

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 177 · Nr. 2

EXPEDITION GLACIOLOGIQUE INTERNATIONALE AU GROENLAND

E. G. I. G. 1957—1960 Vol. 5 No. 3

ETUDES PHYSIQUES ET CHIMIQUES
SUR LA GLACE
DE L'INDLANDSIS DU GROENLAND 1959

PAR

A. RENAUD

Avec des contributions de

S. AEGERTER, B. ALDER, W. DANSGAARD, J. GEISS, E. GOLDBERG,
N. GROEGLER, B. HUGHES, C. LINDT-MUEHLEMAN, L. MERLIVAT, G. NIEF,
H. OESCHGER, P. PEIKER, E. ROTH et E. SCHUMACHER

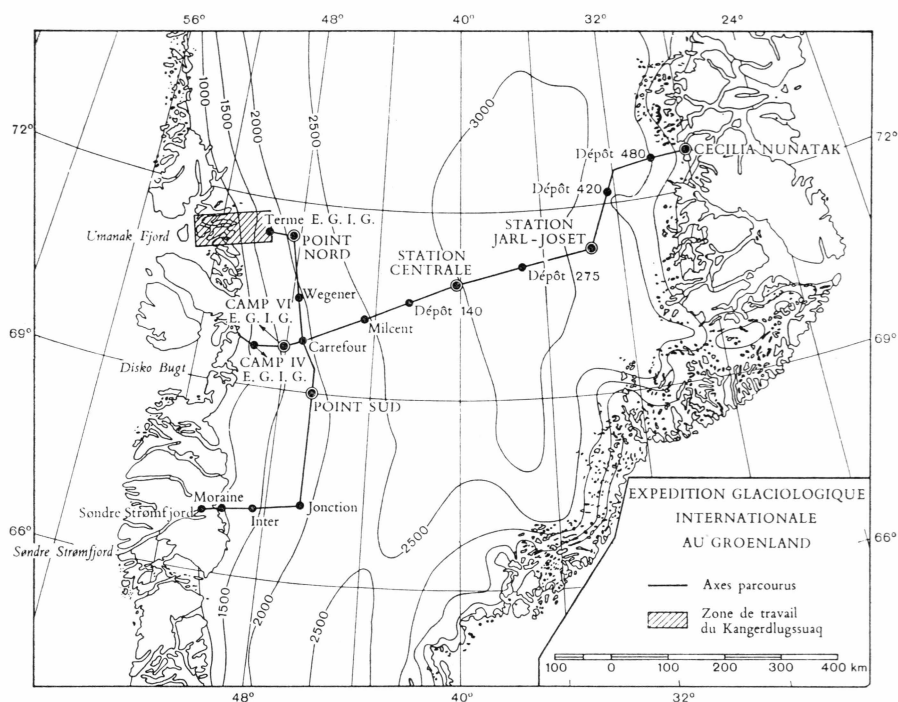
AVEC 6 PHOTOS, 27 FIGURES ET 15 TABLES DANS LE TEXTE
ET 12 PLANCHES ET 1 APPENDIX HORS-TEXTE

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1969



EXPEDITION GLACIOLOGIQUE INTERNATIONALE AU GROENLAND 1957-1960

Réalisation technique:
EXPEDITIONS POLAIRES FRANÇAISES
(Missions PAUL-EMILE VICTOR)

L'EXPEDITION GLACIOLOGIQUE INTERNATIONALE AU GROENLAND est une expédition commune à un certain nombre d'organismes scientifiques des pays suivants: Allemagne, Autriche, Danemark, France et Suisse. Créée en 1956, elle fut autorisée par le Gouvernement de Danemark et patronnée par L'ASSOCIATION INTERNATIONALE D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE.

La direction scientifique de l'expédition est assurée par le COMITE DE DIRECTION, et sa réalisation confiée aux EXPEDITIONS POLAIRES FRANÇAISES. Le chef d'expédition est PAUL-EMILE VICTOR. Le support aérien a été assuré par les FORCES ARMEES AIR (France).

Après deux années de préparation et de reconnaissances (1957-1958), le programme de recherches glaciologiques dans la partie centrale du Groenland a été réalisé pendant la campagne d'été 1959 et l'hivernage à la Station JARL-JOSET (1959-1960). L'expédition proprement dite s'est terminée par une campagne réduite en 1960 ramenant hivernants et matériel.



André Renaud

Abstract

During the summer campaign of E.G.I.G. 1959 samples have been collected at six stations down to a depth of 1500 cm of water equivalent in a region between 32–48° West and 69–72° North. The ratios of the isotopes deuterium to hydrogen and oxygen-18 to oxygen-16 of the samples as well as their tritium content have been determined. For the first time lead-210 was found in the polar icecaps. Beside the isotopic ratios the composition of the gases extracted from samples of the region of ablation were analysed. Furthermore all samples were studied morphologically.

