

Section de Géophysique, Météorologie et Astronomie

Autor(en): [s.n.]

Objekttyp: **AssociationNews**

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

Band (Jahr): **129 (1949)**

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

3. Section de Géophysique, Météorologie et Astronomie

Séance de la Société suisse de Géophysique, Météorologie et Astronomie

Samedi, dimanche et lundi, les 3, 4 et 5 septembre 1949

Président: Dr W. BRUNNER (Kloten)

Secrétaire: J.-C. THAMS (Locarno-Monti)

1. JEAN LUGEON, PAUL ACKERMANN, MAX BOHNENBLUST (M. Z. A. Zurich, Payerne). — *La radiosonde suisse sans contact.*

Depuis 1946, nous sondons l'atmosphère suisse dès Payerne avec une radiosonde chronographique, qui comporte beaucoup d'améliorations sur les dispositifs antérieurs, fruits d'études théoriques et expérimentales publiées dans les « Annalen MZA » (1941—1947). Nous croyons avoir atteint maintenant le maximum d'exactitude des mesures de température, pression et humidité, qu'on peut demander à un équipage ne pesant que quelques centaines de grammes et atteignant l'altitude de 20 km. Les caractéristiques essentielles sont : haute précision dans la transmission des éléments d'une très faible constante de temps, grande régularité du mouvement d'horlogerie, suppression de tous les effets mécaniques parasites, suppression quasi complète du traînage thermique et des rayonnements intérieurs et extérieurs, caractéristiques simples des courbes d'étalonnage (lignes droites), nombreuses simplifications des manipulations au lâcher et à la suspension au ballon, élimination presque totale des coefficients de correction. Cela fut obtenu en partie par la substitution aux contacts habituels — causes de nombreuses sources d'inexactitudes — d'impulsions H. F. très courtes produites au passage de l'aiguille exploratrice sous les aiguilles des éléments, celles-ci formant au moment de leur superposition un petit condensateur dérégulant le circuit de transmission. Une description détaillée et un bréviaire des erreurs sont publiés dans les « Annalen MZA », Zurich 1948.

2. JEAN LUGEON (Zurich) et PAUL ACKERMANN (Payerne). — *Quelques mesures du traînage thermique dans la stratosphère.*

En 1943, l'un de nous découvrit (« Annalen MZA » 1943, GMA 1944) le *traînage thermique*, c'est-à-dire l'intrusion continue pendant son ascension de calories étrangères, puisées à ses organes de fixation, au thermomètre bimétallique de la radiosonde, au point de le réchauf-

fer démesurément et d'en rendre ses indications illusoires, dès et au-dessus de l'altitude d'environ 8,5 km. Ce phénomène étudié mathématiquement et reproduit intégralement dans des ascensions artificielles en caisson polytrophe est maintenant démontré définitivement dans la stratosphère elle-même. De 1945 à 1948, nous avons fait plusieurs séries d'ascensions jusqu'au-delà de 20 km. avec des ballons où étaient suspendues la radiosonde vieux modèle, à thermomètre vicieux, et une radiosonde portant un thermomètre électrique à fil résistant très fin, d'une vingtaine de mètres bobiné à larges mailles sur une croix de plexiglas, et pratiquement dénué de traînage thermique. Les différences de température trouvées entre les deux thermomètres sont de nuit de l'ordre de 4° à 10 km., 6° à 11 km. et 11° à 12 km. et confirment donc nos prévisions théoriques et expériences en atmosphère artificielle. Au-dessus de 12 km., où règne l'isothermie, la différence des températures s'atténue progressivement. Il en découle que l'atmosphère standard est certainement plus froide que celle indiquée par la C. I. N. A. et sa structure (inversion) est à reviser avec des thermomètres sincères, comme ceux que portent nos nouvelles radiosondes.

3. JEAN LUGEON (M. Z. A. Zurich). — Mission radiométéorologique en Argentine.

Grâce à l'esprit d'initiative de l'illustre directeur général de ses services météorologique, géophysique et hydrologique, A. Galmarini, le gouvernement argentin a adopté la radiométéorologie pour parer au manque d'observations météorologiques du Pacifique et de l'Atlantique Sud, dû aux lacunes de la navigation maritime et améliorer la diagnose du temps le long de la Cordillère des Andes, du Chaco à la Pampa et la Patagonie. Suivant les résolutions des conférences de l'O. M. I. (Varsovie 1935, Washington 1947), M. Galmarini me pria de tracer les bases de cette triangulation des perturbations du temps à grande distance, par l'enregistrement azimutal, d'intensité et de fréquence des parasites atmosphériques qu'elles font entendre à des milliers de kilomètres à la ronde. En fait, c'est l'adaptation à un empire météorologique splendide, s'étendant des régions subtropicales (Bolivie - Paraguay - Brésil) au climat subpolaire de la Terre-de-Feu, des procédés découlant d'un quart de siècle d'expériences en Europe, dans la mer glaciale arctique et au Sahara. Le réseau étudié sur place en mars et avril 1949 sera composé de deux triangles de recoupement ayant des bases de 800 à 1200 km.; au sud : Rio Gallegos, Comodore Rivadavia, Bariloche; au nord : Buenos-Aires, Cordoba, Corrientes. Ces six observatoires seront synchronisés par T. S. F. Ainsi on contrôlera de la capitale, minute par minute, l'activité orageuse et corrélativement les principaux déplacements des tempêtes, d'un large secteur de l'hémisphère austral, et beaucoup d'autres phénomènes commandant le temps de l'Amérique latine. Les radiogoniographes sont construits en Suisse par le Dr ing. Guido Nobile.

4. P.-L. MERCANTON (Lausanne). — *Les marées du Léman*. (Cf. aussi: P.-L. Mercanton, « Marées du Léman », Bull. S. V. S. N. n° 271, 1948, et « Encore les marées du Léman », ibidem n° 274, 1949.)

Toujours soucieux de perfection et malgré le peu d'ampleur que la marée lunisolaire devait y avoir, F.-A. Forel a consacré dans son « Léman » (vol. II) quelques pages à cette fluctuation du niveau du lac. Utilisant ses limnigrammes de Morges puis ceux de Plantamour à Sécheron-Genève, plus prometteurs en raison de la situation plus favorable de la station, Forel, en combinant les observations de nombreuses époques de syzygie, obtint les éléments numériques d'une fluctuation reconnaissable au cours du jour lunaire. Fluctuation bien faible d'ailleurs (3,7 mm. d'amplitude à Sécheron) et caractérisée par un seul maximum bien net. La présentation graphique des chiffres de Forel, que j'en ai faite, montre déjà un peu mieux l'allure du phénomène et sa réalité; il y avait intérêt à l'étudier de plus près et sur des documents meilleurs. J'ai trouvé ceux-ci au Service des eaux de la ville de Genève, chez les remarquables enregistrements de l'actuel limnigraphe de Sécheron, dont M. Paziani, directeur du service, a bien voulu me confier un mois entier, choisi parmi les plus calmes hydrologiquement. M. Proudman, professeur d'océanographie à l'Université de Liverpool, m'avait en effet offert le concours des analyseurs harmoniques de son observatoire pour l'étude des quelque 350 hauteurs des eaux d'un mois lunaire complet. Voici les résultats de cette recherche de précision, présentés selon l'usage :

Marées du Léman à Sécheron-Genève (lat. N 46° 14'; long. E. Gr. 6° 09'; zéro du limnigraphe RF, 370,600 m.). Mois lunaire centré sur le 25 décembre 1942. Niveau moyen limnimétrique du lac : 1362,9 mm.

H = demi-amplitude, en millimètres. α = angle de phase, en degrés sexg.

Désignations des composantes		Semis-diurnes		Diurnes	
		H	α	H	α
Lunaire principale	M ₂	1,33	96		
Solaire principale	S ₂	0,86	202		
Lunaire elliptique majeure	N ₂	0,47	1		
Lunaire elliptique mineure	L ₂	0,30	80		
Lunaire variationnelle	μ_2	0,84	22		
Lunisolaire de petits fonds	2SM ₂	0,42	258		
Lunisolaire	K ₁			0,65	44
Lunaire majeure	O ₁			0,38	231
Lunaire elliptique	Q ₁			0,75	349
Lunaire elliptique complémentaire	J ₁			0,78	117

Aux époques de syzygie, l'amplitude moyenne des marées de « vive eau », 2 (M₂ + S₂) est donc de 4,4 mm., chiffre un peu supérieur à celui que Forel avait trouvé et qui était d'ailleurs une moyenne.

Le rapport $K_1 + O_1 / M_2 + S_2 = 0,45$ classe la marée lémanique parmi les « mixtes » de van der Stok.

Il s'en faut toutefois que tous les termes du tableau soient de nature tidale. Certains rapports de composantes sont fort différents de ceux que la théorie des marées d'équilibre — et il ne peut s'agir pour le Léman que d'elles — exigerait. Notons aussi que pour M_2 l'angle de phase α qui devrait être 90° est ici 96° .

L'analyse des limnigrammes d'autres mois lunaires préciserait davantage ces points. Il ne semble pas toutefois que ce gain compenserait le gros travail à faire. Qu'il nous suffise donc d'avoir pu, grâce à MM. Proudman et Paziani, mettre en sûre évidence la marée lunisolaire chez le Léman.

