

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft =
Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della
Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 138 (1958)

Vereinsnachrichten: Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 18.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

3. Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie
Sitzung der Schweizerischen Gesellschaft für Geophysik,
Meteorologie und Astronomie

Sonntag, den 14. September 1958

Präsident: Prof. Dr EDM. GUYOT (Neuchâtel)

Sekretär: W. KUHN (Zürich)

1. THEODOR ZINGG (Weißfluhjoch-Davos). – *Das Raumgewicht der Schneedecke.*

Unter dem Raumgewicht G der Schneedecke versteht man deren Gewicht in kg/m^3 . G hat neben der Schneehöhe HS und dem Wasserwert HW praktische Bedeutung. Die Kenntnis von G ist für die Berechnung des Schneedrucks auf Lawinenverbauungen nötig.

Das Raumgewicht der Schneedecke ist von einer Reihe von Faktoren abhängig, so daß Beziehungen zwischen den einzelnen Faktoren nur mit langjährigen Meßreihen gewonnen werden können. G ist abhängig von der Art und Menge der Niederschläge, von der Temperatur und damit indirekt auch von der Höhenlage, von der Strahlung und damit auch von der Exposition, ferner von Wind und dem ganzen Witterungsablauf während der Dauer der Schneedecke.

G im Laufe des Winters

G hat zu Beginn der Schneedecke im Mittel einen Wert von 100 bis 150 kg/m^3 und wächst bis gegen Ende der Schneedecke auf 400 bis 500 kg/m^3 an, 500 kg/m^3 relativ selten überschreitend. Sogar die letzten Reste von Schnee im Herbst auf Firnflächen erreichen selten Werte über 550 kg/m^3 . Entsprechend der kürzern Dauer der Schneedecke in tiefern Lagen wächst G daselbst rascher an als in Hochlagen. Bereits im März erreicht G in allen Hochlagen etwa den Wert von 340 kg/m^3 .

G in Abhängigkeit von der Schneehöhe

G ist von der Schneehöhe selber abhängig, vor allem zur Zeit des Aufbaus der Schneedecke. Da aber auch hier Temperatur und damit Struktur und Festigkeit eine Rolle spielen, braucht es eine große Meß-

reihe, um die Beziehung zwischen G und HS zu erkennen. Es ergab sich folgende empirisch gewonnene Abhängigkeit von G :

$$G = 150 + k \cdot HS$$

k ist ein Faktor mit folgenden variablen Werten: Frühwinter 0,9, Hochwinter 1,0 und Spätwinter 1,1 bis 1,2. Je älter und mächtiger die Schneedecke, um so größer wird die Streuung der berechneten Werte.

G und Meereshöhe

In dieser Abhängigkeit spiegelt sich unter anderem der Temperatureinfluß wider, ferner der Charakter der Niederschläge und vor allem der Zeitfaktor. Für die mittleren Schneehöhen kann folgendes festgehalten werden: Zu Beginn der Schneedecke in tiefen Lagen hat die hochalpine Schneedecke bereits ein größeres G erreicht, sofern das Einschneien wesentlich früher eingesetzt hat. Im März haben alle Höhenlagen etwa das gleiche G , später bis zum Ausapern in tiefen Lagen bleibt G daselbst größer. Um unabhängig von der Zeit zu sein, wurde die Beziehung zwischen G bei maximaler Schneehöhe in den verschiedenen Meereshöhen untersucht. Die empirische Formel lautet:

$$G_H = 60 + Hm \cdot 11,2 \quad (Hm = \text{Höhe in Hektometer})$$

Die Formel besagt, daß man z. B. in 1000 m Meereshöhe zu der dort zu erwartenden maximalen Schneehöhe ein G von 172 kg/m³ berechnet, in 2000 m Höhe 284 kg/m³ und in 3000 m Höhe 396 kg/m³.

Der starke Anstieg des Wertes von G mit der Höhe hängt eng mit der Schneedeckenentwicklung zusammen. In tiefern Lagen hängt die maximale Schneehöhe eng mit zufälligen Großschneefällen zusammen, in Hochlagen verschiebt sich die maximale Schneehöhe in den späten Hochwinter oder gar in den Spätwinter, also in eine Zeit mit bereits erhöhtem Raumgewicht.

Die aufgestellten Beziehungen gelten für den Raum Mittelbünden. Für andere Regionen fehlen leider noch genügend Daten, doch dürften die Abweichungen ± 20 kg/m³ kaum überschreiten. Im Gotthardgebiet dürften die Werte eher etwas höher sein, im Engadin und in den südlichen Walliser Tälern eher etwas tiefer.

