

Neuere Ergebnisse der Ionosphärenforschung.

Von Univ.-Doz. Dr. Helmut Pichler, Wien.

Vortrag, gehalten am 20. November 1963.

Auf dem Gebiete der Geophysik und der Meteorologie wurden in letzter Zeit, insbesondere durch die Auswertung der Beobachtungsergebnisse des Internationalen Geophysikalischen Jahres, eine Reihe neuer Erkenntnisse gewonnen. Die Idee, zu gewissen Zeiten verstärkte Beobachtungen durchzuführen, ist nicht neu. Sie stammt von dem Österreicher Karl Weyprecht. Auf sein Wirken hin konnte knapp nach seinem Tode auf internationaler Basis das „1. Internationale Polarjahr 1882/83“ ins Leben gerufen werden. Es wurden während dieses Zeitraumes in der Polarregion auf 14 Stationen meteorologische und geomagnetische Messungen durchgeführt und Polarlichter beobachtet. An diesem Unternehmen beteiligten sich 11 Nationen. Beim „2. Internationalen Polarjahr 1932/33“ beteiligten sich bereits 44 Länder. Die Beobachtungen blieben nicht allein auf die Polarregion beschränkt. Neben den Beobachtungen

auf dem Gebiet der Meteorologie, des Geomagnetismus und der Polarlichterscheinungen wurde für die damalige Zeit ein neuer Wissenszweig, die Erforschung der Ionosphäre, in das Beobachtungsprogramm mitaufgenommen.

In den Jahren 1957/58 wurde dann auf weltweiter Basis das bereits eingangs erwähnte „Internationale Geophysikalische Jahr (IGY)“ organisiert. Es beteiligten sich über 60 Nationen daran und die Beobachtungen wurden weltweit durchgeführt. Das Beobachtungsnetz erstreckte sich über die ganze Erde. Von der Nordpolarregion über den Äquatorgürtel bis zur Südpolarregion. Die Beobachtungen blieben nicht auf die Forschungsgebiete des 2. Polarjahres beschränkt, sondern erweiterten sich enorm. Für folgende Gebiete der Naturwissenschaften wurde ein Beobachtungsprogramm aufgestellt: Meteorologie, Geomagnetismus, Polarlicht und Nachtleuchten, Ionosphäre, Sonnenaktivität, kosmische Strahlung, Geodäsie, Glaciologie, Seismik, Gravimetrie, Ozeanographie, Radioaktivität der Luft, Raketen- und Satellitenforschung. Das gewonnene Beobachtungsmaterial wurde in Zentralstellen gesammelt. Im Anschluß an das Geophysikalische Jahr wurde die internationale Zusammenarbeit im sogenannten „Jahr der geophysikalischen Zusammenarbeit“ fortgeführt. Da das IGY zur Zeit des Sonnenfleckenmaximums (stärkste Sonnenaktivität) stattfand, ist es sinnvoll, das weltweite Verhalten der Atmosphäre auch bei

minimaler Sonnenaktivität (Sonnenfleckenminimum) eingehend zu studieren.

Man hat sich daher entschlossen, in den Jahren 1964/65 das „Internationale Jahr der ruhigen Sonne“ (IQSY) zu organisieren. Im wesentlichen werden wieder in denselben Sparten der Naturwissenschaften wie beim IGY Beobachtungen in weltweitem Umfang durchgeführt. Es soll hier in diesem Rahmen nicht das Programm der einzelnen Wissenszweige genau durchbesprochen werden, sondern es soll durch diese Einleitung nur hingewiesen werden, welche enorme Anstrengungen gemacht werden, um die überaus komplizierten physikalischen und chemischen Vorgänge in der Atmosphäre und auf der festen Erde zu klären.