5. N. OULIANOFF (Lausanne). — *Commentaires géologiques des résultats du nivellement dans la région Sierre-Montana-Sion effectué à la suite du séisme du 25 janvier 1946.*

Le tremblement de terre valaisan du 25 janvier 1946 a suscité un vif intérêt dans les milieux des séismologistes. Près de cent ans ont passé depuis le séisme, avec épicerne à Viège, qui avait été marqué d'une intensité comparable à celle du récent tremblement de terre. Or, il y a cent ans, la science séismologique ne disposait pas encore des précieux instruments d'investigations que nous utilisons actuellement.

Mais en dehors des problèmes dont la solution dépend des enregistrements des stations séismographiques, il y a les problèmes de caractère géologique et géodésique qui se posent aussi. En effet, chaque tremblement de terre provient d'un déplacement, à l'intérieur de la terre, des masses rocheuses. Quelle serait leur répercussion sur l'état général de la surface de la terre, c'est-à-dire de quelle valeur seraient les changements éventuels de niveau, à la suite d'un séisme donné ?

M. de Ræmy, ingénieur en chef au Service topographique fédéral, a posé ce problème au sujet du tremblement de terre du 25 janvier 1946.

La région épicerne de ce séisme se trouvait dans la vallée du Rhône, entre Sierre et Montana.

Dans ces régions, le nivellement général a été effectué par un cheminement au fond de la vallée du Rhône, entre Sion et Sierre, et ceci par quatre campagnes (en 1916, 1924, 1927 et 1947). En 1924, sur la demande du canton du Valais, un nivellement spécial avait été réalisé par le Service topographique fédéral. L'itinéraire de ce dernier (Sierre-Montana-Zens-Granges) comprend la région épicerne du séisme du 25 janvier 1946.

M. de Ræmy a fait procéder au nivellement de contrôle des deux itinéraires indiqués ci-dessus. Son travail, de grande importance scientifique, a été publié dans le « Bulletin de la Murithienne » (Sion), fascicule 65 (1947-48).

L'interprétation des résultats obtenus par M. de Ræmy ne pourrait se faire utilement qu'en se basant sur un examen des conditions géologiques qui caractérisent la position de chacun des repères.

M. de Ræmy lui-même s'exprime ainsi à ce sujet : « Il semble bien que l'importance des affaissements varie de place en place en fonction de la nature du sol et en fonction des fondations sur lesquelles reposent les constructions portant les repères. Aussi croyons-nous que les géologues ne pourront déduire les conclusions certaines de ces mesures qu'après une étude approfondie des conditions particulières de chaque repère ayant fait l'objet d'une comparaison. »

J'ai saisi l'invitation de cet auteur pour soumettre à un examen détaillé la position des repères du nivellement. Des 59 points pour lesquels le calcul des altitudes a été effectué, j'ai pu examiner, sur place, les conditions géologiques de 53 repères.

Le rapport détaillé de mes observations est reproduit dans le « Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles »¹, volume 64, n° 274 (1949), pp. 275—294, ainsi que dans le n° 94 du « Bulletin des Lab. de géol., minéral., géophys., et du Musée géol. de l'Université de Lausanne » (1949).

Les résultats ainsi obtenus se classent en deux groupes distincts :

1° ceux qui se rapportent au nivellement de précision dans la vallée du Rhône, entre Sion et Sierre, et

2° ceux du nivellement secondaire suivant le cheminement Sierre-Montana-Lens-Granges.

Les deux nivellements se basent sur le même point de repère considéré comme « inamovible ». Ce repère est scellé dans le mur de l'hôtel de la Gare à Granges.

Sauf quelques points à St-Léonard et à Granges, la ligne principale du nivellement Sion-Sierre comprend de nombreux repères situés sur le terrain meuble (alluvion, glaciaire, éboulement). Les changements de niveau constatés pour ces repères doivent être attribués au tassement des terrains meubles.

Il serait à désirer que le Service topographique consulte les géologues avant de fixer les repères sur les lignes des nivellements de précision.

La comparaison des résultats des nivellements de précision de 1916 et 1927 dans la région de Sion marque un exhaussement des points de repère. Or, on ne voit aucune explication plausible à ce phénomène d'exhaussement, explication fondée sur l'analyse des conditions séismologiques et géologiques. Peut-être ne faudrait-il attribuer ce résultat qu'à une erreur systématique de l'opération sur le terrain.

Le nivellement sur la ligne secondaire Sierre-Montana-Lens-Granges a fait constater partout le tassement de terrain qui s'est produit entre 1924 et 1947.

¹ N. Oulianoff : « Considérations géologiques sur l'altimétrie dans la région Sierre-Montana-Sion, après le séisme du 25 janvier 1946.

Cependant les repères, sur ce cheminement, ne se trouvent pas partout dans des conditions géologiques favorables. Les repères à Sierre, Mura, Veraz, Venthône, Laques, Mollens, Randogne et Montana sont situés sur des dépôts de terrains meubles. Cela explique l'affaissement de terrain qui varie entre 2 et 169 mm. Il est caractéristique que les affaissements considérables de Randogne et de Mura, qui se chiffrent par les valeurs de 113 à 169 mm., affectent les repères situés sur de fortes épaisseurs de terrain meuble non consolidé. Les affaissements constatés représentent le plus probablement le tassement normal des formations non consolidées, tassement qui se produit sous l'influence des chocs séismiques répétés ainsi qu'à la longue par suite de l'activité des eaux d'infiltration.

Le comportement des repères à Lens, à Flanthey et à Granges présente un tout autre intérêt. Ces repères sont fixés dans les roches en place. Les affaissements constatés, allant de 20 à 50 mm., ne sont alors que les manifestations du changement de niveau de plus grandes surfaces, et ceci sous l'influence d'importantes forces.

Géologiquement, la zone entre Lens et Granges est caractérisée par l'existence de couches de gypse. Dans l'épaisseur de ces dernières se trouvent de nombreuses cavités assez considérables. Ainsi, l'ensemble de la zone en question est marquée par une moindre solidité des masses rocheuses. Le tassement de ces masses rocheuses se produirait tout naturellement sous l'influence des chocs séismiques. Par conséquent, il ne s'agirait là que de l'effet d'une structure géologique localisée. Ce serait une erreur d'y voir une manifestation de compensation isostatique.

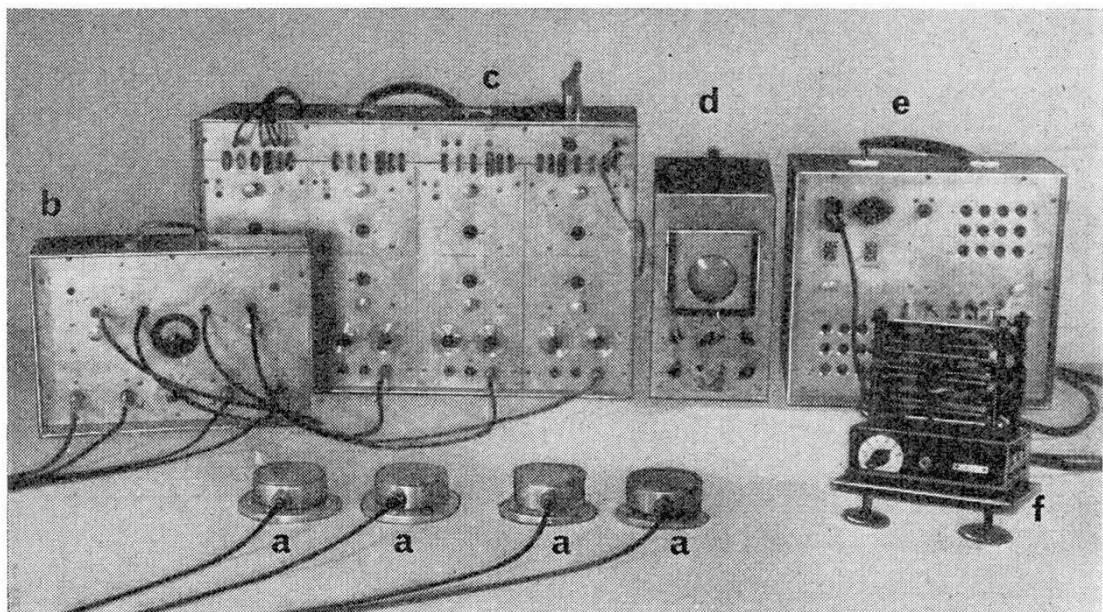
Ainsi, la seule région pour laquelle le nivellement répété a donné des résultats intéressants est celle de Lens-Granges. Toutefois, il serait nécessaire de procéder, d'ici quelque 10 ou 15 ans, à un nivellement de contrôle. Comme les lignes Sion-Sierre et Sierre-Montana-Lens ne présentent pas une sécurité suffisante quant à la position des points de repères, seul un court cheminement entre Granges et Lens pourrait fournir les nouvelles observations pour reprendre la discussion des causes éventuelles du tassement qui affecte cette région.