2. MAX BOUËT (Montana-Vermala). — *Note sur le föehn.*

Des enregistrements anémométriques à Sierre (SAIA, usine de Chippis, 530 m) et des observations parallèles faites à Montana-Vermala (1510 m) mettent en évidence les faits suivants relatifs à la descente du föehn dans la vallée du Rhône.

a) Le vent d'est à 1500 m est une condition nécessaire, mais non suffisante à l'apparition du föehn à 500 m. En cas de surpression au sud des Alpes, la probabilité du föehn d'est-nord-est à Sierre croît rapidement avec la force du vent à 1500 m; très faible pour les petites vitesses, elle atteint l'unité à partir de 55 km/h environ à ce niveau.

b) La forte variation diurne de la fréquence du föehn à Sierre (max. vers 16 h) prouve que la diminution de densité de l'air de la vallée et la

disparition de l'inversion nocturne de température sous l'effet du réchauffement diurne contribuent pour une large part à permettre au vent chaud d'atteindre le talweg.

c) Dans la règle, le föehn à Sierre est précédé d'une brise d'aval ; il y a passage brusque de l'une à l'autre, ou parfois transition de l'ordre du quart d'heure avec azimuth rapidement variable (tourbillons).

Une justification détaillée paraîtra ailleurs.

3. A. URFER (Kloten). — *Relations entre vent, humidité relative et brouillard de rayonnement (résultats préliminaires).* — Paraîtra dans «La Météorologie», revue trimestrielle de la Société météorologique de France, Paris.

4. R. SÄNGER et R. CARRERAS (Zurich). — *De l'utilisation d'iodure d'argent radioactif pour l'étude de sa diffusion dans l'atmosphère.*

L'aérosol d'iodure d'argent utilisé comme noyau de congélation dans l'étude de la pluie artificielle et de la lutte contre la grêle, se présente sous une forme très dispersée, les particules ayant un diamètre moyen de l'ordre de 0,04 micron.

Un problème à résoudre pour simplifier l'interprétation des résultats météorologiques obtenus à l'aide de ce corps, est de savoir si celui-ci, étant produit au sol, atteint oui ou non la région de l'atmosphère où il est censé produire son action.

Bien que le phénomène de diffusion d'aérosols dans l'atmosphère puisse être étudié facilement à l'aide de produits fluorescents, comme le sulfure de zinc, et qu'il soit probablement valable d'appliquer les résultats ainsi obtenus à l'iodure d'argent dont les particules sont cent fois plus petites, il a semblé utile de développer un procédé permettant de détecter directement l'iodure d'argent dans l'air, et ce, dans des conditions identiques à celles où il est habituellement employé.

Ce procédé consiste essentiellement à marquer l'AgI au iode 131 . La filtration sur papier d'amiante d'une certaine quantité d'air (mesurée par intégration des variations de résistance d'un fil de platine porté au rouge) est effectuée à l'aide d'un avion tournant autour d'un point donné.

Une fois la filtration terminée, la mesure de l'activité du iode contenu dans le filtre se fait en trois temps : séparation chimique, réduction de l'échantillon à un volume minimum, autoradiographie sur plaque nucléaire.

La séparation chimique a pour but d'isoler la radioactivité du iode de celle des nombreux produits radioactifs se trouvant dans l'air. Elle consiste essentiellement à transformer l'AgI* en NaI* soluble puis ce NaI* en AgI*, précipité ne contenant plus que l'activité due au I^{131} . Ce précipité, en présence d'iodure de sodium sera dissous dans de l'acétone. Ainsi, après la phase chimique, la radioactivité qui se trouvait initialement dans une dizaine de mètres cubes d'air, sera concentrée et isolée dans quelques centimètres cubes d'une solution d'acétone.

Le deuxième temps fera passer, par évaporation de cette solution dans un appareil adéquat, à un ordre de grandeur inférieur : l'iodure d'argent actif se trouvera concentré dans un disque de un millimètre de diamètre et de 0,5 mm de hauteur. Ainsi préparé, il est prêt pour la dernière phase, la mesure de l'activité proprement dite.

Pour cela, le disque sera posé sur une émulsion nucléaire (ILFORD G5). Les corpuscules bêta du I^{131} (0,608 MeV 87 %, 0,335 9 %, 0,250 3 %) vont en faire l'image autoradiographique. La période du I^{131} étant de huit jours, on fera une pose de deux semaines. Après le développement, les traces seront comptées au microscope. L'effet zéro dû aux traces pouvant être confondues avec celles du I^{131} peut être réduit suffisamment pour permettre la mesure avec une précision d'un facteur 2 ou 3 d'activités de l'ordre de 10^{-14} Curies, ce qui correspond à quelques désintégrations par heure.

Ainsi une émission d'iodure d'argent au sol, correspondant à quelques microcuries par seconde ne présentant aucun danger de pollution de l'atmosphère, sera suffisante pour permettre l'étude de la diffusion des particules d'AgI dans un rayon d'une dizaine de kilomètres autour du générateur et à une altitude de quelques milliers de mètres.

Les données obtenues pour plusieurs points doivent permettre, par l'estimation des constantes et paramètres de diffusion pour les conditions météorologiques et orographiques données, de calculer la concentration de l'iodure d'argent en des points de l'atmosphère où elle est trop faible pour être détectée autrement que par l'effet météorologique produit.

Références

¹ Morton L. Barad and Duane A. Haugen, An Evaluation of Sutton's Hypothesis for Diffusion from a Continuous Point Source, Bull. Amer. met. Soc. 38, 603 (1957).