Wir wollen ein Teilgebiet herausgreifen, nämlich die Ionosphärenforschung und auf diesem Gebiet soll Ihnen ein Überblick über die Beobachtungsmethoden und Forschungsergebnisse gegeben werden. Bevor wir auf die Ionosphärenforschung zu sprechen kommen, müssen wir uns zunächst vor Augen halten, in welchem Bereich der Gesamtatmosphäre die Ionosphäre liegt. Stellt man den Temperaturverlauf mit der Höhe in den Vordergrund, so gelangt man zu folgendem Einteilungsschema der Gesamtatmosphäre: Im Bereich der unteren Atmosphäre, in der sogenannten Troposphäre, nimmt die Temperatur mit der Höhe ab bis zur Tropopause (ca. 10 km). Von der Tropopause an, in der sogenannten Stratosphäre, ist

die Temperatur zunächst konstant, steigt dann aber wieder an bis zur Stratopause (50 km). Von hier nimmt die Temperatur in der sogenannten Mesosphäre wieder ab bis zur Mesopause (85 km). Ab der Mesopause nimmt die Temperatur in der Thermosphäre, die dann in die Exosphäre übergeht, wieder zu. Die Ionosphäre liegt demnach fast zur Gänze im Bereich der Thermosphäre. Sie ist in sich selbst wiederum geschichtet in eine D-Schicht (10^3 — 10^4 Elektronen pro cm^3), in eine E-Schicht (10^5 Elektronen pro cm^3) und in eine F-Schicht (10^6 Elektronen pro cm^3). Der untere Teil der D-Schicht reicht dabei in die Mesosphäre. Stellt man die Zusammensetzung der Luft in den Vordergrund, so erhält man folgendes Einteilungsschema: Die sogenannte Homosphäre reicht bis 85 km. Hier ist das mittlere Molekulargewicht der Luft konstant. Mischungsprozesse stehen dabei im Vordergrund. Ab 85 km fängt die sogenannte Heterosphäre an. Das mittlere Molekulargewicht ist hier schon eine Funktion der Höhe; Dissoziations- und Diffusionsprozesse dominieren. Nach diesem Einteilungsschema liegt die Ionosphäre fast zur Gänze im Bereich der Heterosphäre. Schon lange, bevor der direkte Nachweis der Ionosphäre mittels Reflexion von Radiowellen Appeltou und Barnett (1925) gelang, wußte man von der Existenz der Ionosphäre auf Grund von geomagnetischen Beobachtungen. Man konnte nämlich die täglichen Schwankungen des Erdmagnetfeldes an magnetisch ruhigen Tagen nur durch enorme Stromsysteme in

elektrisch leitenden Schichten in der Hochatmosphäre erklären. Heute wird die Ionosphäre mittels eines Echolotungsverfahrens nach Breite—Tuve sondiert. Nach diesem Verfahren werden zwischen 0,5 und 20,0 MHz elektromagnetische Impulse zur Ionosphäre gesandt und die Echos davon empfangen. Man erhält auf diese Weise ein sogenanntes Ionogramm. In Abszissenrichtung ist dabei die Frequenz aufgetragen und in der Ordinatenrichtung die Laufzeit des Impulses, umgerechnet im zurückgelegten Weg. Dabei kann man nur die „scheinbare Höhe“ der Schicht ablesen, weil die Gruppengeschwindigkeit der Welle im ionisierten Medium nicht berücksichtigt wurde. Neben der scheinbaren Höhe liefert das Ionogramm aber noch wertvolle Aufschlüsse über die Struktur der Ionosphäre. Wir können sofort deren Schichtung erkennen, da wir die kritischen Frequenzen der einzelnen Schichten, d. h. jene Frequenzen, die gerade noch reflektiert werden, ablesen können. Mittels der Dispersionstheorie für elektromagnetische Wellen können wir sofort aus der kritischen Frequenz der ordentlichen Welle die maximale Elektronendichte der betreffenden Schicht ermitteln. Nun ist es aber auch wünschenswert, nicht nur die maximale Elektronendichte zu kennen, sondern überhaupt den Verlauf der Elektronendichte mit der Höhe. Um die wahre Höhe des Reflexionspunktes einer Welle zu bestimmen, müssen wir die Gruppengeschwindigkeit der betreffenden Welle berücksichtigen. Wie man zeigen kann,

