höhe von etwa 200 km und eine *F*₂-Schicht, für welche die Höhe der maximalen Leitfähigkeit von etwa 200 bis 500 variieren kann.

Die typische *E*-Schicht und die *F*₁-Schicht gehören der Tageseite, während die *F*₂-Schicht sowohl auf der Tageseite wie auf der Nachtseite auftritt.

Die *F*₁-Schicht läßt sich nur bei Sonnenhöhen über eine gewisse Größe getrennt beobachten, während die *E*-Schicht auch bei sehr niedrigen Sonnenhöhen auftritt.

Diese Verhältnisse entsprechen ja dem was wir gerade auf Grundlage unserer Theorie der oberen Atmosphärenschichten erwarten sollten.

Die F₂-Schicht entspricht der hochliegenden Elektronenwolke, welche durch die schnellen Photoelektronen der kurzwelligen Strahlen vom Röntgenstrahltypus gebildet wird. Diese Elektronenwolke mit zugehörig (mitgeführter Materie) sollte ja aus den schon angegebenen Gründen die ganze Erde umhüllen. Wie erwähnt muß aber diese Strahlungsgattung vom Röntgenstrahltypus durch die direkte Ionenproduktion auf der Tageseite eine tiefer liegende Schicht maximaler Leitfähigkeit hervorrufen.

Die Höhe dieser tieferen Schicht ist annähernd dadurch bestimmt, daß die totale Absorption pro Längeneinheit der Strahlen ein Maximum ist.

Diese Schicht ist nun entweder mit der *F*₁- oder der *E*-Schicht zu identifizieren. Da die *E*-Schicht tiefer in der Atmosphäre und bei geringerer Sonnenhöhe auftritt, ist anzunehmen, daß die *E*-Schicht durch die Photonenstrahlung der größeren Energiequanten gebildet werden.

Da die Bildung der F₂-Schicht die energiereichsten Strahlen verlangt, ist anzunehmen, daß die E- und die F₂-Schicht primär durch dieselbe Gattung von Photonenstrahlung gebildet werden.

Nach unserer Theorie der höchsten Atmosphärenschichten wäre dann die F₁-Schicht auf die ionisierende Wirkung des ultravioletten Teils der Temperaturstrahlen zurückzuführen.

Während des Tages wird durch die photoelektrische Wirkung der Röntgenstrahl-Photonen so viel Materie in die Höhe getrieben, daß der für die Ionisation wirksame Teil der Temperaturstrahlung schon in einer großen Höhe von etwa 200 km die maximale Ionenproduktion pro Volumeneinheit hervorgerufen hat. Wegen der geringen Geschwindigkeit und der schnellen Absorption der Photoelektronen werden diese keine merklichen Beitrag für die Bildung eines getrennten höherliegenden Maximums (»Elektronenwolke«) liefern.

Diese Deutung ist durch Berechnungen über die Strahlenabsorption und die damit zusammenhängende Ionenproduktion in gutem Einklang.

Unter der Voraussetzung daß die Dichte nach der stark gezogenen gerade Linie in Fig. 3 verläuft, findet man, daß ein Massenabsorptionskoeffizient in Luft von etwa 4000 cm/gr nötig ist, damit das Ionisationsmaximum in einer Höhe von 100 km liegen soll.

Der Absorptionskoeffizient $\frac{\mu}{\rho} = 4000$ entspricht einer Wellenlänge von etwa 12—14 Å, oder einer Energie der Photonen ($h\nu$) von rund 1000 Elektronenvolt (e. V.).

Die Lage der E-Schicht entspricht also weichen Röntgenstrahlen von etwa 1000 e. V. Energie.

Wenn man von der Röntgenstrahlenseite des Spektrums bis zu längeren Wellen geht, steigt der Absorptionskoeffizient sehr rasch. Dasselbe gilt wenn man von der Seite des ultravioletten Lichtes nach kürzeren Wellenlängen geht. *In dem Grenzgebiete zwischen Licht und Röntgenstrahlen hat man eine sehr breite Wellenlängebande mit extrem großem Absorptionskoeffizient.*

Dieser Bereich von extrem großer Absorption erstreckt sich von etwa 800 bis etwa 100 Å. Ich habe keine genaue Angaben für den Massenabsorptionskoeffizienten in diesem Bereich finden können. Man kann jedoch schätzungsweise eine obere Grenze für $\frac{\mu}{\rho}$ berechnen.

Wir nehmen an daß jedes Photon, welches innerhalb des Wirkungsquerschnittes des Moleküls, trifft, gänzlich absorbiert wird.

Unter dieser Voraussetzung findet man leicht:

$$\frac{\mu}{\rho} = \frac{\pi d^2 N}{M}$$

(N) ist Avogadro's Zahl, (M) das Molekulargewicht und (d) der wirksame Molekülradius. Setzen wir (d) gleich

4 Å bekommt man $\frac{\mu}{\rho} = 10^8$ cm/gr.

Nehmen wir an, daß die Dichte durch die stark angezogene gerade Linie (Fig. 3) bestimmt ist, so ergibt sich für die Höhe der maximalen Ionenproduktion der Wert:

$$h^m = 165 \text{ km.}$$

Wie erwähnt ist die Dichte in der Nordlichtregion bedeutend größer als sie durch die gerade Linien der Fig. 3 bestimmt ist, und deshalb muß die maximale Ionenproduktion bedeutend höher liegen.

Die Lage der F_1 -Schicht stimmt also gut damit, daß sie durch Strahlen im Bereiche zwischen Licht und Röntgenstrahlen gebildet wird.