² Glenn R. Hilst. Meteorological Parameters Related to the Diffusion of Stack Gases in Stable Atmospheres, Bull. Amer. met. Soc. 38, 603 (1957).

³ Chamberlain (Harwell), Diffusions-Messungen von radioaktiven Substanzen. Geophys. Pura e applicata. Milano 1957.

5. P. KAUFMANN (Kloten, Wetterdienst Flughafen). — *Ein Projekt zur objektiven Vorhersage.*

Die Ansprüche an die prognostischen Karten des Flugwetterdienstes nehmen mit der Intensivierung des Verkehrs auf den langen Strecken und mit der Umstellung auf den Strahlantrieb zu. Es stehen derzeit drei prognostische Verfahrenstypen zur Verfügung: primitive Advektionsverfahren, die von Fjærtøft ausgehende graphische Prognostik und die numerischen Verfahren. Die verfügbaren Mittel reichen bei uns nicht aus, um nach einer dieser Methoden zu arbeiten. Es wird daher die Möglichkeit untersucht, wie bei beschränktem Einsatz den Bedürfnissen entsprochen werden kann, ohne vollständig vom Auslande abhängig zu werden.

Ein Überblick der Aktivität auf diesem Gebiet zeigt, daß zwei Grundkonzeptionen des prognostischen Problems bestehen. Sie lassen sich mit den folgenden Beziehungen ausdrücken:

$$(1) \quad \partial p_0 = - \int_{p_0}^0 \frac{d\eta}{\eta} dp$$

und

$$(2) \quad \partial h_0 = - \Sigma \partial s + \partial H$$

(p_0 = Druckverteilung am Boden, h_0 = Kote der isobaren Fläche: $p = 1000$ mb, η = abs. Vorticity, s = Schichtdicke, H = hypothet. Obergrenze der Atmosphäre). Von (1) gehen insbesondere die in den westlichen Ländern entwickelten Verfahren aus. Die an sich rein geometrische Beziehung (2) wurde schon 1906 von F.M. Exner prognostisch angewandt, und darauf kam 1940 I. A. Kibel zurück.

Der Verfasser findet es bei den heutigen Umständen lohnend, von der zweiten Konzeption auszugehen. Eine diesbezügliche Untersuchung wird demnächst veröffentlicht.

Die aus der Inhomogenität der Atmosphäre hervorgehenden Schwierigkeiten der einen Richtung bleiben auch der andern nicht erspart. Sie führen zu einer Aufspaltung der Methoden in solche mit modell- und solche mit schichtenmäßiger Erfassung der vertikalen Schichtung im Massen- und Stromfeld. Die modellmäßige Behandlung führt unter Umständen zu einem zweidimensionalen Problem; es ist aber gewagt, die Vertikalverläufe der Temperatur und des Windes a priori festzulegen. Darum wird teilweise die umfangreichere schichtenmäßige Behandlung vorgezogen.

Zu jeder Prognose muß ein Informationsmaterial verarbeitet werden. Eine gewisse Dichte der Beobachtungen in der Horizontalebene ist erforderlich für eine gute Vorhersage. Außerdem spielt die Intensität der Verarbeitung eine Rolle: die Anzahl der Parameter des Modells beziehungsweise der Schichten und der mit dem Formalismus erreichte Grad der Approximation der atmosphärischen Vorgänge tragen das Ihre zur Güte der Prognose bei. Grosso modo kann man die Präzision einer Vorhersagekarte folgendermaßen darstellen:

$$P \approx D \cdot I \cdot A$$

(P = Präzision, D = Beobachtungsdichte, I = Parameter- bzw. Schichtenzahl, A = Grad der formalen Approximation). Demzufolge bleibt zwar ein gewisser Spielraum, was das Verfahren betrifft; der Arbeitsaufwand aber ist der erreichten Präzision proportional. In dieser Hinsicht haben sich die praktischen Möglichkeiten mit dem Einsatz von Rechenautomaten günstiger gestaltet, doch ist uns diese Errungenschaft vorenthalten.

6. JEAN LUGEON et JEAN RIEKER (Zurich). — *Comparaison entre le radiogoniographe à secteur étroit et le radiogoniomètre à rayon cathodique.*

Faisant suite à la Rés. 44 (EC-IV, 1953), « Comparaison des techniques de repérage des parasites atmosphériques (sferics) », de l'Organisation météorologique mondiale, l'Institut suisse de météorologie fit l'acquisition, en décembre 1953, d'un radiogoniomètre à rayon cathodique^{1, 2} appelé CRDF. Ce dernier se compose de deux cadres récepteurs perpendiculaires fixes, orientés selon les axes nord-sud et ouest-est. Ils sont connectés par l'intermédiaire d'amplificateurs autonomes à un tube cathodique sur lequel se dessinent les azimuts des sferics.

Nous avons construit un élément spécial lié à une antenne droite verticale, chargé de lever le doute de 180°. Ainsi, les directions des décharges sont lues entre 0° et 360° sans ambiguïté.

Les rayons lumineux longs correspondent à des décharges proches, les plus courts à des décharges lointaines.