führt die Ermittlung dieser Höhe auf eine Integralgleichung, die nur dann analytisch lösbar ist, wenn wir das Magnetfeld der Erde nicht berücksichtigen. Diese Vereinfachung würde aber zu falschen Höhenwerten führen. Bislang hatte man Schwierigkeiten bei der Lösung dieses Problems. Wenn man nämlich das Magnetfeld der Erde berücksichtigt, so kann man die Bestimmungsgleichung für die wahre Höhe nur numerisch lösen. Durch den Einsatz moderner Elektronenrechenautomaten ist dies heute durchaus möglich. Wir sind daher nun auch in der Lage, aus einem Ionogramm ein $N(h)$ -Profil zu errechnen und können somit die Verteilung der Elektronendichte mit der Höhe angeben.

Nun hat aber das Echolotungsverfahren zur Erforschung des Verlaufes der Elektronendichte mit der Höhe Grenzen. Wir können nämlich nur Aussagen bis zum Maximum der F-Schicht machen. Es wäre aber gerade wertvoll, auch über das F-Maximum hinaus Aufschlüsse zu erhalten. Den ersten Hinweis über eine solche diesbezügliche Methode gab S. Bauer. Es ist allgemein bekannt, daß die Polarisationssebene einer linear polarisierten elektromagnetischen Welle beim Durchgang durch eine ionisierte Schicht bei Vorhandensein eines Magnetfeldes gedreht wird (Faraday Drehung). Bauer und Danielson ist es gelungen, mittels UKW-Methoden Reflexionen vom Mond zu erhalten. Sie bestimmten nun die Drehung bzw. Rotation der Polarisationssebene zufolge des Erd-

magnetfeldes bei Durchgang durch die Ionosphäre. Mittels dieser Rotationen kann man sehr einfach auf den Brechungsindex der ordentlichen und außerordentlichen Welle und daraus wieder mit Hilfe der Dispersionstheorie auf die Elektronendichte schließen. Auf diese Weise können wir nun den Gesamteinhalt der Elektronen der Ionosphäre über einem Einheitsquerschnitt bestimmen. Mit der fortschreitenden Raketentechnik wurden natürlich weitere Fortschritte in der Ionosphärenforschung gemacht. Messungen werden sowohl von Raketen direkt, als auch mittels Satelliten, die von Raketen auf eine Umlaufbahn um die Erde gebracht werden, durchgeführt. Bei Messungen mittels Satelliten wird die Elektronendichte meistens mit Hilfe der vorhin beschriebenen „Faraday-Drehung“ bestimmt. Diese Methode versagt aber, wenn das Erdmagnetfeld senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der elektromagnetischen Welle steht, die vom Satelliten ausgestrahlt wird. Theoretisch kann die Elektronendichte auch mittels des Dopplereffektes ermittelt werden, doch liegen hierüber fast noch keine praktischen Auswertungen vor, da diese Methode eine zu hohe Meßgenauigkeit erfordert. Um brauchbare Resultate zu liefern, müßte die Dopplerverschiebung auf wenige Hertz genau gemessen werden. Dies stellt bei einer Sendefrequenz des Satelliten von 20 MHz eine enorme technische Anforderung dar. Ferner wurden neuerdings auch Echolotungen von Satelliten aus durchgeführt,

die eine Ergänzung zu den Echolotungen von der Erde aus liefern.

Bei direkten Raketenmessungen benützt man vielfach zwei Frequenzen, die von einem Sender in der Raketenspitze ausgestrahlt werden; eine Frequenz, die noch dem Brechungseinfluß der Ionosphäre unterliegt und eine Frequenz (meistens die 6. Harmonische von der ersten Welle), auf die die Ionosphäre keinen brechenden Einfluß mehr ausübt. An der Bodenstation „multipliziert“ man die 1. Frequenz mit dem Faktor 6 und überlagert diese mit der zweiten Frequenz. Unter Ausnutzung des Dopplereffektes kann aus dieser Überlagerungsfrequenz, die meßtechnisch bestimmbar ist, der Brechungsindex und daraus wieder mittels der Dispersionstheorie die Elektronendichte bestimmt werden.