6. FRITZ GASSMANN (Zürich) und MAX WEBER (Wohlen/Aargau). — *Kristallbeschleunigungsmesser des Instituts für Geophysik der ETH.*

Im Institut für Geophysik der Eidg. Technischen Hochschule in Zürich sind in den letzten Jahren Beschleunigungsmesser gebaut worden, die sich sowohl für Erschütterungsmessungen wie auch für angewandte Seismik als geeignet erwiesen haben. Der Empfänger der mechanischen Schwingungen besteht aus einer Kombination von Seignettesalzkristallen, die beim Auftreffen von Erschütterungen auf Biegung beansprucht wird und zusammen mit einem Vorverstärker in eine wasserdichte Kapsel von 8,5 cm Durchmesser und 3 cm Höhe eingebaut ist. Der Kristallbieger ist praktisch ungedämpft und besitzt eine

Eigenfrequenz von ca. 3500 Hz (= 3500 Schwingungen pro Sek.). Seine Schwingungen werden über einen Meßverstärker auf einen Zeiger übertragen, der ebenfalls aus Seignettesalz besteht, aber auf elektrische Spannungsschwankungen mit Torsion reagiert. Der Zeiger trägt ein Spiegelchen, das die photographische Registrierung der Schwingungen vermittelt. Bei maximal eingestellter Empfindlichkeit wird eine Beschleunigung von $0,05 \frac{\text{mm}}{\text{sec}^2}$ noch mit 1 mm Ausschlag registriert, und

zwar im mechanischen Frequenzbereich von 1—400 Hz mit einem Fehler von höchstens 1 %. Im gleichen Bereich beträgt die Phasen-



a Beschleunigungsmesser	d Kathodenstrahloszillograph
b Kontrollgerät	e Netzanschlußgerät
c 4-Kanal-Verstärker	f Kristallzeigerblock

verschiebung höchstens 6° . Bei der angegebenen maximalen Empfindlichkeit werden mechanische Schwingungen von n Hz mit $\frac{4\pi^2}{0,05} \cdot n^2$ -facher

Amplitudenvergrößerung, also z. B. solche von 10 Hz mit 80 000-facher und solche von 100 Hz mit 8-millionen-facher Vergrößerung registriert. Jeder Beschleunigungsmesser wird im Institut mit eigens dafür gebauten Schwingungseinrichtungen geprüft und geeicht. Die Registrierung erfolgt für eine Reihe von Beschleunigungsmessern gemeinsam mit einer Zeitmarkierungsvorrichtung, bestehend aus einer Geißlerröhre und einem rein elektrischen Oszillator. Die Anzahl der Impulse pro Sek. kann der Papiergeschwindigkeit angepaßt werden, die nach Wahl bis $3 \frac{\text{m}}{\text{sec}}$ betragen kann. Die ganze Apparatur, bestehend aus einigen Beschleunigungsmessern und zusätzlichen Geräten für visuelle Kontrolle

mit Kathodenstrahloszillograph, Sprengmomentmarkierung usw., wird mit 220 Volt und 50 Perioden Wechselstrom betrieben. In Fällen, in denen kein Netzanschluß möglich ist, wird der Strom von einem benzinelektrischen Aggregat, das 2000 Watt Leistung abgibt, geliefert.

Die Apparatur hat sich in der Praxis sehr gut bewährt. Sie ist verwendbar für Erschütterungsmessungen aller Art, wie z. B. für die Messung der Erschütterungen von Straßendecken, Gebäuden, Fahrzeugen, Brücken, Maschinen, aber auch für Sprengseismik auf kürzere Distanzen, z. B. für Baugrunduntersuchungen. Interessant ist auch die Anwendung auf biologische Probleme. Die Apparatur konnte mit Erfolg zur Messung der Schwingungen von Wasserbassins und damit zur Messung der Vitalität von Fischen verwendet werden (Ulrich A. Corti und Max Weber, Untersuchungen über die Vitalität von Fischen. Schweiz. Zeitschrift für Hydrologie, Vol. XII, Fasc. 1/2, 1949, Mitteilung Nr. 13 aus dem Institut für Geophysik). Näheres über Theorie, Aufbau und Eichung des Beschleunigungsmessers findet man in der Publikation: Max Weber, Beitrag zur Messung von Erschütterungen. Diss. ETH und Mitteilung Nr. 14 aus dem Institut für Geophysik, Helvetica Physica Acta, Vol. XXII, Fasc. 4, 1949.

7. HANS RÖTHLISBERGER (Zürich). — *Messung der Geschwindigkeit elastischer Wellen in Sandstein.*

Es wäre erwünscht, von den wichtigsten schweizerischen Gesteinen möglichst genaue Angaben über die seismische Geschwindigkeit zu besitzen, und zwar unter Berücksichtigung der geologischen Faktoren im weitesten Sinn, wie Mineralbestand, Struktur, Textur, Druck, Temperatur, mechanischer Zustand, Verwitterungsgrad und Feuchtigkeit. Sehr erleichternd bei diesen Messungen wäre die Möglichkeit von Laboratoriumsbestimmungen, die wegen dem nicht ideal elastischen Verhalten der Gesteine bis heute noch nicht besteht. Es erscheint daher gegeben, Untersuchungen über elastische Wellen im Gestein im Feld und Laboratorium parallel durchzuführen. Das Institut für Geophysik hat im Juni 1948 mit der Untersuchung von Molassesandstein in Stafelbach (Kt. Aargau) begonnen, im Winter darauf wurden Versuche mit Berner Sandstein (Ostermundigen) im Laboratorium angestellt, und im Juni dieses Jahres wurden weitere Untersuchungen mit der neu ausgebauten Apparatur im Feld angeschlossen (Ostermundigen). Die wichtigsten vorläufigen Resultate stammen von hier. Bei der Wahl des Molassesandsteines als Untersuchungsobjekt waren verschiedene Umstände maßgebend. Er ist leicht zugänglich, in den großen mittelländischen Steinbrüchen stehen ebene Gesteinsfronten zur Verfügung, wie sie sonst kaum in diesem Ausmaß gefunden werden können, und das Gestein ist relativ homogen und leicht zu bearbeiten.

In Ostermundigen wurde unter Mithilfe von dipl. Ing. W. Kellenberger und Spezialmechaniker R. Berger im großen Steinbruch südöstlich der Ortschaft gearbeitet, wo z. B. der Stein für das Polytech-

nikum gebrochen worden ist. Nach Ed. Gerber liegt der Bruch im oberen Burdigalien. Die ausgebeutete Gesteinsbank ist zirka 50 m mächtig und bildet die Unterlage einer ausgeprägten Terrasse, welche mit wenig Grundmoräne bedeckt ist. Der Stein ist im Tagbau gewonnen worden, so daß senkrechte ebene Gesteinsfronten und horizontale Böden gebildet worden sind. Es kommen drei Sandsteinvarietäten vor, die sich durch die Farbe unterscheiden. Der gelbe Stein liegt zuoberst (Oxydationszone), der blaue unter dem Grundwasserspiegel (Reduktionszone) und der graue bildet die Übergangszone. Um in einheitlichen Bereichen zu bleiben, wurden an verschiedenen Stellen gerade Profile von durchschnittlich 20 m Länge gelegt. Es wurde vor allem Wert darauf gelegt, die ersten Einsätze von durch Sprengung erzeugten Erschütterungen scharf zu erhalten. Als Instrumente dienten Beschleunigungsmesser (s. Referat von Fritz Gaßmann und Max Weber), die in 5 m Abstand befestigt wurden. Die Ladungen bestanden meistens aus 40 g Sprenggelatine und wurden elektrisch gezündet. In Staffelbach hatte sich gezeigt, daß die Explosionsdauer über die geforderten Schranken hinaus variiert (bis 3 Millisec. im Extremfall). Daher wurden die Laufzeiten nicht auf den aus der Zündung ersichtlichen Explosionsbeginn bezogen, sondern auf ein Nullpunktinstrument in 1 m Entfernung von der Sprengstelle. Es ließ sich so ein mittlerer Fehler von zirka 0,1 Millisec. für die Einzelmessung erreichen, die Geschwindigkeiten wurden bei 5 m Distanz auf 2 bis 3 %, bei 20 m auf 0,5 bis 1 % genau erhalten. Im gelben Sandstein wurden auf diese Weise 24 m unter der Oberkante an zwei vertikalen Wänden Geschwindigkeiten

von 2,0 bis 2,5 $\frac{\text{km}}{\text{sec}}$ gefunden. Die Werte sind für 20 m Distanz nur

wenig größer als für 5 m (um 3 bis 4 %), d. h. die Geschwindigkeit nimmt im Bergesinnern nur langsam zu. Damit in Einklang steht, daß die Werte auf einem horizontalen Boden (komplett entlastet) nur wenig

kleiner sind (um 2,1 $\frac{\text{km}}{\text{sec}}$). Hingegen wurden im grundwassergesättigten

blauen Gestein andere Werte gefunden (2,8 $\frac{\text{km}}{\text{sec}}$; bei einer

Großdistanzmessung auf 200 m sogar $3,075 \pm 0,06 \frac{\text{km}}{\text{sec}}$). Eine stär-

kere Anisotropie konnte nicht festgestellt werden (2,0 $\frac{\text{km}}{\text{sec}}$ im Ver-

tikalprofil gegenüber 2,1 $\frac{\text{km}}{\text{sec}}$ bei einem dasselbe kreuzenden Hori-

zontalprofil). Hingegen fielen die Werte in der Verwitterungszone gegen

die Oberkante der Bank zu beträchtlich, nämlich auf zirka 1 $\frac{\text{km}}{\text{sec}}$.

In einigen speziellen Fällen konnten durch Zurückschrauben der Empfindlichkeit auch die S-Einsätze (Transversalwelle) erhalten werden. Es

ergab sich ein Verhältnis von $\frac{v_P}{v_S} = 1,75 \pm 0,05$ entsprechend einer Poissonschen Konstanten von $0,258 \pm 0,005$.