Le CRDF est accordé sur 30000 m (10 kc/s) de longueur d'onde.

La description technique du radiogoniographe se lit dans les Annales MZA³. Les cadres, au lieu d'être fixes, sont rotatifs et forment un secteur étroit explorant les foyers toutes les minutes.

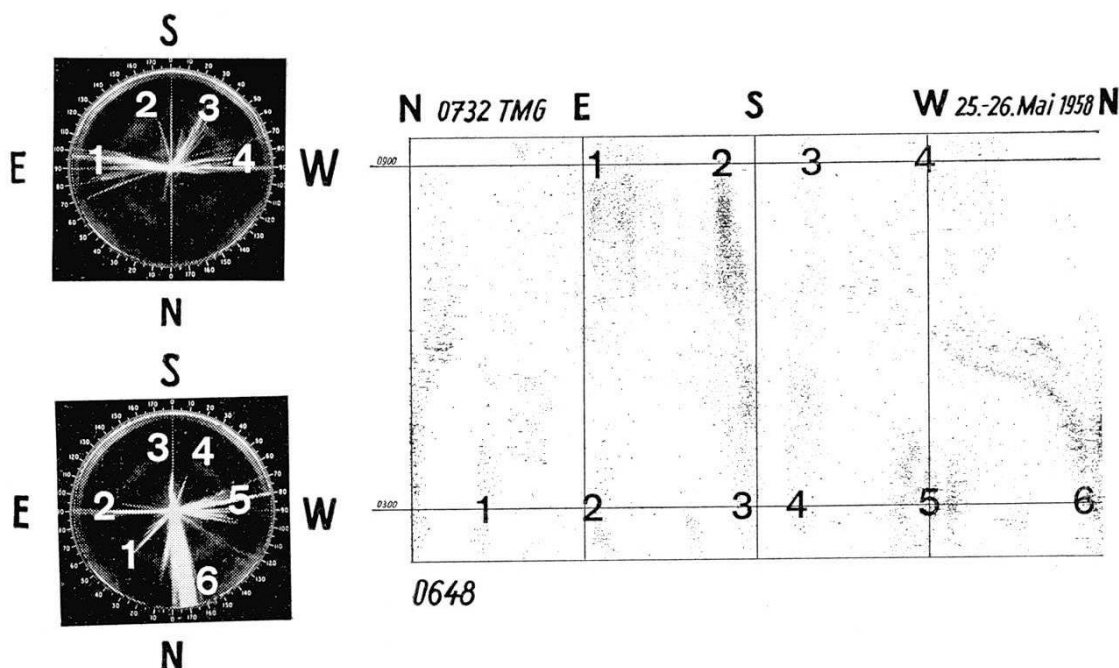
Notre technique pour comparer les deux appareils consiste à lire au même moment les directions sur le cylindre enregistreur du radiogoniographe et celles photographiées sur le CRDF. La pellicule est exposée pendant 15 minutes devant le tube cathodique. Nous obtenons ainsi des faisceaux angulaires plus ou moins ouverts représentant la direction des foyers. Ce procédé photographique donne une image se rapprochant, quant à l'ouverture de son domaine angulaire, de celle enregistrée sur le cylindre du radiogoniographe, l'effet dispersif en moins. Pour une sensibilité de réception donnée, les décharges proches vues sous un certain azimut couvriront celles, plus éloignées, se produisant sous le même azimut. Une augmentation de la sensibilité du CRDF ne fera qu'augmenter la longueur du rayon lumineux sur l'écran. Donc, par notre méthode photographique faisant intervenir des temps de pose de l'ordre de 15 minutes, un foyer éloigné, riche en décharges, peut être complètement masqué par quelques décharges proches se produisant sous le même azimut.

Il y a cependant un moyen de discriminer les deux foyers superposés à l'aide de l'enregistrement du radiogoniographe. Si par exemple le nombre des décharges par unité de temps et la superficie des foyers sont à peu près semblables, la plage imprimée sur le cylindre du radiogonio-

¹ C.V. Ockenden. — Sferics. The Meteorological Magazine, 1947. Vol. 76, p. 78 et 79.

² F. Horner. — New Design of Radio Direction Finder for Locating Thunderstorms. The Meteorological Magazine, 1954, Vol. 83, p. 137 et 138.

³ Jean Lugeon. — Le radiogoniographe de la Station centrale suisse de météorologie et son utilisation pour la prévision du temps. Ann. MZA, Zurich, 1939.



A gauche, en noir, sont les photographies – exposées pendant 15 minutes – de l'écran du radiogoniomètre à rayon cathodique. A droite est le diagramme du radiogoniographe à secteur étroit. Les comparaisons des deux instruments ont été faites à 0900 TMG et à 0300 TMG. Les directions azimutales correspondantes sont numérotées en blanc sur les photographies et en noir sur le radiogoniogramme.

graphe est plus large et les points sont moins nombreux pour le foyer proche que pour le foyer éloigné. En outre, la qualité du pointillage est également différente, le foyer proche donnant de gros points ou de petits traits, tandis que le foyer éloigné imprime des colonies de points beaucoup plus ténus. Ainsi, le radiogoniographe supplée bien le CRDF dans le cas particulier. Il en est d'ailleurs de même si trois ou même quatre foyers à distance différents, mais dans la même direction, se superposent sur le diagramme.