Die Auswertung der Beobachtungen ergab, daß die Abnahme der Elektronendichte über dem F-Schicht-Maximum 5 bis 6mal langsamer erfolgt als unterhalb des Schichtmaximums. Das Verhältnis des Gesamteinhaltes der freien Elektronen über einem Einheitsquerschnitt zum Elektroneninhalt unterhalb des Schichtmaximums ist bei Nacht 3 : 1, bei Tag 5 : 1. Ferner kann man aus diesen Beobachtungen, insbesondere durch die Auswertung der Ionogramme, den Tages- und Jahresgang der Elektronenkonzentration in den einzelnen Schichten bzw. das Verhalten der Elektronendichte hinsichtlich der Sonnenaktivität ermitteln. Dabei sind die Verhältnisse bezüglich des

Tages- und Jahreganges in der E-Schicht und auch größtenteils in der F_1 -Schicht (in den Sommermonaten findet eine Aufspaltung der F-Schicht in eine F_1 - und F_2 -Schicht statt) geklärt. Es ist hier ein eindeutiger Zusammenhang mit dem Sonnenstand nachweisbar. Außerdem besteht eine positive Korrelation zu der Sonnenfleckenrelativzahl (Maß für die Sonnenaktivität). In der F_2 -Schicht sind die Verhältnisse wesentlich komplizierter. Verlagerungen des Ionen-Elektronen-Plasmas innerhalb der Schicht (Diffusion, Driftbewegungen, thermische Einflüsse etc.) überlagern den sonnentägigen Gang. Der Einfluß der Sonnenaktivität ist in der F_2 -Schicht am deutlichsten nachweisbar.

Die bereits erwähnte Aufspaltung der F-Schicht in eine F_1 - und F_2 -Schicht (hauptsächlich in den Sommermonaten) ist noch nicht völlig geklärt. Sie kann verschiedene Ursachen haben. Die Aufspaltung kann durch Diffusion erfolgen, allerdings kommt man mit dieser Erklärung am geomagnetischen Äquator in Schwierigkeiten. Wie Burkard zeigte, kann eine solche Aufspaltung auch durch eine bestimmte thermische Schichtung erfolgen. Ferner kann u. a. dieser Effekt auch in der Ionisation von verschiedenen Komponenten (N_2 in F_1 -Schicht, O in der F_2 -Schicht) begründet liegen.

Um Aufschlüsse über die Luftzusammensetzung in großen Höhen zu erhalten, hat man in Raketen auch Massenspektrometer mitgeführt. Eine Auswertung von rund 15.000 Spektren, die von Höhen zwischen

225 und 980 km gewonnen wurden, ergab, daß in diesem Höhenbereich das atomare Sauerstoffion O^+ mit der Masse 16 dominiert. Weiters wurden noch folgende positive Ionen festgestellt: $N^+(14)$, $N_2^+(28)$, $(NO)^+(30)$, $O_2^+(32)$ und Ionen mit der Massenzahl 18, über deren Deutung noch keine einhellige Auffassung vorherrscht. Vielfach hat man nur Ionenfallen in Raketen eingebaut. Diese können dann nur die Ionenkonzentration messen. Eine Aufschlüsselung nach den verschiedenen Massen der beteiligten Ionen ist dabei nicht möglich.