Bis jetzt wurden im Laboratorium mit Hilfe von Beschleunigungsmessern einige Schwingungsversuche an Sandsteinstäben von $4 \times 4 \times 80$ cm ausgeführt. Der einseitig eingespannte Stab wurde angestoßen, und aus der Eigenfrequenz wurde die Geschwindigkeit für Longitudinalschwingungen im Stab berechnet. Der Wert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit im dreidimensionalen Raum liegt höher, nach der im Feld bestimmten Poissonschen Konstanten um ungefähr 7 %. Auf diese Weise müßte man aus den Laboratoriumsmessungen bei allen drei Gesteinvarietäten auf seismische Geschwindigkeiten von $1,85 \frac{\text{km}}{\text{sec}}$ und weniger schließen. Beim Durchnässen der Gesteine fallen die Werte weiter um zirka 40 %, was in direktem Gegensatz zu den Feldbeobachtungen steht. Der Grund zum unterschiedlichen Verhalten von kleinen Versuchsproben und dem Anstehenden soll näher untersucht werden. (Ein genauer Bericht über die Untersuchungen an Sandsteinen folgt andernorts.)

8. GUSTAVE SWOBODA (Lausanne). — Über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.

Die Vorstellungen, die seit etwa einem Jahrzehnt von der Chicagoer Schule um *C.-G. Rossby* entwickelt werden, sind imstande, unsere Kenntnis von der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre grundsätzlich zu beeinflussen. Sie lassen sich unter dem Begriff der Lehre vom « Jet stream » (Strahlstrom) zusammenfassen. Die bisherigen Ergebnisse, über die der Referent berichtete, stützen sich auf die Tatsache, daß man mit Hilfe der Gradientwindgleichung eine erhebliche westöstliche Zonalwindkomponente in der Übergangshöhe zwischen der polaren und tropischen Tropopause errechnen kann. Ein erster Hinweis auf ein solches zentriertes Westwindmaximum findet sich bereits in *Bjerknes'* Physikalischer Hydrodynamik 1933. Die fortschreitende Verdichtung des nordamerikanischen Radiosondennetzes während des letzten Krieges und nachher hat es einer Forschergruppe in Chicago, und namentlich *E. Palmén*, ermöglicht, zu zeigen, daß das Westwindmaximum im Mittel und besonders in markanten Fällen eine im Vergleich zu unseren früheren Vorstellungen so unerwartete Intensität und Konzentration aufweist, daß es zur dominierenden Erscheinung und zum regulierenden Faktor der außertropischen Zirkulation werden muß.

In diesem Sinn haben weitere Untersuchungen ergeben, daß das Westwindmaximum als die Achse eines hochtroposphärischen Strömungsgürtels angesehen werden kann, welcher die Halbkugel in mittleren Breiten umschließt und in ständiger mäanderförmiger Wellenbewegung begriffen ist. Zeitweise bilden diese Wellen tiefe zyklonale

Tröge nach Süden oder antizyklonale Keile nach Norden aus, welche dann selbständige kalte zyklonale Wirbel gegen niedrigere, bzw. warme antizyklonale Wirbel gegen höhere Breiten ausstoßen können («Cutting off»-Prozeß). Diese Wirbel werden als Hauptfaktor des großräumigen meridionalen Luftaustausches angesehen, und es muß weiteren Untersuchungen anheimgestellt bleiben, inwieweit dieser Mechanismus vereinbar ist oder zusammenhängt mit den von der Polarfrontlehre als Austauschträger angesehenen antizyklonalen Kaltluftvorstößen, bzw. zyklonalen okkludierten Warmluftkörpern.

Vom theoretischen Standpunkt aus wird seitens der Chicagoer Schule das Zustandekommen und Vorhandensein des Strahlstroms als Ergebnis eines ununterbrochenen isentropischen Austauschs von Wirbelmomenten zwischen hohen und niedrigen Breiten erklärt, welcher zu dem nunmehrigen meridionalen Windprofil, statistisch erfaßt, führen müsse. Dieses Windprofil repräsentiere somit ein erzwungenes zonales Zirkulationssystem innerhalb der Polarlufthaube, das an seinem Südrand — wo sich in der unteren Troposphäre die Polarfrontfläche und darüber das Westwindmaximum befinden — hart an der Grenze der Trägheitsstabilität eines zirkulären Wirbels liegt. Dabei wird ferner angenommen, daß im Einzelfalle beim Eintritt der Instabilität am genannten Südrand vertikale Bewegungen auftreten, welche zu einer weiteren Solenoidkonzentration mit Frontregenerierung oder Frontneubildungen führen und dadurch gegebenenfalls die Ausscheidung der großen zyklonalen Austauschwirbel (s. o.) einleiten.

Die Entwicklung der Ergebnisse der Chicagoer Schule wurde an Lichtbildern und Tafelzeichnungen veranschaulicht. Es wurde betont, daß die Methode der Radiowindmessungen es nun ermögliche, den errechneten Zonalwind empirisch zu verifizieren, und darauf hingewiesen, daß die theoretischen Grundlagen der neuen Zirkulationslehre nicht nur einer weiteren Vertiefung, sondern auch einer systematischen Auseinandersetzung mit anderen modernen Theorien der allgemeinen Zirkulation bedürfen.

9. GIAN A. GENSLER (MZA Kloten). — Süd-Nord-Überquerung der Schweizer Alpen durch einen Tiefdruckwirbel und von Kaltfronten im Herbst 1948.

Bei schwachem Druckgradient und heller Witterung über Mitteleuropa begann am 2. September 1948 auf der Alpennordseite der Luftdruck, infolge einer Kaltfront, zu einem irischnen Tief mit 990 mb gehörend, bis nachts um 6 mb zu fallen; auf den Alpen und im Tessin jedoch nur wenig. Dies führte in der Nacht auf den 3. zu geschlossener Bewölkung am Alpensüdfuß und zum ersten Regen. Der 3.9. war in der ganzen Schweiz trübe bei einem N/S-Druckgradient bis zu +5 mb. Am Spätnachmittag erreicht die zirka 2000 m mächtige Kaltluft die Alpennordseite und löst in der Warmluft einige Gewitter aus. Gleichzeitig tritt diese Polarluft mit 80 km/h in den Golf de Lion hinaus und be-

ginnt dort mit einem bereits am 2.9. angedeuteten Warmlufttief die bekannte Zyklonogenese. So setzt bereits gegen 21 Uhr im Tessin ein Gewitter ein, der Druck fällt an der Riviera bis 2 mb in 3 Stunden. Der N/S-Druckgradient wird positiv, so daß am 4.9. auch auf der Alpennordseite trübe Witterung herrscht, zumal die Kaltluft hier infolge starken Absoges durch das Rhonetal stagniert und weder München, noch die Säntishöhe je erreicht.

Eine stark südliche Windströmung im 3000- und 6000-m-Niveau bezieht sogar afrikanische Wüstenluft in die Zirkulation (Tunesien $+27^{\circ}$ C am Boden am Frühmorgen, $+8^{\circ}$ C in 3200 m). Diese bewirkt mit ihren 90 km/h nicht nur eine anormale Konvergenz und Instabilität (Westalpen Wolken von zirka 500 bis 8000 m) mit der 13° kälteren Polarluft, sondern bewegt am 4. das ganze neue Tiefdrucksystem unerwarteterweise von der Riviera am Spätnachmittag direkt über die Walliser und Zentralalpen ins westliche Bayern.

Der Übergang über die Alpen wird mit einem 6 bis 8 Stunden vor dem Druckminimum einsetzenden Temperaturfall (5°) bei starken Niederschlägen im Wallis begonnen (Zentrumskonvergenz); im Tessin und Engadin durch die aus Süden um 17—18 Uhr herumgreifende Kaltfront. Bei typischem Rückseitenwetter wurde das Tessin in 7 Stunden dann mit 4 mb Kaltluft aufgefüllt, darauf floß sie um 03 Uhr des 5. mit bis 140 km/h in 4000—6000 m über die Alpen nordwärts über, vom primären Druckanstieg 1 bis 2 Stunden gefolgt, der bis 22 Uhr anhielt. Bei anhaltender Föhnlage erfreute sich die Alpennordseite an recht sonnigem Wetter, auf den 6. verschwanden alle Wolken im Tessin bei leichtem Nordföhn.

Am Spätnachmittag des 28.10.48 passierte eine weitere Kaltfront, vom 31.10. auf den 1.11. eine Okklusion von Süden her die Alpen. Im ersten Fall sank die Temperatur in den Alpen bei anhaltendem mäßigen Südwind um 4° , die Bewölkung nahm stark ab. Im zweiten Fall war ebenfalls die rasche Bewölkungsabnahme über den Alpen markant. Der Ablauf der Wetterlage ähnelt besonders im ersten Fall demjenigen vom 3./5.9.; das Studium der Wolkenentwicklung ist in solchen Lagen speziell aufschlußreich.

10. GIAN ALFRED GENSLER et RAYMOND SCHNEIDER (C. S. M., Kloten).
— *Sur la formation de lignes de grains préfrontales.*

A l'avant d'un front froid, on observe souvent dans le secteur chaud, à une distance de l'ordre de 200 à 500 km. à l'avant du front, la formation d'une ligne de grains préfrontale caractérisée par une forte activité du genre tropical. Le mécanisme de formation de ces lignes n'est pas encore entièrement compris à l'heure actuelle, et leur prévision si importante pour la météorologie aéronautique est toujours très difficile à faire. Au cours de ces dernières années, nous avons observé à plusieurs reprises le passage à travers la Suisse de telles lignes préfrontales, toutes liées à des situations du sud-ouest.