L'analyse de quelque mille photographies comparées aux radiogoniogrammes prouve à l'évidence que les azimuts enregistrés ne diffèrent pas. Les deux méthodes présentent leurs avantages et inconvénients, mais en fait se complètent.

7. JEAN LUGEON (Zurich). – *Valeur moyenne approximative du gradient de potentiel et de la conductibilité électrique dans la haute atmosphère de Payerne.*

Aux Journées et Intervalles mondiaux de l'Année géophysique internationale, de juillet 1957 à août 1958, 163 radiosondages de la conductibilité électrique de l'air et du gradient de potentiel en V/m, dans la haute atmosphère de Payerne, ont donné les valeurs moyennes approximatives suivantes pour $+\lambda$:

H. m. geop.	PPP	TTT	$\times 10^{12}$	V/m
1 000	903	+ 9.9	0.0167	81
2 000	799	+ 4.1	0.0274	49
3 000	705	— 1.7	0.0360	45
4 000	621	— 7.2	0.0460	23
5 000	545	—13.0	0.0403	16
6 000	478	—19.3	0.0470	12
7 000	417	—25.8	0.0611	9
8 000	363	—33.3	0.0772	7
9 000	313	—40.3	0.0963	6
10 000	270	—47.7	0.1202	6
11 000	232	—53.0	0.1463	5
12 000	198	—55.7	0.1773	4
13 000	169	—55.7	0.2137	4
14 000	145	—56.0	0.2512	4
15 000	123	—56.4	0.2664	4
16 000	105	—56.1	0.2783	4
17 000	90	—56.2	0.2924	4
18 000	78	—55.9	0.3010	2
19 000	66	—55.3	0.2925	2
20 000	57	—54.7	0.2969	2
21 000	48	—53.3	0.2694	2
22 000	42	—52.3	0.2785	2
23 000	36	—50.3	0.2793	1
24 000	31	—48.1	0.2525	1
25 000	28	—46.7	0.2448	1
26 000	23	—45.9	0.2373	
27 000	21	—42.6	0.2327	
28 000	18	—41.2		
30 000	11	—54.6	0.3300	
35 000	5	—55.0	0.3200	

La technique utilisée a été décrite dans les «Annales de l'Institut suisse de météorologie»¹ et dans les «Actes de la S.H.S.N.»^{2, 3}.

Il ressort clairement de ces 163 sondages qu'à partir d'une altitude approximative de 18 km, la conductibilité commence à décroître en fonction de l'altitude. Il y a peut-être une liaison avec la couche d'ozone, comme je le remarquais dans ma note précédente [3].

Quant au gradient de potentiel en volt par mètre, il décroît en moyenne avec une grande régularité, abstraction faite, bien entendu, des basses couches de la troposphère où les hydrométéores y produisent des variations fortes, selon la labilité de l'air, la convection et les précipitations.

¹ Jean Lugeon et Max Bohnenblust. — Radiosondages du gradient de potentiel et de la conductibilité électrique de l'air. Ann. MZA 1957.

² Jean Lugeon. — Mesures du gradient de potentiel électrique et de la conductibilité de l'air par radiosonde. — Actes S.H.S.N., Bâle, 1956.

³ Jean Lugeon. — Mesures de la conductibilité électrique de l'air dans la couche d'ozone. — Actes S.H.S.N., Neuchâtel, 1957.

Les résultats de radiosondages analogues faits pendant l'Année géophysique internationale à Murchison Bay, au nord du Spitzberg, seront dépouillés au retour des expéditionnaires suisses de l'Année géophysique internationale en 1958.

L'équipement qu'ils ramèneront sera utilisé pour l'exécution de radiosondages simultanés $+\lambda$ et $-\lambda$ à Payerne dès l'hiver 1958, en vue d'obtenir la conductibilité globale λ .

8. NICOLAS OULIANOFF (Lausanne). — *Répercussion des phénomènes géophysiques sur la sédimentation marine.*

Les roches dont est formée la croûte terrestre appartiennent, d'après les conditions de leur formation à deux catégories : éruptives ou ignées et sédimentaires. Les roches métamorphiques ne comprennent que divers termes produits par les modifications postérieures des roches des deux premières catégories. Les investigations de ces dernières années sont marquées par une tendance évidente d'englober dans la catégorie des roches sédimentaires une proportion de plus en plus grande des roches métamorphiques considérées antérieurement comme provenant des roches ignées. Il faut aussi noter l'augmentation de l'intérêt que suscitent certains problèmes concernant la sédimentation et la formation postérieure des roches sédimentaires.

Je me propose de n'en discuter ici que deux seulement : 1) la compaction des sédiments, soit la première étape de la transformation des sédiments meubles en roche solide ; 2) la présence de couches de sable dans les grandes profondeurs marines et très loin (centaines de km) des rivages.