Die Ionisierung der einzelnen Schichten erfolgt durch die ultraviolette Sonnenstrahlung. Nach unseren derzeitigen Kenntnissen entsteht die D-Schicht durch die Ionisierung von Stickoxydul (NO) und zwar: $NO + \text{Lyman } \alpha (1215,7 \text{ \AA}) \rightarrow NO^+ + e$. Die E-Schicht entsteht durch die Ionisierung von molekularem Sauerstoff O_2 . Im wesentlichen erfolgt die Ionisierung durch das Lyman Kontinuum I ($850-912 \text{ \AA}$) und durch die Lyman β -Linie I ($1024,7 \text{ \AA}$). Die F-Schicht entsteht durch die Ionisierung von atomarem Sauerstoff O und molekularem Stickstoff N_2 . Wahrscheinlich ist hierfür der gesamte Bereich der ultravioletten Strahlung zwischen $100-900 \text{ \AA}$ erforderlich. Eine besonders energiereiche Strahlung liegt in diesem Bereich bei 584 \AA und 304 \AA . Sie stammt von ionisiertem Helium der Koronastrahlung. Ferner kommt für die Ionisierung der F-Schicht auch Röntgenstrahlung in Frage. Der Abbauprozess in der F-Schicht erfolgt wahr-

scheinlich in Teilreaktionen. Zunächst erfolgt ein Ladungsaustausch in der Form: $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$. Das Stickoxydion vereinigt sich dann mit einem Elektron in der Form: $NO^+ + e \rightarrow N' + O'$, d. h. es tritt eine Dissoziation ein, wobei die frei werdende Energie für die Anregung der neugebildeten Atome verwendet wird (mit ' bezeichnet). Diesen Vorgang bezeichnet man als dissoziative Rekombination. In großen Höhen, wo kein Stickstoffmolekül mehr vorhanden ist, erfolgt wahrscheinlich eine Strahlungsrekombination in der Form: $O^+ + e \rightarrow O + h\nu$. Die frei werdende Energie wird hierbei in Form eines Photons abgestrahlt.

Ein weiterer Vorteil der Satellitenforschung ist, daß wir nun in der Lage sind, die Dichte in der Hochatmosphäre zu ermitteln. Zur Dichtebestimmung werden passive Satelliten herangezogen, d. h. es wird aus der Änderung der Bahnelemente des Satelliten die Dichte bestimmt. Zunächst kann man sich einfach überlegen, daß wir es bei Satelliten im wesentlichen mit einem Zwei-Körper-Problem zu tun haben. Die störenden Einflüsse des Mondes und der anderen Gestirne können vernachlässigt werden. Satellit und Erde bilden ein Zwei-Körper-Problem, wobei als Störkraft der Luftwiderstand zu berücksichtigen ist. Für eine Dichtebestimmung ist ferner der Einfluß des inhomogenen Schwerfeldes (Abplattung), der eine Drehung der Bahnebene des Satelliten um die große Halbachse bewirkt, nicht von großer Bedeutung,

da wir die Änderung der Bahnelemente in der Bahnebene selbst bestimmen wollen. Da ferner die bahnerhaltenden Kräfte groß sind gegenüber der Störkraft des Luftwiderstandes, können wir das Problem linearisieren. Man erhält daher in einfacher Weise eine Differentialgleichung für die Störelemente in den Polarkoordinaten. Die Lösung dieser Differentialgleichung gibt uns unter Verwendung der Kepler'schen Gesetze die Änderung der Bahnelemente. Dabei geht die Luftdichte in die Störkraft des Luftwiderstandes ein.

Geht man umgekehrt vor und bestimmt man aus den Beobachtungen die Änderung der Bahnelemente, insbesondere die Änderung der Umlaufdauer, so kann daraus die Luftdichte ermittelt werden. Die Temperatur bestimmt man dann über die Gasgleichung und statische Grundgleichung. Direkte Temperaturbeobachtungen aus der Ionosphäre liegen kaum vor.

Die Temperaturbestimmung in diesen Höhen stößt aber noch auf Schwierigkeiten. Wie wir bereits eingangs erwähnt haben, ist in diesen Höhen das mittlere Molekulargewicht der Luft nicht mehr konstant, sondern dieses ändert sich mit der Höhe. Da aber eine genaue Zusammensetzung noch nicht bekannt ist, können die Temperaturangaben in diesen Höhen bei den einzelnen Autoren bis zu 1000° K differieren. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, führt man meistens die sogenannte „Skalenhöhe“ RT ein. Dabei ist R die Gaskonstante für das jeweilige