En étudiant en détail les cas du 25 octobre 1948 et du 29 mai 1949, nous avons pu expliquer la formation de ces lignes de grains au-dessus de la Suisse.

Dans les deux cas, sous l'action d'un anticyclone, situé sur les Balkans et d'une dépression centrée sur le nord de l'Ecosse, il se produit un fort appel d'air tropical saharien et d'air tropical maritime ; ces deux masses d'air, de température potentielle identique ou presque, sont astreintes à se mouvoir en ligne droite vers le N.-N. E., ce qui, par suite de l'augmentation de la force de Coriolis, produit une augmentation de la convergence, d'après le théorème du «vorticity» de Rossby, augmentation non négligeable, étant donné les forts vents régnants en altitude. D'autre part, dans l'air tropical sec, les sondages montrent de nombreuses couches en état d'instabilité, notamment dans la haute troposphère et, pour autant que l'humidité puisse augmenter, il se formera des zones d'accumulation de particules glacées, qui à un moment donné, pourront se mettre en mouvement vers le bas.

Le 25 octobre 1948 p. ex., nous avons noté une telle couche instable de 6000—6800 m. avec une température de -20° et de -28° ; or, on admet qu'à ces températures-là il peut y avoir solidification directe de la vapeur d'eau lorsque les masses d'air sont suffisamment impures. Du 24 au 25 oct. 1948, M. Gensler a observé un net changement de la coloration du ciel, de bleu foncé le 24 à bleu blanchâtre le lendemain matin, ceci en l'absence de nuages, changement que nous attribuons à la présence de cristaux de glace. L'augmentation de l'humidité à l'avant de la perturbation, soit dans l'air continental, a lieu par transport à différents niveaux d'air humide provenant de la zone de convergence et contenant des particules glacées ; celles-ci arrivant dans une zone plus calme, mais instable, tombent sous l'action de leur poids en s'accéléralant, puisqu'elles sont continuellement plus froides que l'air ambiant ; à un certain niveau elles se vaporisent. Le déclenchement brusque des Cb et des orages est dû à l'entrée en contact de ces particules solides avec des Cu normaux produits par réchauffement diurne ; puis le phénomène une fois déclenché, il s'accélère encore par soulèvement de l'air chaud à l'avant de la perturbation par étalement de l'air divergent frais et humide tombant au sol avec les chutes de pluie. C'est aussi à cette poussée d'air frais qu'il faut attribuer les forts coups de vent qui se produisent au passage de la ligne de grains.

Il est intéressant de constater enfin que c'est dans de telles lignes de grains préfrontales que la plupart des tornades ont été observées aux Etats-Unis.

11. MAX BOUËT (Montana). — *Le reflux postfrontal dans la vallée du Rhône.*

Certains coups de vaudaire (vent du sud-est) dans le Bas-Valais et sur le Haut-Lac Léman se produisent peu après le passage d'un front froid ou d'un grain orageux pénétrant dans la vallée du Rhône.

L'analyse du phénomène conduit à admettre que l'air froid qui a remonté la vallée reflue vers l'aval lorsque la hausse de pression post-frontale a atteint son maximum en Valais. Le courant, allant apparemment en sens contraire de celui du gradient général de pression en Suisse, obéit de fait à un gradient local éphémère, dirigé du Valais vers le Léman, au moment où l'air froid commence à franchir la chaîne des Alpes pennines.

Une étude détaillée de la vaudaire a paru dans le « Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles », vol. 64 (1949), et l'exposé du mécanisme ci-dessus décrit sera donné dans le « Bulletin de la Murithienne ».

12. WALTER SCHÜEPP (Observatorium Davos). — Der Luftdruckvariograph als Hilfsmittel bei der Wetteranalyse.

Im Rahmen einer Föhnuntersuchung wurden in Glarus auch die Schwankungen des Luftdruckes von $\frac{1}{2}$ bis 60 Min. Schwingungsdauer mit einem Leuchtgasvariographen nach *W. Schmidt* registriert. Diese Registrierungen können entweder durch Klassifizierung nach Kurvenbildern (*Henneberger*) oder durch Frequenzanalyse statistisch erfaßt werden. Bei der Frequenzanalyse werden die Tagesmittel der Amplituden in 7 Bereichen von $\frac{1}{2}$ Min. (Windzacken) bis 60 Min. Schwingungsdauer abgeschätzt. Ergänzend werden noch das größte, resp. kleinste Stundenmittel der Gesamtamplituden und eine Kurvencharakteristik (Gewitternase, Front, Wellenzüge, rhythmische Wiederholung, gleichzeitig mit Windzacken auftretende Schwingungen von 2 bis 4 Min. Dauer, variables Kurvenbild, starke Änderung der Amplitude im Laufe des Tages) bestimmt. Diese Frequenzanalysen lassen sich in 24 Variogrammtypen klassifizieren und einer typischen Wetterlage zuordnen (wobei diese Zuordnung nicht an allen Orten dieselbe zu sein braucht). Ähnlichen Wetterlagen entsprechen ähnliche Ergebnisse der Frequenzanalyse, wobei aber das Variogramm vorwiegend auf Höhenwind (Fortpflanzung und Amplitude der Wellen mittlerer Schwingungsdauer), Luftdruckverteilung, Föhnsituation und Bewölkungsverhältnisse anspricht, während bei den üblichen Wetteranalysen Fronten und Luftmassen an erster Stelle stehen. Auf Grund der Frequenzanalysen lassen sich die Variogrammtypen zu folgenden vier Hauptgruppen zusammenfassen :

Hauptgruppen	Gesamtamplitude	Verhältnis der Amplituden der 5—14 Min.-Wellen zu jenen d. 15—60 Min.-Wellen	Charakteristik
1. Ungestörte Lage	klein	A_{5-14} kleiner als A_{15-60}	
2. Föhnlage u. Warmfront	mittel bis groß	A_{5-14} größer als A_{15-60}	
3. Gewitterlage und Kaltfront	groß	A_{5-14} viel kleiner als A_{15-60}	Gewitternase oder Front
4. Kaltluftlage	mittel	A_{5-14} kleiner als A_{15-60}	

Während für die Beurteilung der Wetterlage gerade die Verhältnisse der Amplituden verschiedener Wellenlängenbereiche zueinander wichtig sind, bestätigt sich für Schwankungen zwischen 3 und 60 Min. Dauer im Mittel die Regel von *Courvoisier*: Frequenz \times Amplitude = const., oder bei Berücksichtigung der Frequenzabhängigkeit der Empfindlichkeit für Schwingungsdauern über 5 Min. *Registrierte Amplitude* = const.

Mit besonderem Erfolg kann die Klassifizierung der Frequenzanalyse in 24 Variogrammtypen bei meteoropathologischen Untersuchungen angewandt werden, wobei sich die Zusammenfassung in vier Hauptgruppen bewährt.

Der Variograph erweist sich auch als ein geeignetes Instrument zur Erfassung der Großwetterlagen und ihrer lokal bedingten Abwandlungen. Für den laufenden Prognosendienst lassen sich wertvolle Schlüsse ziehen.

13. MARIO BOSSOLASCO (Mailand). — *Die Häufigkeit elektrischer Entladungen bei Gewittern.*

Verschiedene Forscher, besonders in England und Amerika, haben in den letzten Jahren Untersuchungen darüber angestellt, wie sich die mittlere Häufigkeit der Erdblitze pro km² und Jahr (F) zu der mittleren jährlichen Anzahl der Gewittertage (N) verhält. Wie die folgende Tabelle zeigt, stimmen die Ergebnisse gar nicht miteinander überein. So erhielt man in:

USA (<i>E. D. Sunde</i>) . . .	N = 35	F = 3,2
England (<i>R. H. Golde</i>) .	N = 12	F = 2,3
(<i>J. S. Forrest</i>) .	N = 12	F = 0,47
Sachsen } (<i>V. Fritsch</i>) .	N = 21	F = 0,79
Hamburg }	N = 19	F = 0,65

Aus den von mir im vergangenen Jahre bearbeiteten Gewitterbeobachtungen der Po-Ebene aus der Periode 1880—1888 ging schon hervor, daß die oben angegebenen Werte, selbst für Gegenden mit sehr starker Gewittertätigkeit, zu groß sind. Die in diesem Sommer mit Entladungszählern (Ceraunometer) nach *Schonland* und *Gane* vorgenommenen Untersuchungen in der Voralpengegend und an der Riviera bestätigen dies. Wenn man die an diesen Orten gefundenen Ergebnisse auch nicht verallgemeinern darf, so wird die mittlere Erdblitzhäufigkeit F in Norditalien doch kaum größer als 0,25 sein, wobei $N = 25$, F also höchstens $\frac{1}{100} N$ ist.

Dieses Ergebnis findet auch eine Bestätigung durch *H. Israël* (« Wetter und Klima », Heft 5/6, 1948), der als wahrscheinlichsten Wert für SW-Deutschland eine mittlere Häufigkeit der Erdblitze von etwa 60/h angibt, also nur $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ der von *C. E. P. Brooks* mitgeteilten 200 Blitze pro Gewitter und Stunde.