On imagine diverses causes, à effet mécanique, pour résoudre ces problèmes. Mais aucune ne tient compte des acquisitions de la géophysique concernant le jeu des forces mécaniques qui affectent continuellement le globe terrestre. Ne retenons que trois causes seulement qui font naître les vibrations microséismiques.

1) les tremblements de terre, 2) les marées et 3) les tempêtes. Tenant compte que les impulsions qui provoquent les vibrations de la croûte terrestre se renouvellent fréquemment, notamment plusieurs fois par jour, on peut dire que la vibration de la terre ne s'arrête jamais. Il est évident que les fréquences des vibrations, leurs amplitudes et les effets des interférences éventuelles ne sont pas partout identiques sur la terre.

On considère habituellement que la compaction des sédiments se produit sous la pression des couches sus-jacentes et sous le poids de l'eau du bassin. Cette explication est quelque peu simpliste du fait que l'appareil de la compaction est supposé être de nature statique. Or, il ne l'est pas, car la croûte terrestre se trouve en perpétuelle vibration.

Quelques expériences éclairent l'important rôle de la vibration dans le processus de la compaction des matériaux meubles. Examinons le comportement du matériau, de diverses grosseurs de grains, chargé, dans une éprouvette en verre, à sec et ensuite avec de l'eau, dans les condi-

tions d'immobilité du récipient ou en le soumettant aux vibrations de diverses intensités et de deux espèces : longitudinale et transversale.

Grâce à l'amabilité de M. le prof. J.-P. Daxelhofer (laboratoire d'essais des matériaux pierreux) et de M. le prof. Ch. Haenny (laboratoire de recherches nucléaires) à Lausanne, j'ai pu faire une série d'expériences avec du gravier, du sable et de l'argile.

Toutefois, je tiens à remarquer ici que les expériences au laboratoire, nécessairement simplifiées, ne tiennent compte que de l'effet de facteurs isolés. Par contre, dans la nature, les facteurs actifs sont multiples et, en plus, à chacun d'eux correspond encore un coefficient, inconnu par nous, qui représente la dose, dans laquelle ce facteur participe réellement à l'effet de l'ensemble. Ainsi, les expériences au laboratoire ne peuvent jamais prétendre à reproduire exactement les phénomènes géologiques. Ces expériences aident à comprendre certains aspects du phénomène examiné et ceci qualitativement, mais presque jamais quantitativement. Rappelons encore qu'un facteur de première importance, notamment le temps géologique, est absolument irréalisable par nos expériences au laboratoire.

Voici maintenant quelques-unes des conclusions obtenues par nos expériences.

a) Le mélange à l'état sec de gravier et de sable de diverses dimensions de grains étant soumis à une vibration montre une tendance manifeste à un classement granulométrique : le matériel le plus fin passe en bas, tandis que le matériel grossier est repoussé vers le haut.

b) L'expérience avec le même mélange, mais *humecté à fond* et recouvert, en plus, par une couche d'eau, aboutit à des résultats plus nuancés.

Si le diamètre du récipient est grand (30–40 cm) et l'épaisseur de la couche du mélange est relativement faible (3–5 cm), la vibration longitudinale produit un effet exactement inverse à celui décrit plus haut (a) : le gros matériel descend au fond et le matériel fin monte à la surface. Il se produit donc également un classement du matériel mélangé, mais avec une distribution granulométrique inverse. Dans le cas d'une vibration transversale, l'effet est le même qu'en a).

Mais si l'épaisseur du mélange (gravier-sable) augmente considérablement par rapport au diamètre du récipient, les conditions, déterminant le déplacement réciproque (de haut en bas et de bas en haut) des éléments de divers diamètres, changent.

Le frottement des particules crée une séparation du volume total du mélange, en couches ou en compartiments irréguliers. Le classement net n'est plus réalisable. Il est confus. La *compaction* du matériel sédimenté dépend de sa nature minéralogique, de sa granulométrie et de l'espèce de vibration. Un mélange de sable et de gravier resté en plein repos pendant des jours, n'est pas atteint par la compaction, ce que l'on constate en faisant un essai avec une aiguille. Par contre, une vibration même très courte (5 à 10 minutes), rétrécit le volume de ce mélange de 13–14 %, et rend ce dernier très compact. On ne réussit plus à traverser son épais-

seur avec une aiguille d'essai. Par conséquent, la vibration transversale rend les sédiments (sables et gravier) de plus en plus compacts, tandis que la vibration longitudinale facilite le maintien de l'état thixotropique.

Le comportement de l'*argile* est tout autre. Une vibration (transversale ou longitudinale) ne produit pas une compaction mais tend à maintenir l'argile dans l'état thixotropique.