Den größten Beitrag zu der Bildung der F_1 -Schicht liefert wohl derjenige Teil der Temperaturstrahlung für welche die Wellenlängen kleiner als etwa 100 bis 800 Å sind. Da die Sonne auch kurzwellige Strahlen, die nicht zur termischen Strahlung gehört (z. B. weiche Röntgenstrahlen), aussendet, so können auch solche, nicht termische, Strahlen in der Absorptionsbande (100—800 Å) einen Beitrag zu der F_1 -Schicht bilden. Solange man nämlich denselben extrem großen Absorptionskoeffizienten hat, werden die Strahlen dieselben Lage der maximalen Ionenproduktion geben.

Die F_1 -Schicht kann also gerade deshalb zum Vorschein kommen, weil die Lage des Ionenmaximums innerhalb eines recht breiten Bereiches von der Wellenlänge unabhängig ist. Es akkumuliert sich die Wirkung eines sehr weiten Frequenzbereiches.

Geht man von diesem Bereiche nach größeren Wellen nimmt der Absorptionskoeffizient wieder ab, und das ultraviolette Licht der termischen Sonnenstrahlung wird tiefer in die Atmosphäre hineindringen. Für die Wellenlänge 1860 Å (Photonenenergie 6,7 Volt) ist $\frac{\mu}{\rho}$ für Luft auf etwa 35 gesunken. Für diese Strahlen liegt die größte Absorption pro Längeneinheit in einer Höhe von 68 km. Die Energie dieser Quanten (6,7 e. V.) ist zu gering für direkte Ionisation durch einen einzigen Stoß. Durch stufenweise Anregung der Moleküle können jedoch diese Strahlen eine Dissoziation der Moleküle und nachfolgender Ozonbildung und in geringem Grade auch vollständige Ionisation bewirken.

Die Radioecho-Registrierungen haben gezeigt, daß unter Umständen noch mehrere reflektierende Schichten auftreten können. Dies bedeutet nach unserer Ansicht, daß die Sonne unter Umständen mehrere Strahlengattungen aussendet, welche in der Atmosphäre eine Ionisation und möglicherweise eine Emission von sekundären Elektronen hervorrufen.

§ 10. Die Zerstörung der normalen Ionenschichtbildung bei Nordlicht und magnetischen Perturbationen.

Die normale Schichtbildung mit den Schichten E , F_1 an der Tageseite und einer F_2 -Schicht, welche die ganze Erde umhüllt, ändert sich wesentlich bei Nordlicht und magnetischen Störungen.

Die Veränderungen in der Ionosphäre, welche die magnetischen Störungen begleiten, sind besonders

in Tromsø studiert worden. Während des Polarjahres hat eine englische Expedition unter Leitung von E. V. Appleton (27) und eine deutsche unter Leitung von K. W. Wagner (28) ausgedehnte Echoregistrierungen in Tromsø vorgenommen, und während der letzten Jahre wurden ähnliche Echoregistrierungen nach der Impuls-Methode von Breit und Tuve am Tromsø Observatorium von L. Harang durchgeführt (29).

Die typischen Veränderungen der Ionosphäre bei magnetischen Störungen lassen sich kurz folgendermaßen angeben:

In dem Höhenintervall wo die E -Schicht auftritt erscheint eine flektierende Schicht, die gewöhnlich aber unrichtig als E -Schicht bezeichnet wird. Wir werden sie mit E' bezeichnen. Diese E' -Schicht zeigt oft eine abnorm große Elektronen-(Ionen-) Dichte. Gleichzeitig hebt sich die F_2 -Schicht und ihre maximale Ionendichte nimmt ab. Sämtliche Reflektionen werden schwächer, bis das Echo gewöhnlich ganz ausbleibt.

Das Aufhören des Echo deutet Appleton durch die Annahme, daß die Wellen schon in den tieferen Schichten absorbiert werden.

Wenn man den beschriebenen Zustand der höchsten Atmosphärenschichten und die Birkelandsche Theorie vom Nordlicht und den magnetischen Störungen in Betracht zieht, so läßt sich das typische Verhalten der Ionosphäre in einfacher Weise erklären.

Nach Birkeland sind das Nordlicht und die polaren magnetischen Störungen durch Niederschläge von elektrischen Sonnenstrahlen verursacht. Wie früher erwähnt haben Untersuchungen über das Nordlichtspektrum und die Lichtverteilung der Nordlichtstrahlen gezeigt, daß hauptsächlich Elektronenstrahlen in Frage kommen. Wenn die Elektronenstrahlen in die Atmosphäre (gewöhnlich an der Nachtseite) eindringen, werden sie die Atmosphäre ionisieren, und in einer gewissen Höhe — was von der Durchdringungskraft der Strahlen abhängt — bildet sich ein Maximum der Ionendichte (Leitfähigkeit). *Gewöhnlich findet man die untere Grenze des Nordlichts in Höhen von 90—100 km, und ungefähr in derselben Höhe muß die Schicht maximaler Ionisation oder die E' -Schicht liegen.*

Der Einbruch von großen Elektronenmengen in die Atmosphäre wird das früher erwähnte stationäre Gleichgewicht der F_2 -Schicht zerstören. Das elektrische Feld, welches das Wegfliehen der Elektronen verhindert, wird zerstört. Im Bereiche des Elektronenstrahlenniederschlags kehrt sich die Feldrichtung um. Die elektrische Kraft im Nordlicht wird nach unten gerichtet. Die

Elektronen in der F_2 -Schicht werden jetzt nach außen getrieben und führen teilweise Materie mit nach oben. Das heißt, die F_2 -Schicht hebt sich, wird verwischt, und die maximale Dichte kann so klein werden, daß keine bestimmte Reflektion der elektrischen Wellen entsteht. Auf den Echo-Diagrammen wird man daher entweder nicht mehr das F_2 -Echo beobachten, oder es ist sehr verwischt.