14. MARIO BOSSOLASCO (Mailand). — *Niederschlagsperioden und die Erhaltungstendenz des Wetters durch Alpen und Apenninen.*

Durch die Arbeiten von E. Wanner und H. Uttinger sind die Niederschlags- und Trockenperioden einiger Schweizer Orte statistisch eingehend untersucht worden^{1, 2}. Das gleiche Verfahren wurde nun auf die Stationen Mailand, Genua und Chiavari angewendet. Die Ergebnisse finden sich in folgender Tabelle. Es sind hier auch die Werte von Zürich und Lugano aufgeführt worden, um zu zeigen, wie sich die Verhältnisse von den Alpen über die Po-Ebene bis zur Riviera ändern. h bedeutet die mittlere Anzahl der nachfolgenden Regentage, das ist die um 1 verminderte mittlere Periodenlänge, d die *Ansteckung* nach G. Polya.

	CHIAVARI 1901—1930	GENUA 1901—1930	MAILAND 1901—1930	LUGANO 1901—1940	ZÜRICH 1901—1940
h	1,08	1,09	1,34	1,50	1,85
d	1,72	1,53	1,50	1,53	1,84

Obwohl die benützte, international empfohlene Klimaperiode von 1901—1930 mit jener der schweizerischen Stationen nur teilweise übereinstimmt, haben die Ergebnisse, was die mittlere Anzahl der nachfolgenden Regentage anbetrifft, doch allgemeine Gültigkeit. Während in Zürich die mittlere Länge der Niederschlagsperiode fast drei Tage beträgt (2,84), wurde an der Riviera nur eine solche von zwei Tagen (2,08) festgestellt. Von besonderem Interesse ist die Tatsache, daß für Genua für die Perioden 1840—1870 und 1871—1900 höhere h-Werte, nämlich 1,15, bzw. 1,12 gefunden wurden. Das deutet auf eine größere Niederschlagstätigkeit in jenen Zeiträumen hin.

Offenbar wird die « Ansteckung » stark durch « Ausnahmefälle » beeinflusst. Das erschwert einen Vergleich der d-Werte der italienischen mit den schweizerischen Stationen. An der Riviera spielen auch die orographischen Verhältnisse eine große Rolle: Die d-Werte betragen hier für die Perioden 1841—1870 und 1871—1900 1,43, bzw. 1,33. Schon G. Hellmann hat auf die große Unregelmäßigkeit der Niederschlagsverteilung von Genua hingewiesen.

15. THEODOR ZINGG (Weißfluhjoch, Davos). — *Klimatische Schneegrenze und Winterniederschläge.*

Im Zusammenhang mit der Frage der Dauer der Schneedecke im Prätigau ergab sich die Ermittlung der klimatischen Schneegrenze auf Grund langjähriger Beobachtungen, welche die Rhätische Bahn seit 1891 nahezu lückenlos durchführt.

¹ E. Wanner: Beiträge zur meteorol. Statistik, Vierteljahrschr. der Nat. Gesell. in Zürich, 1940, S. 15—28.

² H. Uttinger: Die Niederschlagsverhältnisse der Südschweiz 1901—1940, Annalen der Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt, 1945.

Die Schneegrenze ist jene Linie, oberhalb welcher im Verlaufe der Zeit mehr Schnee fällt als wegschmilzt oder verdunstet. Man spricht von temporärer Schneegrenze, wenn die Zeitspanne kurz bemessen ist. Handelt es sich um eine Zeitspanne mehrerer Jahre oder gar Jahrzehnte, so spricht man von klimatischer Schneegrenze unter der Bedingung, daß sich die Beobachtungen auf ein horizontales Feld mit normaler Schneedecke und Exposition beziehen. Alle übrigen Schneegrenzen müssen unter den Begriff örtliche Schneegrenzen fallen. Die bisherige Bestimmung der klimatischen Schneegrenze erfolgte fast ausschließlich an Hand der bestehenden Kartenwerke oder von Einzelbeobachtungen. Die Resultate aus den Kartenwerken müssen zu falschen Ergebnissen führen, da die jetzigen Firn- und Gletscherflächen nicht mehr den heutigen klimatischen Verhältnissen entsprechen und als Relikte angesehen werden müssen.

An Hand der Dauer der Schneedecke in verschiedenen Meereshöhen ergibt sich für das Prätigau folgende empirisch ermittelte Gleichung :

$$b = 0,0125 x^2 + 2,79 x - 0,2 \quad (\text{Beginn der Schneedecke})$$

b bedeutet die Zahl der Tage andauernder Schneedecke vor 31.12.

x ist gleich der Höhe in Hektometern über Meer.

$$e = 0,23 x^2 - 1,85 x + 86 \quad (\text{Ende der Schneedecke})$$

e = Tage nach 1.1.

Für die Gesamtdauer ergibt sich durch Addition die Gleichung:

$$D = 0,2425 x^2 + 0,94 x + 85,8.$$

Setzen wir für D 365 Tage ein, so erhalten wir eine Meereshöhe von 3200 m. Die bisherigen Angaben für die gleiche Region lauten auf 2700—2800 m. Die Beobachtungen zeigen, daß in Höhen von 2700 bis 2800 m horizontale Flächen stets 1 bis 2 Monate und mehr schneefrei sind.

Diese Tatsache zeigt, daß die winterlichen Niederschläge zu gering sind, um unter natürlichen Expositionen und Lagen Firnfelder unter 3200 m zu bilden. Bestehende Felder oder Gletscher rühren deshalb entweder von Schneeverwehungen her, die andernorts einen Abtrag bedeuten, oder es handelt sich um Relikte aus frühern Perioden, die gegenwärtig von Jahr zu Jahr an ihrer Masse einbüßen, was durch die Beobachtungen bestätigt wird. So müssen eine ganze Reihe von Gletschern auf der S-Seite des Grenzkamms Glarus-Graubünden auf Verwehungen zurückgeführt werden. Ferner ist interessant, daß in den Urner Alpen gerade jene Gletscher den temporären Schwankungen unterworfen sind, deren Nährgebiet im NW bis N liegt, während die übrigen Gletscher fast ausschließlich zurückweichen. Für eine höhere Schneegrenze spricht auch die Verschiedenheit der Höhendifferenz zwischen Waldgrenze und bisher angenommener Schneegrenze.

Die Schneegrenze lag im Dezennium 1891—1900 eher noch etwas höher, als dem 50jährigen Durchschnitt entspricht. Eine Depression

liegt im Dezennium 1910—1920, deren Größenordnung um 150 bis max. 200 m beträgt. In den letzten Jahren nimmt die Dauer der permanenten Schneedecke in Höhenlagen nach den minimalen Werten der dreißiger Jahre wieder zu. Parallel mit dieser Erscheinung gehen auch die mittleren Schneehöhenmaxima. Die neuerliche Ausdehnung der Winter reicht aber noch lange nicht zur Behebung des Gletscherrückganges. Beobachtungen an frisch gefällten Bäumen im Davosergebiet wie im Safiental zeigen, daß der Holzzuwachs diese Schwankungen ebenfalls mitmacht. Alte Bäume zeigen in den Jahren um 1830 bis gegen 1850 außergewöhnlich starken Zuwachs, was mit jenen Gletscherhöchstständen in gutem Einklang zu stehen scheint. Es dürfte sich lohnen, auch diesen Zusammenhängen näher nachzugehen.

16. H. G. CANNEGIETER (De Bilt, Holland). — *Der Verlauf des Wetters nach Tagesmitteln.*

In einer früheren Mitteilung¹ hat der Verfasser gezeigt, daß die Mittelbildung nach Dekaden die charakteristischen Merkmale des Wetters in den verschiedenen Jahreszeiten besser zum Ausdruck bringt als die nach Monaten.

Im Laufe der vergangenen zwei Jahre wurden nun die Dekaden- und Tagesmittel von De Bilt (Holland) für die Periode 1849—1948 berechnet.

Der Vergleich der Dekadenmittel für die Teilperioden 1849—1898 und 1899—1948 zeigt, daß diese stark von den Werten für das ganze Jahrhundert abweichen. Daraus muß man schließen, daß sich auch im Wetterablauf Klimaänderungen vollziehen. Es gibt Singularitäten, die in allen Teilperioden der Jahrhundertreihe erkennbar sind, neben solchen, welche sich nur noch in den kürzeren Perioden, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen zeigen, so daß sie sich in der Jahrhundertreihe kompensieren. Diese letzteren Singularitäten sind an bestimmte Klimaperioden gebunden und ändern sich bei Klimaschwankungen.

Die Dekadenmittel der Periode 1901—1930 zeigen einen ganz abweichenden Charakter.

Die Berechnung der Tagesmittel der Temperatur gibt den mittleren Verlauf des Wetters während des ganzen Jahrhunderts und in seinen Teilabschnitten wieder. Dieser mittlere Verlauf weicht stark von der glatten, durch die Monatsmittel gezogenen Kurve ab. Der Vergleich des Wetterablaufes von Sommer und Winter für die hundertjährige Reihe und für die letzte Hälfte des vorigen wie auch für die erste des jetzigen Jahrhunderts zeigt bei einigen Daten markante Singularitäten neben solchen, die in den beiden erwähnten Teilreihen entgegengesetztes Vorzeichen haben und also verschiedenen Klimaperioden angehören.

Ein Vergleich mit dem Wetterlauf der Periode 1901—1930, dargestellt nach Tagesmitteln, bestätigt diese Auffassung.