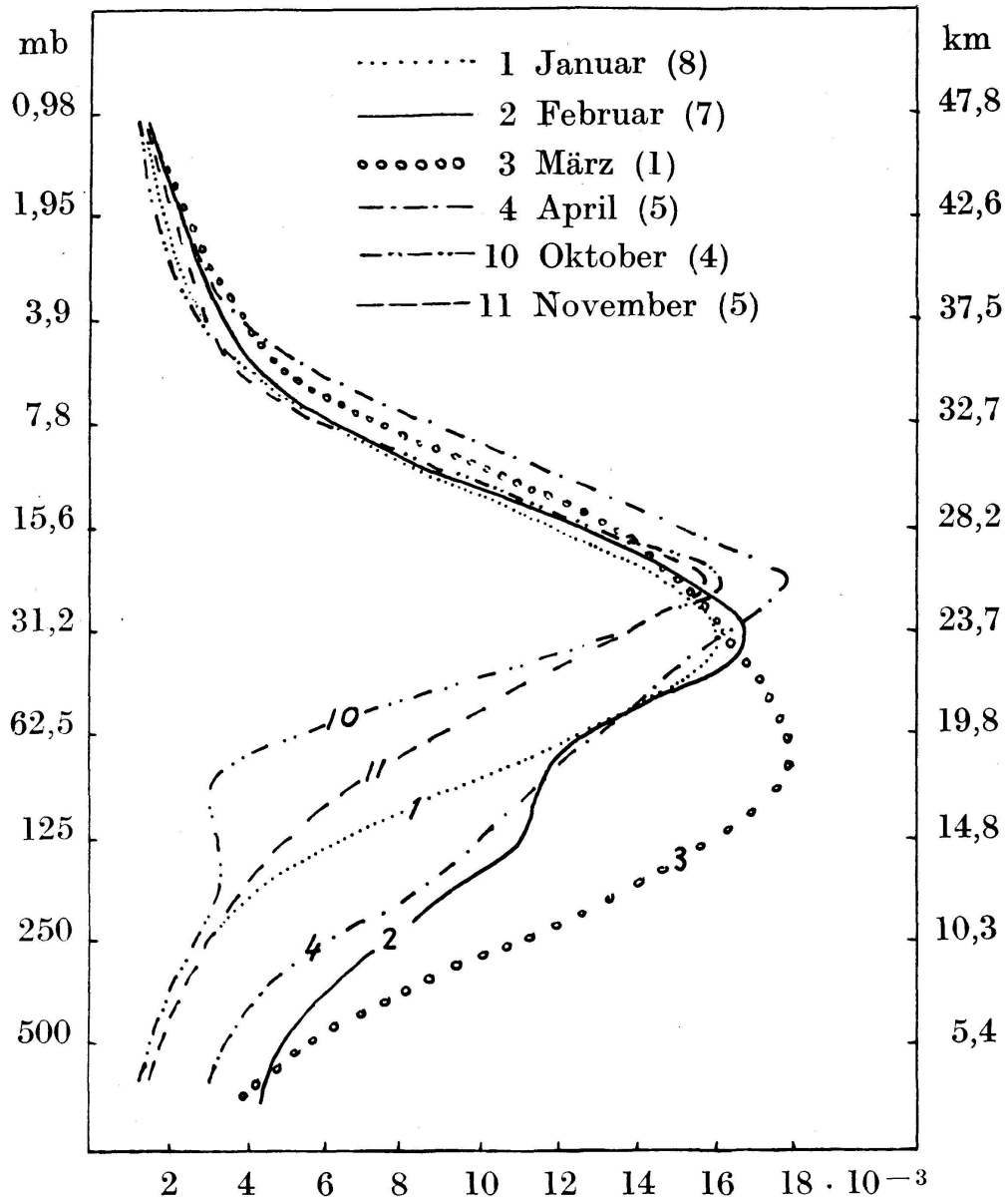
La découverte des *couches de sable* sur le fond marin à de grandes distances des rivages a soulevé un étonnement parmi les sédimentologues. L'explication de ce phénomène par les écroulements et les glissements sous-marins paraissait au début satisfaisante. Mais les sondages qu'effectuent les expéditions océanographiques rapportent de plus en plus fréquemment des découvertes des bancs de sable à de grandes distances des rivages et à grandes profondeurs de mer. La cause de ce phénomène ne peut être de nature accidentelle. Elle est sans doute générale. Et la vibration de la croûte terrestre présente cette explication générale. Le fond marin de la plate-forme continentale descend avec une très faible déclivité vers la zone abyssale. La vibration constante qui affecte cette plate-forme permet de la comparer à une table à secousses ou table de concentration des minerais qui effectue une séparation en fonction de la densité et du calibre des matières mélangées. Le matériau meuble placé sur cette gigantesque table se trouve en vibration perpétuelle, ce qui le classe et l'entraîne dans la direction opposée aux rivages.

9. HANS-U. DÜTSCH (Zürich). – *Vertikale Ozonverteilung aus Umkehrmessungen.*

Durch in Arosa seit bald drei Jahren ausgeführte *Umkehrmessungen*¹ wurde ein sehr umfangreiches, heute etwa 1000 Umkehrkurven umfassendes Beobachtungsmaterial gesammelt, das nach Weglassung der durch Bewölkung zu stark gestörten Messungen die Bestimmung von etwa 700 zu einzelnen Halbtagen gehörigen *vertikalen Ozonverteilungen* erlauben sollte. Um diese Auswertung möglichst einheitlich ausführen und um gleichzeitig den notwendigen Rechenzeitaufwand trotz einer Einteilung der Atmosphäre in eine möglichst große Anzahl von Schichten (9) auf ein erträgliches Maß reduzieren zu können, wurde ein für eine *digitale elektronische Rechenmaschine* geeignetes Auswertungsverfahren entwickelt.