Nun ist allerdings die Möglichkeit vorhanden, daß die primären Elektronenstrahlen Sekundärstrahlen bilden. Einige von diesen haben eine aufwärts gerichtete Geschwindigkeitskomponente, und sie werden die Neubildung einer F_2 -ähnlichen Schicht, die wir als F'_2 -Schicht bezeichnen wollen, veranlassen können.

Durch die Einbrüche von Elektronenstrahlen und Emission von Sekundärelektronen kann auch die Materie in die Höhe getrieben werden, und auf diese Weise können wir die Tatsache erklären, daß Nordlichtstrahlen von mehrerer hundert km Länge auch in einer nicht sonnenbelichteten Atmosphäre (in der Nacht) auftreten können.

Die normale E -Schicht, die an der Tagesseite durch die Photonenstrahlen entsteht, ist ein stabiles Gebilde. Die an der Nachtseite entstehende E' -Schicht wird durch die geladenen Elektronenstrahlen gebildet, und solange der Niederschlag dauert, wird der Schicht immer negative Ladung zugeführt. Elektrische Felder, welche die Schicht zerstören, werden gebildet. Die hoch ionisierte Atmosphärenschicht bewegt sich in allen Richtungen, nicht nur nach oben, sondern auch nach unten.

Dies bewirkt einerseits eine Verwischung und Herabsetzung der maximalen Ionendichte und des Reflektionsvermögens der E' -Schicht. Andererseits bewirkt die elektrostatische Zerstörung, daß die Ionen tiefer in die Atmosphäre hineindringen können, wo sie wegen der größeren Dichte und Stoßzahl eine größere Absorption hervorrufen.

Die Intensität der reflektierten Wellen wird durch Absorption in tieferliegenden Schichten herabgesetzt, wie Appleton angenommen hat. *Dieses Eindringen der Ionen in die tieferen Schichten ist ein Bewegungsvorgang. Er veranlaßt keine Lichterregung und macht sich also nicht etwa als Nordlicht bemerkbar.*

In naher Verwandtschaft mit der Bildung der nächtlichen E' -Schicht steht eine zuerst von Appleton (30) entdeckte Erscheinung, die darin besteht, daß auch am Tage und öfters im Sommer die maximale Ionendichte (die Größe der kritischen Frequenz) abnorm hohe Werte annimmt.

Dies erklärt sich dadurch, daß auch am Tage Niederschläge von Korpuskularstrahlen oder besonders kurzwelligen Photonstrahlen von der Sonne stattfinden können. Jedenfalls ist es wahrscheinlich, daß in solchen Fällen die E -Schicht als Überlagerung mehrerer E -Schichten, die verschiedenen Strahlungsgattungen entsprechen, aufzufassen ist. Sie kann z. B. in der Überlagerung einer normalen E -Schicht mit einer E' -Schicht bestehen.

In gewissen Fällen, wo die Ionenmaxima scharf sind, kann man mehrere getrennte E -Schichten beobachten.

In naher Verbindung mit dieser abnormen Verstärkung der E -Schicht steht das neulich entdeckte Phänomen »die Erlöschung« des Echo (Fade out), vgl. Berkner u. Wills, Terr. Magn., Sept. 1937). Diese Erlöschung tritt an der Tageseite auf, und ist durch einen eigenartigen Typus von magnetischer Störung begleitet. Nach der hier gegebenen Theorie der Ionenschichten erklärt man diese Erlöschungen einfach in folgender Weise:

Unter Berücksichtigung der veränderlichen Sonnentätigkeit ist es möglich, daß gelegentlich auch Röntgenstrahlen, welche größere Energiequanten ($h\nu$) und größere Durchdringung als diejenige der E - und F_2 -Schichten besitzen, emittiert werden.

Es bildet sich ein Ionenmaximum so tief, daß die elektrischen Wellen durch die vergrößerte Stoßzahl absorbiert werden. Der Typus der magnetischen Störung, welche die Erlöschung begleitet ist von A. G. McNish (Phys. Rev. 52, 155—1937) genauer studiert worden. In Übereinstimmung mit der hier gegebenen Erklärung findet er, daß das perturbierende Feld mit demjenigen der täglichen Variation übereinstimmt.

Es ist von Interesse zu bemerken, daß diese Art von magnetischen Störungen schon von Birkeland (The Norwegian Auror. Polar. Exp. 1902—1903, VI, S. 144—158) eingehend studiert sind. Er nennt diesen Typus »Cyclo-median storms«. Sie treten auf der Tageseite auf und er zeigt daß sie durch elektrische Ströme irgendwo in den höchsten Atmosphärenschichten verursacht werden.

§ 11. Die langsame Dichtenabnahme bei steigender Höhe durch Radioecho-Beobachtungen bestätigt.

Nach Appleton (31) kann man aus den Beobachtungen über Radioecho die Stoßzahl zwischen den Elektronen und den Molekülen (oder Atomen) bestimmen. Derartige Messungen sind u. a. von Appleton und

Naismith (32) und von Farmer und Ratcliffe (33) für die F_2 -Schicht ausgeführt worden.

In Übereinstimmung mit der aus den Nordlichtbeobachtungen gefundenen Materieverteilung finden sie abnorm hohe Werte für die Dichte in der F_2 -Schicht. Diese langsame Dichtenabnahme wollen Appleton und sein Mitarbeiter durch eine passende Zunahme der Temperatur bei steigender Höhe erklären. Die Frage ist neulich von Martyn und Pulley (34) eingehend diskutiert worden. Unter der Annahme, daß die Temperatur linear zunimmt, finden sie, daß zwischen 100—250 km eine Temperaturzunahme von $300^\circ K$ bis $1200^\circ K$ erforderlich ist um die langsame Dichtenzunahme zu erklären. Die theoretischen Überlegungen von Appleton und Naismith würden eine Temperatur von etwa $3000^\circ K$ für die F_2 -Schicht geben.