¹ Verhandlungen der SNG, Genf, 1947, S. 68.

17. F. W. P. GÖTZ und G. PERL (Arosa). — *Dunst und Staub nach Filtermessungen der Sonnenstrahlung.*

Im Zuge der Bemühungen, als strenges Trübungsmaß¹ die Anzahl N , den Radius ρ und die Art (feuchter Dunst D und trockener Staub St) der Trübungspartikel zur Geltung zu bringen, haben wir außer den grundlegenden spektralen nun auch einfache Filtermessungen der Sonnenstrahlung mit Michelsonaktinometer herangezogen. Bei den bisherigen komplexen Trübungsbestimmungen² ist dies ja das übliche. Der Trübungskoeffizient nach Ångström, der voraussetzt, daß sich der verhältnismäßige Anteil von Dunst und Staub nicht ändert, läßt eine weitere Unbekannte frei für die Bestimmung des Wasserdampfgehalts. Wenn wir hingegen Dunst und Staub gesondert berechnen, weil ihre spektralen Eigenschaften gänzlich verschieden sind, müssen wir auf eine gleichzeitige Ableitung des Wasserdampfgehalts (precipitable water) verzichten und ihn als bekannt voraussetzen, wofür der Bodendampfdruck bekanntermaßen nur eine sehr rohe Grundlage bietet. Auch ist die Zahl der Staubpartikel insoweit relativ, als ihnen eine Partikelgröße $0,58 \mu$ zugrunde gelegt ist und die Zahl etwa dem Quadrat der Partikelgröße invers ist.

In Einheiten von 10^6 finden wir durch die gesamte Atmosphäre (N pro cm^2) folgende Anzahl von Dunstpartikeln N_D und Staubpartikeln N_{St} :

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
	$N_D + N_{St}$	$N_D + N_{St}$	$N_D + N_{St}$	$N_D + N_{St}$
Potsdam	18,9 + 1,6	26,7 + 2,0	29,3 + 1,8	21,5 + 1,6
Arosa	1,5 + 0,5	4,3 + 0,6	4,9 + 1,1	1,7 + 0,9
Jungfrauoch			2,3 + 0,3	

Die Abnahme mit der Höhe folgt keiner einheitlichen Exponentialformel, sondern ist am Boden stärker, wie schon Wigand bei den Kondensationskernen fand; es lassen sich also nicht ohne weiteres die homogene Höhe einer Dunst- oder Staubatmosphäre und die Anzahl der Partikel pro cm^3 angeben.

Im Gegensatz zum Trübungskoeffizienten versagt unser Verfahren auch nicht bei außergewöhnlichen Vorkommnissen, wie etwa Saharastaubfällen. Beim Staubeinbruch des 25. Juni 1938, dessen Anschwellen von seinem Beginn an verfolgt werden konnte³, betrug N_{St} um 8, 9, 11, 12 und 14 h sukzessive 1,9, 3,3, 4,7, 5,6 und $6,2 \cdot 10^6$ Partikel/ cm^2 . Am 28. Mai 1942, einem auch durch v. Ficker⁴ erwähnten Staubfall, war ebenfalls in Arosa im Tagesmittel $N_D = 6,7 \cdot 10^6$ und N_{St} in starker Erhöhung gegenüber den Normalwerten unserer Tabelle = $7,1 \cdot 10^6$.

¹ F. W. P. Götz, Optics of the turbid atmosphere, Intern. Union Geod. Geophys. Meteor. Assoc., Oslo, 1948.

² O. Hoelper, Atmosph. Trübungs- und Wasserdampfbestimmungen nach Filtermessungen der Sonnenstrahlung. Wiss. Abh. Reichsamt f. Wetterd. V, Nr. 10, 1939.

³ H. Glawion, Forsch. und Fortschr. 15, 35, 1939, Abb.

⁴ v. Ficker und de Rudder, Föhn- und Föhnwirkungen. Leipzig, 1946, S. 47.

18. J. O. FLECKENSTEIN (Basel-Binningen). — *Zur Reduktion der Polhöhenbeobachtungen nach der Struve-Niethammerschen Methode.*

Bei Stationsbeobachtungen und insbesondere bei Meßreihen zur Bestimmung der Polhöenschwankungen sind die Formeln, welche zur Berechnung einer Einzelpolhöhe dienen¹, nicht praktisch. Wenn die mittlere Polhöhe der Beobachtungsstation φ_0 bekannt ist, empfiehlt es sich, aus den Differentialbeziehungen im astronomischen Dreieck die wahre Momentanpolhöhe $\varphi = \varphi_0 + d\varphi$ abzuleiten. Benutzt man nur Passagenbeobachtungen zur Bestimmung der Polhöhe, so sind die Sterndurchgänge im ersten Vertikal zu beobachten. Aus dem Cotangentensatz, welcher die vier aufeinanderfolgenden Stücke Polhöhe φ_0 , Poldistanz p , Azimut a und Stundenwinkel t des Sterns im astronomischen Dreieck verbindet, folgt

$$\sin t \operatorname{ctg} (180 - a) = \operatorname{ctg} p \cos \varphi_0 - \sin \varphi_0 \cos t,$$

wobei t und a aus den Beobachtungen zu bestimmen, während p und φ_0 gegeben sind. Die Differentialgleichung des Cotangentensatzes läßt sich nun in der Form schreiben

$$\sin z \, da = -\sin q \, dp + \cos q \sin p \, dt - \cos z \sin a \, d\varphi + [i \cos z], \quad (1),$$

wobei der eingeklammerte Term als Projektion des Neigungsfehlers i zu der des Azimutfehlers da auf den Sterngrößkreis, nämlich zu $\sin z \, da$, noch zu addieren ist. Im ersten Vertikal ($a = 90^\circ$, resp. 270°) gilt die Beziehung $\sin p \cos q = \sin \varphi \sin z$. Da nun in $dt = dU + du - d\alpha$ die dU und $d\alpha$ sowie dp für die benützten Fundamentalsterne Null gesetzt werden können, so nimmt (1) die Form an

$$\sin z \, da = \sin \varphi \sin z \, du \mp \cos z \, d\varphi + i \cos z \begin{cases} *W \\ *E. \end{cases}$$

Es kann $da = da_0 - (a^* - a_0)$ gesetzt werden, wenn a genau 90° ist, während a^* das Azimut des Sternes im Moment der Passage des Axenäquators darstellt. Dann bleibt die Beziehung

$$\sin z \, da_0 - du \sin \varphi \sin z \pm \cos z \, d\varphi - i \cos z = (a^* - a_0) \sin z \begin{cases} *W \\ *E, \end{cases}$$

in welcher nun die Azimutdifferenz $(a^* - a_0) \sin z$ wegen $\Delta a \sin z = \Delta t \sin \varphi \sin z$ auf die Differenz des beobachteten Stundenwinkels der Sternpassage durch den Axenäquator t und des Stundenwinkels im ersten Vertikal t_I , der a priori aus $\cos t_I = \operatorname{ctg} p \operatorname{ctg} \varphi_0$ berechnet werden kann, zurückführbar ist. Also folgt

$$(da_0 - du \sin \varphi) \sin z - i \cos z \pm \cos z \, d\varphi = (t - t_I) \sin z \sin \varphi \begin{cases} *W \\ *E. \end{cases} \quad (2)$$

Im Falle, wo die Neigung i durch Reflexionsbeobachtungen am Quecksilberhorizont eliminiert wird, bleibt statt i nur noch die sogenannte

¹ Vgl. Th. Niethammer, Die genauen Methoden der astronomisch-geographischen Ortsbestimmung (Basel, 1947), S. 106—114.

« Biegungskollimation » wirksam, für welche dann das Vorzeichen bei der Okularfolge N/S oder S/N berücksichtigt werden muß, wenn vor dem Umlegen der Fernrohraxe das direkte und nach dem Umlegen das reflektierte Sternbild beobachtet wird².

19. ANDRÉ RENAUD (Lausanne). — *Contribution à l'étude du grain de glacier.*

La fusion de la glace de glacier commence toujours à la surface des « grains ». Aussi, la masse d'un glacier dont la température est au voisinage du point de fusion n'est-elle qu'un agrégat de cristaux de glace séparés par un film liquide.

De 1932 à 1949, l'auteur a prélevé et étudié environ 60 échantillons de glace sur divers glaciers suisses, dans des conditions très variées, en particulier dans le laboratoire de glace de la Station scientifique du Jungfrauoch et dans diverses galeries glaciaires. Soumis à une fusion fractionnée, ces échantillons ont livré tout d'abord l'eau issue de la pellicule des grains, puis celle des parties centrales. La conductivité électrique globale de l'eau pelliculaire est constamment supérieure à celle de l'eau provenant du centre des grains. L'auteur en conclut que *le grain de glacier est l'association d'un cristal de glace pure et d'une saumure adhérente*, vérifiant ainsi les hypothèses de *Quincke* (1905) et de *Buchanan* (1908) sur la formation de la glace naturelle et artificielle.