Die Differenz zwischen der mit dem Dobsonapparat gemessenen Größe N und dem entsprechenden zu einer angenommenen Standardverteilung zugehörigen Wert N_0 kann als Funktion der Sonnenhöhe durch *Reihenentwicklung* nach dem Ozongehalt der einzelnen Schichten dargestellt werden. Die Lösung des *linearen Gleichungssystems*, das man durch Vernachlässigung der Glieder höherer Ordnung erhält, liefert Resultate, die, wie Testuntersuchungen zeigten, bei etwas stärkerer Abweichung der wirklichen Ozonverteilung von der Standardverteilung keine

¹ Ermöglicht durch Unterstützung durch das European Office, Air Research and Development Command, US-Air Force.



Mittlere vertikale Ozonverteilung für einige Monate in $\text{cm O}_3/\text{km}$ (neue Skala, Absorptionskoeffizienten nach Vigroux). Die dem Monat in Klammer beigefügte Zahl gibt die Anzahl der im Mittel enthaltenen Einzelfälle. Die gezeichneten Kurven entstanden durch Glättung der berechneten Blockverteilung.

genügende Genauigkeit besitzen. Mit Hilfe einer *Iterationsmethode* können aber noch Glieder zweiter Ordnung mitgenommen werden, wodurch die durch die Auswertungsmethode eingeführten Fehler auf ein tolerierbares, die Meßgenauigkeit kaum übersteigendes Maß gesenkt werden. Vor allem bei sehr geringem Ozongehalt der untersten Schichten ergibt die verbesserte Methode sehr beträchtliche Differenzen gegenüber der rein linearen Lösung, so daß sie trotz der Steigerung der notwendigen Rechenzeit um einen Faktor 5 angewendet werden muß. Das Resultat der Rechnung ist eine *Blockverteilung* des atmosphärischen Ozons in neun Schichten.

In einer ersten Auswertungsserie, die wesentlich zur *Ausprüfung* der Rechenmethode ausgeführt wurde, ist für etwa 35 Umkehrkurven die zugehörige vertikale Ozonverteilung berechnet worden. Wegen der geringen Zahl der enthaltenen Einzelwerte und der willkürlichen (dem Testzweck untergeordneten) Fallauswahl können die in der Figur wiedergegebenen mittleren monatlichen Verteilungen noch nicht als repräsentativ bezeichnet werden. Die folgenden Ausführungen sind mit diesem Vorbehalt zu verstehen.

Die *jahreszeitliche Schwankung* ist weitaus am größten unterhalb von 20 km (wobei das Maximum im frühen Frühjahr durch die Auswahl der Kurven – viele Fälle in arktischer Luft – überbetont sein dürfte). Dies ist dadurch bedingt, daß die photochemische Wirkung in diesen untersten Schichten gegenüber dem Einfluß von Luftströmungen – langfristig betrachtet also gegenüber dem Einfluß der *allgemeinen Zirkulation* – stark zurücktritt. Oberhalb des Ozonmaximums ist der jahreszeitliche Gang beträchtlich kleiner. Das Maximum scheint in den Sommer zu rücken, um allerdings in 40 km Höhe wieder ins Frühjahr zurückzukehren. Diese Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit der photochemischen Theorie, die z. B. in 30 km auch ungefähr dieselbe Differenz zwischen Maximum und Minimum (ca. 25 %) ergibt. Im Mittel ist demnach der Ozongehalt dieser hohen Schichten weitgehend *photochemisch* bedingt.

Die – *wetterhaften* – *Schwankungen* innerhalb der einzelnen Monate sind wiederum in den untersten Schichten weitaus am größten und nehmen mit der Höhe bis zu einem Minimum bei 40 km ab. Dies ist bedingt durch die mit der Höhe zunehmende Geschwindigkeit der photochemischen Wirkung. Merkwürdigerweise ist aber die Schwankung in der obersten Schicht wieder größer. Es ist möglich, daß dieser Effekt durch den durch die *Vernachlässigung der Mehrfachstreuung* entstehenden Fehler, der sich an der Obergrenze der Ozonschicht am stärksten auswirkt, nur vorgetäuscht wird. Ist er reell, so kann er *dynamisch* bedingt sein, indem hier der vertikale Gradient der relativen Ozonkonzentration besonders hohe negative Werte annimmt, oder er könnte im Zusammenhang mit durch *Sonnenaktivität* bedingten Schwankungen der UV-Strahlung stehen, die sich – wenn überhaupt – aus photochemischen Gründen nur in solchen Höhen auf die Ozonkonzentration auswirken können. Da diese Frage ein Hauptanliegen unseres Forschungsprogrammes bildet, muß eine Einbeziehung wenigstens der *Sekundärstreuung* in der Atmosphäre in unser Auswertungsverfahren unbedingt angestrebt werden.