Die F_2 -Schicht hat auf der Nachtseite eine Dichte von derselben Größenordnung wie auf der Tageseite. Wahrscheinlich ändert sich die Dichte noch langsamer bei steigender Höhe an der Nachtseite, indem die Dichte in den tieferen Schichten des Nordlichtbereiches die größte Senkung (Kontraktion) erlitten hat. Die Erklärung der Dichtenverteilung an der Nachtseite fordert also eine ebenso rasche Temperatursteigerung als es für die Tageseite erforderlich wäre.

Für die Nachtseite aber zeigen die erwähnten Temperaturmessungen, daß im Bereiche von 100 bis 150 km die durchschnittliche Temperatur nur etwa $230^\circ K$ ist, und die Interferometermessungen haben keine Andeutung einer Temperatursteigerung mit der Höhe ergeben. Da im Beobachtungsintervall Steigerungen von mehr als 1000° erforderlich wären, so ist hieraus zu schließen, daß *die große Dichte in der F_2 -Schicht nicht durch Temperaturzunahme unter Verwendung der Gasgleichungen (1) (2) zu erklären ist.*

Überhaupt hat Appleton und mit ihm eine Reihe von anderen Forschern, u. a. L. Harang, eine Anzahl Erscheinungen, welche bei den Echo-Beobachtungen auftreten — auf Grundlage der gewöhnlichen Gasgleichungen durch Temperaturänderungen erklären wollen.

Das gilt z. B. für die Veränderungen (Kontraktionseffekte) an der Nachtseite, die Hebung oder Senkung der Ionenschichten und das Auftreten einer F_1 -Schicht, welche Appleton als eine durch Temperatursteigerung hervorbrachte Aufspaltung der F_2 -Schicht betrachtet.

Wir haben aber gesehen, daß die Gasgleichung im Nordlichtbereich nicht mehr Geltung hat, und

daß die Entwicklung der Ionenschichten und ihr verschiedenes Verhalten an der Tage- und Nachtseite auf photoelektrischen Vorgängen beruht, welche elektrische Kräfte ins Spiel setzen, und zwar geschieht dies in einer solchen Weise, daß die typische Struktur der Ionosphäre und ihre Veränderungen unabhängig von irgend welcher Annahme über die Temperatur erklärt wurden.

Die F_1 -Schicht als eine durch Temperatursteigerung bewirkte Spaltung der F_2 -Schicht aufzufassen läßt sich überhaupt nicht aufrechterhalten, denn die F_1 - und die F_2 -Schicht liegen oft ungefähr in demselben Höhenbereich und es läßt sich nicht verstehen wie eine Temperatursteigerung eine solche Trennung hervorrufen kann. Auch die Tatsache, daß die beiden F -Schichten ganz verschiedenen Gesetzmäßigkeiten

folgen, zeigt, daß sie nicht als eine Spaltung der F_2 -Schicht anzusehen sind, sondern daß sie verschiedenen physikalischen Ursprung haben müssen.

Die Ionendichte in der F_1 -Schicht ändert sich nach den Gesetzen, welche unter der Voraussetzung Gültigkeit haben, daß die F_1 -Schicht direkt durch die ionisierende Wirkung einer von der Sonne geradlinig ausgehenden Strahlung (Photonstrahlung) entsteht, während diese Gesetzmäßigkeiten bekanntlich nicht für die F_2 -Schicht gelten.

Dies stimmt mit der vom Verfasser auf der Grundlage der Nordlichtuntersuchungen entwickelten Theorie für die Struktur des Nordlichtbereiches (Ionosphäre) und die Bildung der verschiedenen Ionenschichten überein.

ZUSAMMENFASSUNG

1. Von den gemessenen Nordlichtlinien kann man mehr als 80 mit Oszillationsbanden von Stickstoff identifizieren. Außerdem treten die $O I$ -Linie (1S_0 — 1D_2) und das $O I$ -Triplet (1D_2 — $^3P_{012}$) mit großer Stärke auf.
Genaue Messungen von einigen der übrigen Linien zeigen, daß sie mit $O II$ -Linien zusammenfallen. Die meisten der schwachen früher nicht sicher gedeuteten Linien lassen sich als $O II$ -Linien und einige als $N II$ -Linien interpretieren. Ein Term-Schema für die wahrscheinlich vorkommenden $O II$ -Linien ist angegeben.
2. Weitere Spektralaufnahmen der unteren und oberen Grenze haben festgestellt, daß das rote $O I$ -Triplet (1D_2 — $^3P_{012}$) im Verhältnis zu der grünen Linie bei steigender Höhe sehr verstärkt wird.
3. Die Spektren von verschiedenen Höhen zeigen, daß die Intensität der ersten positiven Gruppe bei steigender Höhe rasch abnimmt.
4. Auf einem Spektrogramm ist die rote $O I$ -Linie (6300) beinahe dreimal stärker als die grüne Linie. Das bestätigt den früheren Befund daß der 1D_2 -Zustand direkt und unabhängig von dem 1S_0 -Zustand angeregt wird.
5. Die Verstärkung des roten $O I$ -Triplets bei steigender Höhe bedeutet, daß rotes Nordlicht des A -Typus eine Neigung hat, die Rotfärbung vorzugsweise am oberen Teil der Strahlen zu zeigen.
6. Die Rotfärbung des B -Typus, welche auf den unteren Teil (Rand) begrenzt ist, ist nach Vegard durch die Verstärkung der ersten positiven Gruppe zu erklären. Die nunmehr vorgenommenen Messungen zeigen, daß die Rotfärbung am unteren Rande nur ein Sonderfall eines allgemein vorhandenen Höheneffektes ist, welcher in einer Verstärkung der 1sten positiven Gruppe bei abnehmender Höhe besteht. Die Rotfärbung tritt ein wenn das Nordlicht sehr niedrige Höhen erreicht.
7. Das Nordlicht des A -Typus (Große-Stärke des $O I$ -Triplets) ist besonders in Jahren maximaler Sonnenfleckhäufigkeit vorhanden. Nach Vegard wird die Verstärkung des roten Triplets durch Zunahme der Ozonkonzentration im Nordlichtbereich verursacht.
8. Die ausgeprägten Formen des roten Nordlichts vom B -Typus scheinen in Sonnenfleckminimum-Jahren am häufigsten aufzutreten. Das bedeutet, daß die maximale Durchdringung der elektrischen Sonnenstrahlen in Minimumsjahren am größten ist. Dies stimmt überein mit der vom Verfasser entwickelten Koronatheorie.
9. Die von Vegard 1923 entwickelte Theorie der höchsten Atmosphärenschichten und die Tatsachen auf die sie baut, wird kurz beschrieben. Wie schon 1923 erwähnt, könnte man die langsame Dichteabnahme bei steigender Höhe unter Aufrechthaltung der Gasgleichung durch passende