Luftgemisch. Man bestimmt demnach nur das Produkt RT und verzichtet auf eine Temperaturangabe. Philipps hat eine fiktive Temperatur, die sogenannte molekulare Temperatur eingeführt, die aus der wahren Temperatur durch Multiplikation mit dem Verhältnis $M_0/M(h)$ (= Molekulargewicht der Luft an der Erdoberfläche zum Molekulargewicht in der betreffenden Höhe h) hervorgeht. Diese Temperaturdefinition bringt den Vorteil mit sich, mit der molekularen Temperatur rechnen zu können, ohne auf die wahre Temperatur, die durch Diffusion und Dissoziation Veränderungen unterliegt, Rücksicht zu nehmen.

Eine Auswertung der Beobachtungen von Satellitenbahnen ergab, daß die Dichtewerte im Bereich von 200 km stark streuen. Vermutlich hängt diese Streuung mit einem lokalen Temperaturmaximum in dieser Höhe zusammen. Die Dichteabnahme mit der Höhe ist wahrscheinlich in diesem Bereich gestört. Burkard kommt mittels Auswertung der $N(h)$ -Profile ebenfalls zu einem Maximum der Skalenhöhe in diesem Höhenbereich. Die Dichte in der Hochatmosphäre ist auch in ihrem zeitlichen Verlauf Schwankungen unterworfen. Es wurden Änderungen zwischen Tag und Nacht und eine 28-tägige Periode festgestellt. Ferner konnten auch Zusammenhänge mit der Sonnenaktivität nachgewiesen werden. Die Temperaturangaben (natürlich im gaskinetischen Sinn zu verstehen) gehen, wie schon erwähnt, stark auseinander. In 300 km Höhe dürfte eine Temperatur von 1500—

2000° K herrschen. Dabei bezieht sich diese Temperatur nur auf die atomaren bzw. molekularen Komponenten. Die Temperatur des Elektronengases wird im allgemeinen höher sein. Vor allem am Morgen, wenn die freien Elektronen durch die UV-Strahlung der Sonne gebildet werden und Bewegungsenergie mitbekommen. Erst gegen Mittag wird durch Aufheizung die Gas-temperatur ungefähr gleich der Elektronengastemperatur sein. Bei der Temperaturbestimmung wurde rein statisch (mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung) vorgegangen. Eine Advektion wurde nicht berücksichtigt. Hier sind die Dinge offenbar noch zu wenig geklärt, um irgendwelche Aussagen machen zu können.

Ab ungefähr 4000 km geht die Atmosphäre in die Sonnencorona über (Coronagas H^+). Nach der heutigen Auffassung ist somit die Erde mit ihrer Atmosphäre im Coronagas der Sonne eingebettet. Die Dichte in diesen Höhen ist dabei äußerst gering. Bereits in 800 km beträgt die Luftdichte nur noch $6 \cdot 10^{-17} \text{ g/cm}^3$. Somit ist es wahrscheinlich, daß unserem Planeten von der Sonne her nicht nur durch Strahlung, sondern auch durch Wärmeleitung (wenn auch in äußerst geringer Form) Energie zugeführt wird.

Literaturauswahl.

Annals of the International Geophysical Year, Vol. 1—28 (1957—1963). Pergamon Press, London—Paris—New York.

- Burkard, O.:** Die äußerste Erdatmosphäre. *Acta Physica Austriaca*, Bd. 16, S. 312—323 (1963).
- Garriott, O. K. und R. N. Bracewell:** Satellite Studies of the Ionisation in Space by Radio. *Advances in Geophysics*, Vol. 8 (1961). Academic Press New York—London.
- Ratcliffe, J. A.:** Physics of the Upper Atmosphere. Academic Press, New York—London 1960.
- Space Research**, Vol. 1—3 (1960—1963), North Holland Publishing Comp. Amsterdam.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: [104](#)

Autor(en)/Author(s): Pichler Helmut

Artikel/Article: [Neuere Ergebnisse der Ionosphärenforschung. 27-41](#)