La détermination des substances contenues dans la pellicule des grains n'a été effectuée que pour un petit nombre d'échantillons prélevés en 1949 dans un laboratoire de glace creusé par les soins de la S. A. l'Energie de l'Ouest-Suisse (E. O. S.) dans le glacier de Z'Mutt (Valais). Séparé de la surface par une épaisseur de glace de 40 m., ce laboratoire a fourni de la glace saine soustraite aux influences atmosphériques et aux infiltrations d'eau de surface. L'analyse chimique polarographique a permis d'y déceler la présence des ions Cl^- , NH_4^+ , Na^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} , cités ici par ordre de concentration décroissante. Entraînés lors de la fusion dans une masse d'eau égale au dixième de celle des grains et correspondant à l'enlèvement d'une pellicule d'une épaisseur égale aux 35 millièmes du diamètre des grains, ces ions ont une concentration totale de 10 à 12 mg. par dm^3 . La conductivité globale de ce film salin est de 10 à $13 \cdot 10^{-6}$ Mhos/cm. Mais il est fort probable que la présence de la saumure est limitée à une zone pelliculaire plus petite et strictement périphérique, ce qui accroît d'autant son rôle dans le mécanisme d'écoulement des glaciers tempérés. Le centre des grains livre une eau d'une pureté remarquable, dont la conductivité globale n'est, pour les échantillons étudiés au glacier de Z'Mutt, que de l'ordre de $1 \cdot 10^{-6}$ Mhos/cm. L'auteur présume que les impuretés

² J. O. Fleckenstein, Polhöenschwankungen 1945/46 in Basel, Exper. V (1949), S. 279—281.

décelées dans la pellicule des grains de glacier sont essentiellement d'origine atmosphérique.

L'auteur a enfin observé que la pellicule saline est moins concentrée dans la langue glaciaire que dans la glace du névé. Son élimination progressive dans les régions basses et plus chaudes est sans doute en relation avec la croissance des grains, qu'elle facilite.

20. P.-L. MERCANTON (Lausanne). — *Applicabilité de la formule de Somigliana pour la prédétermination de l'épaisseur d'un glacier.*

Dès 1921, à une époque où les forages glaciaires se heurtaient encore à de grandes difficultés et où l'on ne sondait pas encore systématiquement, l'éminent théoricien Carlo Somigliana a tenté de doter la glaciologie d'une formule capable de fournir au moins la valeur de la profondeur maximum des glaces sur une section transversale dont on connaîtrait la largeur, la vitesse maximum de « mouvement » superficiel et la pente générale du cours glacé sur le dit profil. Cette formule s'écrit :

$$z = \frac{l \sqrt{2 \mu v}}{\sqrt{(\rho g \sin i)^2 - 2 \mu v}}$$

avec l = demi-largeur du profil; z = profondeur maximum; v = vitesse superficielle maximum; i = angle de pente; μ = coefficient de viscosité de la glace; ρ = densité de celle-ci et g = accélération de la pesanteur.

Si la connaissance de l et de v n'offre en général guère de difficulté, celle de i demeure fort aléatoire, car la force entraînant l'écoulement glaciaire ne saurait relever uniquement de la pente de la surface non plus que de celle, d'ailleurs quasi inconnue, du lit sous-jacent. Les disciples de Somigliana, en introduisant pour i la notion de pente des barycentres des sections, ont peut-être raison; encore faut-il connaître approximativement la pente du lit. Le barycentre d'une section transversale dépend de la forme de la section; pratiquement la pente s'y confond d'ailleurs assez bien avec la moyenne des inclinaisons de la surface et du lit de la section envisagée. La formule de Somigliana se base sur l'hypothèse d'un écoulement purement visqueux de la glace dans une gouttière rectiligne d'inclinaison uniforme i , et de section en demi-ellipse de demi-axes horizontal l et vertical z . Si la section d'une auge glaciaire de nos Alpes correspond volontiers à ce schéma géométrique, le profil longitudinal de nos glaciers s'en écarte beaucoup dans leurs parties basses, en général.

L'application de la formule a donné des résultats tantôt satisfaisants tantôt fort éloignés de la réalité connue ultérieurement. Les occasions et possibilités suffisantes de vérification sont rares. Divers sondages glaciaires effectués en Suisse durant la dernière décennie ont

fourni des données convenant à cette vérification. Elle peut se faire par le simple calcul de la valeur du coefficient de viscosité afférent à chaque cas. Je l'ai fait pour divers profils transversaux des glaciers de l'Unteraar, du Rhône, du Mont-Collon, du Tsigiorenouve, du Bas Glacier d'Arolla, du Gorner.

Les valeurs de μ obtenues se groupent autour de la valeur 1×10^{14} C. G. S. entre un minimum de $0,32 \times 10^{14}$ (Rhône, profil bleu, barycentre) et un maximum de $1,27 \times 10^{14}$ (Tsigiorenouve). D'autre part, on remarque une tendance à diminution de μ vers l'aval, et ceci assez régulièrement.

On en inférerait volontiers que l'avance des masses inférieures n'est pas due à la seule déformation visqueuse, mais à un complément de poussée « a tergo » avec glissement.

Le détail des vérifications sera donné ailleurs.

21. P.-L. MERCANTON (Lausanne). — *L'accroissement du grain du glacier.*

Depuis cinq quarts de siècles qu'*Hugi* a dévoilé la structure granulaire du glacier, réponse définitive n'a pas été donnée encore à une question primordiale : « L'accroissement graduel du cristal d'eau au cours du périlleux voyage qui l'amène des cimes au front du glacier, a-t-il été favorisé ou, au contraire, entravé par le « mouvement » de celui-ci ? » C'est pourquoi toute documentation, même ancienne, garde son prix et ceci m'enhardit à sauver de l'oubli quelques observations originales que j'ai recueillies, en 1897 déjà, à la Mer de glace de Chamonix et présentées à l'époque à la Société vaudoise des sciences naturelles.

Je m'étais avisé alors que la mesure de la grosseur du grain le long d'un profil transversal de la langue d'un grand glacier à marche rapide pourrait jeter quelque lumière sur une éventuelle interaction du « mouvement » et de la texture granulaire de la masse glacée. *Emden* avait apporté dès 1880 la preuve que les éléments d'un agrégat cristallin d'eau congelée peuvent agrandir bien qu'au repos complet et « in vitro » à la seule condition de subir des fluctuations de température entre leur point de fusion et quelques degrés au-dessous, soit des alternances de gel et de dégel. La fréquence et la durée des fluctuations conditionnent la rapidité d'accroissement des grains, soit le vieillissement de la macrostructure. Or, le grain du glacier est soumis à de telles variations de température, de saison en saison, de jour en jour et du jour à la nuit dans l'écorce superficielle du dissipateur — pour ne parler que de lui — et vraisemblablement dans la profondeur aussi. Pour la surface, le facteur principal semble être le jeu complexe de la radiation solaire, directe ou réverbérée par les rives, d'une part et le rayonnement propre du glacier vers l'espace d'autre part. Chez les masses profondes ce serait la chaleur de déformation dégagée par le « mouvement ».

Je pouvais donc escompter des différences de taille moyenne des grains du milieu et des marges d'un profil transversal du dissipateur, et, à priori, que cette taille serait plus grande au bord qu'au centre parce que les glaces bordières sont exposées davantage, en saison chaude, aux variations journalières de la radiation et aussi parce qu'ayant « voyagé » plus longtemps elles sont plus âgées. Si au contraire l'écoulement glaciaire était le facteur dominant de sa croissance, le grain se montrerait plus gros au milieu du fleuve glacé où le « mouvement » est plus rapide.

Le 8 novembre 1897 j'ai récolté sur le profil transversal du Montanvers 14 relevés satisfaisants du grain par un procédé imaginé par *F.-A. Forel* et que voici : on choisit sur le glacier un élément de surface montrant bien la séparation capillaire des grains et aussi plan que possible. On pose dessus, mais sans qu'elle touche, une vitre bien propre et avec une plume chargée d'encre à copier on répète sur elle les linéaments de la texture granulaire, vus à la perpendiculaire; les minimes erreurs de parallaxe inévitables se compensent d'ailleurs dans l'ensemble sans compromettre sérieusement la donnée statistique cherchée. Quand l'encre est bien sèche on tire des épreuves sur papier, comme à la presse à copier. Rien ne sera plus aisé ensuite que de planimétrer les grains choisis et de les dénombrer.

Voici sommairement les résultats moyens obtenus en 1897 à la Mer de glace:

I. Bord droit, cinq relevés à une trentaine de mètres de la rive :
Surface moyenne $S = 65 \text{ cm}^2$. Nombre moyen N des grains = 39. Taille moyenne $T = 1,68 \text{ cm}^2$ par grain.

II. A quinze mètres du bord interne de la moraine marginale de droite ; deux relevés :

$$S = 27 \text{ .— } N = 57 \text{ .— } T = 0,47 \text{ .—}$$

III. Six relevés au *centre* du profil :

$$S = 11,5 \text{ .— } N = 36 \text{ .— } T = 0,32 \text{ .—}$$

IV. Bord gauche, deux relevés à environ 25 mètres de la rive :

$$S = 59 \text{ .— } N = 72 \text{ .— } T = 0,83 \text{ .—}$$

Le résultat est net : le grain était, en coupe moyenne, quelque quatre fois plus large à la marge du glacier qu'au milieu ; en volume il était donc environ huit fois plus gros. Ces premières constatations, qui semblent d'ailleurs en accord avec celles récentes de *Gérald Seligman* (*Journal of Glaciology*; mars 1949) attendent la confirmation par de nouvelles mesures, plus nombreuses et sur d'autres glaciers. Si elles apportent cette confirmation, il faudra bien admettre que l'accroissement du grain ne dépend pas, ou très secondairement seulement, du « mouvement » glaciaire.