Annahmen über die Temperatur erklären. Da in der Nordlichtregion eine Temperatursteigerung um mehrere tausend Grade erforderlich wäre, wurde diese Erklärungsmöglichkeit aufgegeben.

10. Temperaturmessungen mit Hilfe der Intensitätsverteilung der im Nordlicht vorkommenden Rotationsbanden, haben für den Bereich 110—150 km die recht niedrige Temperatur von -30 bis -40° C ergeben.
11. Interferometeraufnahmen der grünen und roten Nordlichtlinien bei verschiedenen Höhen zeigten keine Verbreiterung und keine merkbare Temperaturänderung im Bereiche vom etwa 100—300 km. Die langsame Dichteabnahme bei steigender Höhe läßt sich nicht auf Temperatursteigerung zurückführen.
12. Die langsame Dichteabnahme aufwärts im Nordlichtbereich muß deshalb, in den Hauptzügen in der vom Verfasser 1923 angegebenen Weise erklärt werden. Das Auftreten von Dichtemaxima in den höchsten Atmosphärenschichten zeigt, daß die Dichteverteilung in der Nordlichtregion nicht durch die gewöhnlichen Gasgleichungen erklärt werden kann.
13. Die Vegardsche Theorie baut sich auf der Annahme auf, daß die Sonne neben der Temperaturstrahlung auch eine Photonstrahlung von noch größeren Quanten ($h\nu$), also weiche Röntgenstrahlen, emittiert.
Die Nordlichterscheinungen (sowie die Sonnenkorona) zeigen, daß die Sonne Elektronstrahlen (von recht hoher Energie (mehrere Tausend Elektronvolt)) emittiert, und diese Strahlen müssen in der Sonnenatmosphäre Röntgenstrahlen hervorrufen.
14. Die Theorie des Verfassers deutet nicht nur die langsame Dichteabnahme (Erd-Korona) sondern erklärt auch in den Hauptzügen die Struktur und

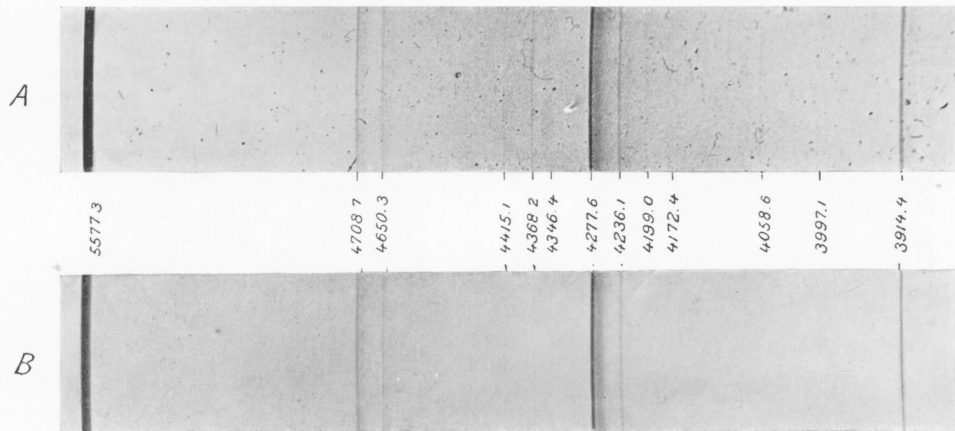
die große Ausdehnung der Ionenschichten. Eine Gattung von Röntgenstrahlung wird zwei Maxima veranlassen. Eine Untere welche wesentlich auf die Tageseite begrenzt ist, und eine zweite hochliegende Elektronenwolkschicht welche die ganze Erde umhüllt.

Das Vorhandensein dieser beiden Schichten ist durch die Radioechoversuche bestätigt, sie entsprechen der E - und F_2 -Schicht.

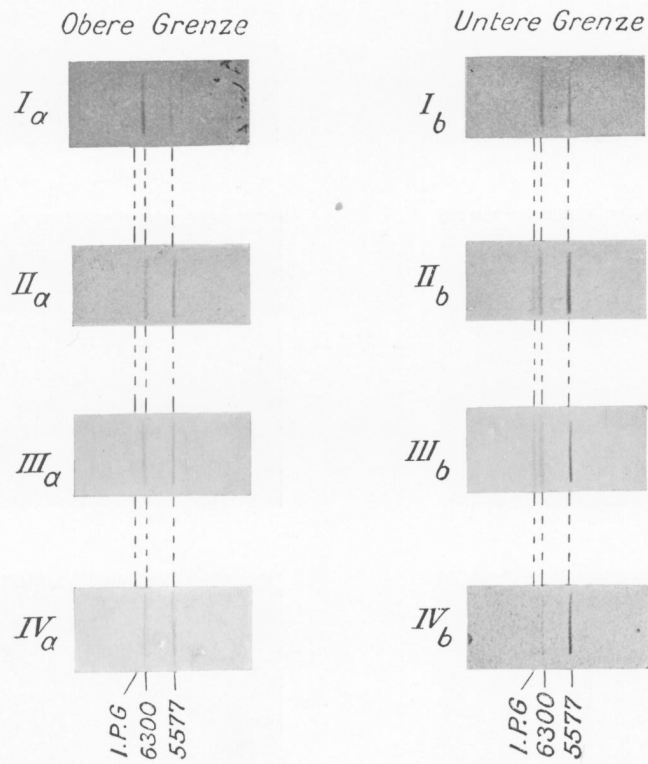
15. Der kurzwellige Teil der Temperaturstrahlung wird — wegen der geringen Größe der Quanten — nur ein Maximum geben. Dieses ist wahrscheinlich mit der F_1 -Schicht zu identifizieren.
16. Das Vorkommen der F_1 -Schicht wird dadurch erklärt, daß sämtliche Strahlen in dem Intervall 100—800 Å ungefähr den gleichen, sehr großen, Absorptionkoeffizienten und die gleiche Höhe des Ionenmaximums besitzen.
17. Die langsame Abnahme der Dichte bei steigender Höhe ist auch aus den Radioechomessungen hergeleitet, läßt sich aber nicht durch Temperatursteigerung erklären.
18. Die Ionenschichten auf der Nachtseite sowie die Verhältnisse, die man während magnetischer Störungen beobachtet, lassen sich auf Grundlage der Vegardschen Theorie unter Berücksichtigung der störenden Wirkung aus den eindringenden Elektronenstrahlen erklären.
19. Die Erlöschungen (Fade-outs) wurden dadurch erklärt, daß die Sonne unter Umständen für kurze Zeitintervalle Röntgenstrahlen emittiert die kurzwelliger sind als diejenige Strahlen, die die E -Schicht veranlaßt.
30. Der Typus der magnetischen Störungen, welcher die »Erlöschungen« begleitet, ist schon von Birkeland erkannt und unter dem Namen »Cyclomedian storms« eingehend studiert worden.

LITERATURVERZEICHNIS

1. L. VEGARD und E. TØNSBERG: Geofys. Publ. XI, No. 16, 1937.
2. L. VEGARD: Geofys. Publ. X, No. 4, Oslo, 1933.
3. L. VEGARD: Das Nordlicht. Handb. d. Experimentalphys. B. XXV. 1. Teil, 450, 1928.
4. L. VEGARD: Geofys. Publ. IX, No. 11, 1933.
5. RENÉ BERNARD: C. R. 204, 488, 1937.
6. RENÉ BERNARD: C. R. 204, 993, 1937.
7. L. VEGARD: Zeitschr. f. Phys. 106, 108, 1937.
8. L. VEGARD: Nature 138, 930, 1936.
9. L. VEGARD: Jahrb. d. Rad. u. Elektr. 14, 383, 1917.
10. L. VEGARD: Phil. Mag. 42, 47, 1921.
11. L. VEGARD: Transactions of the American Geophys. Union, 1935.
12. L. VEGARD und E. TØNSBERG: Geofys. Publ. XI, No. 16, 1937.
13. L. HARANG und W. BAUER: Gerlands Beiträge zur Geophys. 37, 109, 1932.
14. L. VEGARD und E. TØNSBERG: Nature 137, 778 (Mai 9.) 1936.
15. C. STØRMER: Nature 139, 584, 1937.
16. B. W. CURRIE und H. W. EDWARDS: Terr. Magn. Sept. 1936.
17. N. A. KOSIREV und D. J. EROPKIN: Poulkovo Obs. Circular No. 18, Juni 1936.
18. L. VEGARD und E. TØNSBERG: Zeitschr. f. Phys. 88, 709, 1934, ebenda 94, 413, 1935.
19. L. VEGARD: Skr. utg. av Det Norske Vid.-Akad. i Oslo I, No. 2, 1928. — Gerlands Beiträge zur Geophys. 32, S. 288, 1931.
20. L. VEGARD: Phil. Mag. 46, 193 und 577, 1923. — Zeitschr. f. Phys. 14, 367, 1923.
21. C. STØRMER: Zeitschr. f. Geophys. 6, 42, 1930. — Nature 140, 1095, 1937.
22. L. VEGARD: Terr. Magn. B. 37, 389, 1932.
23. L. VEGARD und E. TØNSBERG: Geofys. Publ. XI, No. 2, 1935.
24. L. VEGARD: Phil. Mag. 7, 24, S. 588, 1937.
25. E. V. APPLETON und M. A. F. BARNETT: Proc. Roy. Soc. A. 113, 450, 1926.
26. G. BREIT und M. A. TUVE: Phys. Rev. 28, 554, 1926.
27. E. V. APPLETON, R. NAISMITH und L. J. INGRAM: Trans. Roy. Soc. A, V. 236, 191, 1937.
28. K. W. WAGNER: Sitzungsberichte der Preus. Akad. der Wiss. Phys.-Mat. Klasse 1933.
29. LEIV HARANG: Geofys. Publ. XI, No. 17, Oslo, 1937.
30. E. V. APPLETON: Proc. Roy. Soc. A. 126, 567, 1930.
31. E. V. APPLETON: Nature 135, 618, 1935.
32. E. V. APPLETON und R. NAISMITH: Proc. Roy. Soc. A. 150, 685, 1935.
33. F. T. FARMER und J. A. RATCLIFFE: Proc. Roy. Soc. A. 151, 370, 1935.
34. D. F. MARTYN und O. O. PULLEY: Proc. Roy. Soc. A. 154, 455, 1936.

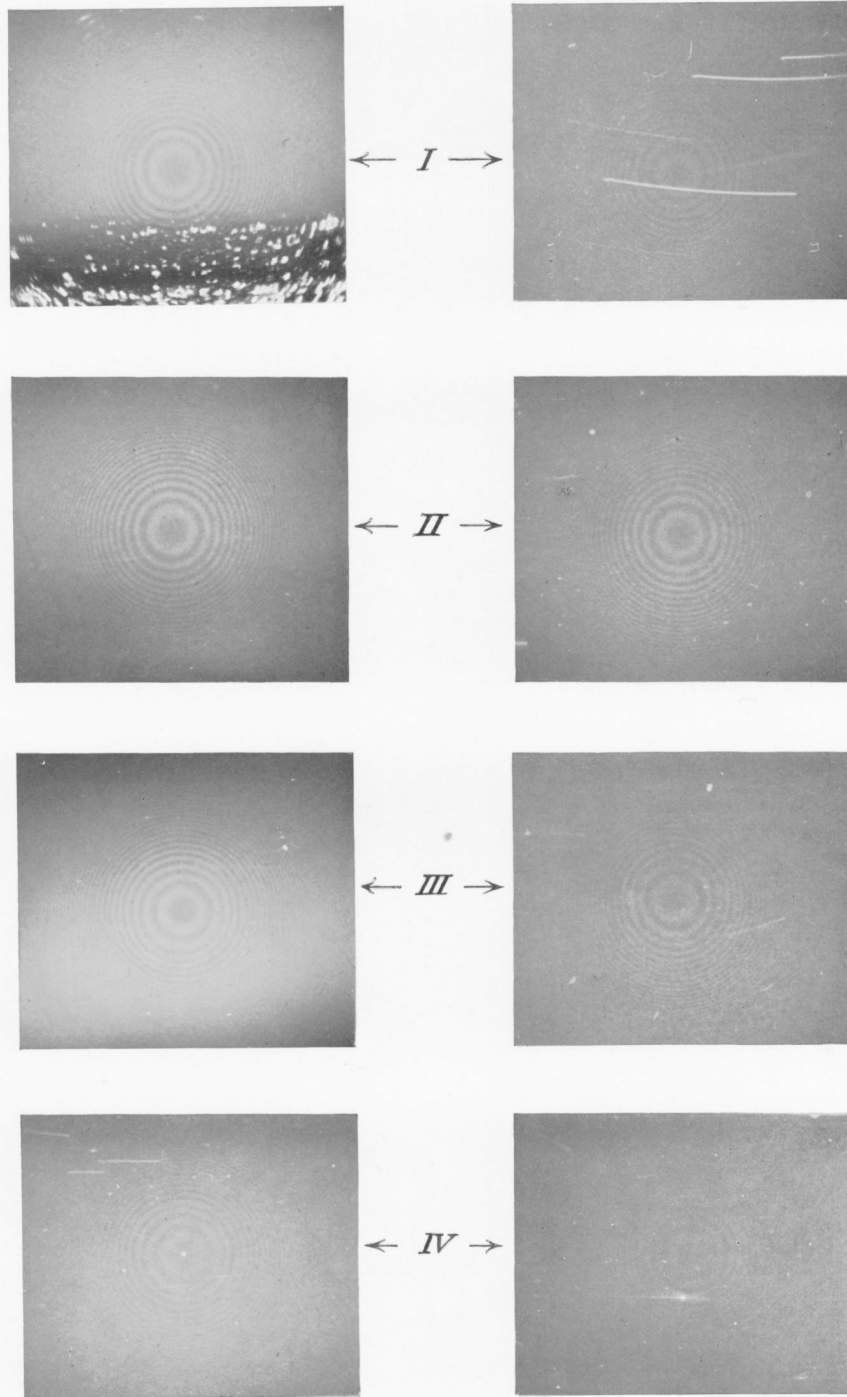


1



2

- No. 1: A ist von 15. Okt. 1935 bis 28. März 1936 exponiert.
 B ist von 29. Nov. 1936 bis 11. Dez. 1937 exponiert.
- No. 2: I_a 11. Okt. 1937, Exp. 20⁴⁵—23⁰⁰, I_b 11.—12. Okt., Exp. 23⁰⁰—2⁰⁰.
 II_a 12. Okt. 1937, Exp. 22³⁰—23⁰⁰, II_b 12. Okt., Exp. 21⁰⁰—22³⁰.
 III_a 12. Okt. 1937, Exp. 23¹⁵—23³⁰, III_b 12. Okt., Exp. 23⁰⁰—23¹⁵.
 IV_a 12. Okt. 1937, Exp. 23³⁰—24⁰⁰, IV_b 13. Okt., Exp. 0³⁰—1⁰⁰.



I am 11.—12. Okt. 1937 aufgenommen.

II, III, IV am 12.—13. Okt. 1937 aufgenommen.

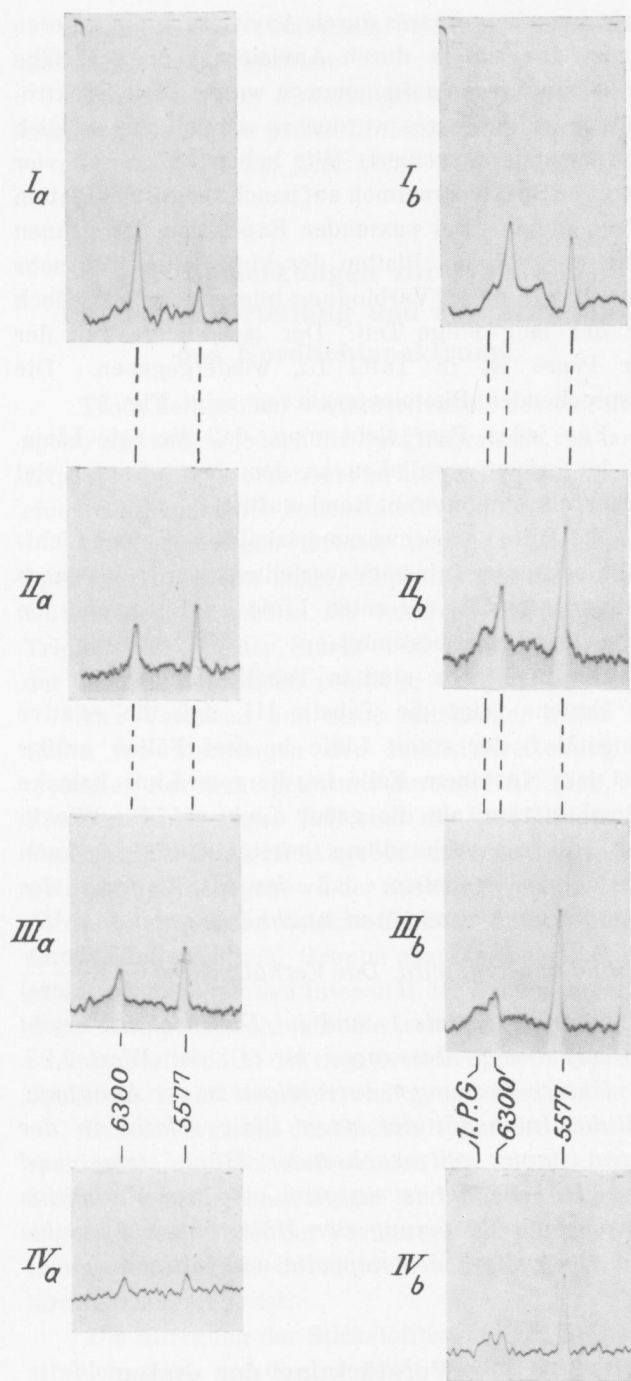


Fig. 2. Expositionzeiten in Tabelle III angegeben.

Auf Grundlage der erwähnten Erklärung der Rotfärbung hat der Verfasser (9, 10) die Auffassung vertreten, daß die Rotfärbung des unteren Randes von einem tieferen Eindringen der elektrischen Strahlen in die Atmosphäre begleitet ist. Dies ist durch Höhenmessungen von Harang und Bauer (13) bestätigt worden.

Die Erklärung über den *B*-Typus des rotgefärbten Nordlichts erfordert wohl, daß eine Verstärkung der ersten positiven Gruppe für sehr geringe Höhen unterhalb etwa 100 km stattfindet. Ob dagegen die relative Intensität der ersten positiven Gruppe im allgemeinen für größere Höhen abnimmt, darüber besagt unsere Erklärung der Rotfärbung nichts.

Daß ein solcher Höheneffekt in der Tat vorhanden ist, zeigen indessen unsere Aufnahmen vom 11.—13. Oktober. Durch Betrachtung der Spektrogramme (Tafel I2) oder der Photometerkurven Fig. 2 ergibt sich, daß auf allen Spektrogrammen von der unteren Grenze die erste positive Gruppe mit relativ großer Stärke auftritt, während sie auf den Spektrogrammen der oberen Grenze überhaupt nicht zum Vorschein kommt.

Sowohl die erste positive Gruppe als das rote *OI*-Triplet zeigen große spektrale Höhenvariationen, aber in umgekehrter Richtung. Erstere nimmt ab, letztere wächst mit steigender Höhe.

§ 6. Die Beziehung der beiden erwähnten Höheneffekte zu den beiden Typen von rotgefärbtem Nordlicht.

Diese beiden Höheneffekte sind mit den beiden Typen des roten Nordlichts eng verbunden.

Typus *A*, der durch die Verstärkung des *OI*-Triplets entsteht, besitzt wegen des Höheneffekts eine Neigung, die intensivste Rotfärbung an der oberen Grenze zu zeigen, und in einigen Fällen kann die Rotfärbung sogar auf die oberen Strahlenspitzen begrenzt sein.

Unter gewissen Umständen ist die allgemeine Verstärkung des *OI*-Triplets ($^1D_2 - ^3P_{012}$) so groß, daß die Rotfärbung sich auf den ganzen Strahl bis an die untere Grenze ausdehnt.

Abgesehen von der Höhenvariation ändert sich also die relative Stärke des *OI*-Triplets mit der Zeit, und selbst in demselben Augenblick kann das Nordlicht an verschiedenen Orten des Himmels verschieden gefärbt sein und große Unterschiede in der Intensität des roten *OI*-Triplets aufweisen. Wie früher erwähnt (1, 7) deutet dies darauf, daß die allgemeine Verstärkung der roten Linie auf einer Änderung im Zustand oder in der Zusammensetzung der höchsten Atmosphärenschichten beruht.

Der Verfasser hat nachgewiesen (4), daß die Veränderung der relativen Stärke des roten Triplets