Résumé

Pendant la campagne d'été de l'E.G.I.G. 1959 des échantillons ont été collectionnés à six stations jusqu'à une profondeur de 1500 cm valeur en eau provenant d'une région entre 32°–48° de longitude ouest et 69°–72° de latitude nord. On en a déterminé la teneur en tritium ainsi que le rapport entre les isotopes deuterium et hydrogène et entre l'oxygène-18 et l'oxygène-16. D'autre part, on a vérifié pour la première fois la présence du plomb-210 dans le névé polaire. On a analysé outre des rapports isotopiques, la composition des gaz contenus dans des échantillons ramenés de la zone d'ablation. Leur morphologie a été étudiée.

Zusammenfassung

Im Rahmen der E.G.I.G. wurden während der Sommerkampagne 1959 in einem Gebiet zwischen 32–48° westlicher Länge und 69–72° nördlicher Breite an sechs Stationen Proben entnommen bis zu einer Tiefe von 1500 cm Wasseraequivalent. An diesen Proben wurden die Isotopenverhältnisse Deuterium zu Wasserstoff und Sauerstoff-18 zu Sauerstoff-16, sowie der Tritiumgehalt bestimmt. Ferner wurde erstmalig Blei-210 im polaren Firn nachgewiesen. Proben aus der Ablationszone wurden ausser auf die Isotopenverhältnisse auch auf Gasgehalt- und Zusammensetzung analysiert, sowie morphologischen Studien unterzogen.

TABLES DE MATIÈRES

	Page
Abstract-Résumé-Zusammenfassung	4
PRÉFACE — H. OESCHGER et E. ROTH	9
Liste des auteurs	11
 1. INTRODUCTION ET TRAVAUX EFFECTUÉS	 13
1.1. INTRODUCTION — A. RENAUD	13
1.2. TRAVAUX EFFECTUÉS SUR L'INDLANDSIS — A. RENAUD.....	16
1.2.1. Introduction	16
1.2.2. Mission de reconnaissance au Groenland en juillet 1958	16
1.2.2.1. Enseignements technologiques sur les forages	18
1.2.2.2. Résultats scientifiques	19
1.2.3. Campagne principale de l'EGIG en été 1959	21
1.2.3.1. Camp III	22
1.2.3.2. Station BK 5 et K 3	26
1.2.3.3. Camp VI-EGIG.....	26
1.2.3.4. Milcent	27
1.2.3.5. Station Centrale	28
1.2.3.6. Station Crête	29
1.2.3.7. Station Jarl-Joset et Puits Dumont	30
1.2.3.8. Dépôt 420.....	30
1.2.3.9. Récapitulation des forages effectués en 1959 sur l'Ind-	
landsis	31
1.2.3.10. Travaux annexes.....	32
 2. TECHNIQUES DES ÉTUDES ISOTOPIQUES EN GLACIOLOGIE.....	 33
2.1. OXYGEN-18 ANALYSIS OF WATER — W. DANSGAARD	33
2.1.1. Introduction	33
2.1.2. Measuring technique.....	33
2.1.3. Sources of error	34
2.1.4. Units	34
2.1.5. Treatment of instrument readings	35
2.2. DÉTERMINATION DE LA CONCENTRATION EN DEUTERIUM DES ÉCHANTILLONS — G. NIEF	 36
2.2.1. Introduction	36
2.2.2. Description du spectromètre	36
2.2.2.1. Dispositif de pompage de l'enveloppe	36
2.2.2.2. Source	37

	Page
2.2.2.3. Collecteur	38
2.2.2.4. Dispositif de mesure des courants ioniques	38
2.2.2.5. Performances	39
2.2.3. Méthode de réduction de l'eau	39
2.2.4. Description de l'appareillage et mode opératoire	39
2.2.5. Résultats	40
2.2.6. Etalonnage absolu des eaux de référence	41
2.3. ELEKTROLYTISCHE ANREICHERUNG DES TRITIUMS DER GRÖNLAND - EISPROBEN — B. HUGHES, P. PEIKER und E. SCHUMACHER	42
2.3.1. Einleitung	42
2.3.2. Experimentelles Vorgehen	43
2.3.2.1. Probenvorbereitung	43
2.3.2.2. Aufarbeitungsschema	43
2.3.2.3. Die 1. Anreicherungsstufe	43
2.3.2.4. Die 2. Anreicherungsstufe	46
2.3.2.5. Die 3. Anreicherungsstufe	46
2.3.2.6. Deuteriumbestimmung	47
2.3.3. Ermittlung des Anreicherungsfaktors	49
2.3.4. Reproduzierbarkeit des Verfahrens, einschliesslich der Tritium- bestimmung	52
2.3.5. Schlussfolgerungen in Bezug auf das Aufarbeitungsverfahren ...	52
2.4. MESSUNG DER TRITIUMAKTIVITÄT DER ANGEREICHERTEN GRÖNLAND-EISPROBEN — C. LINDT-MUEHLEMANN und H. OESCHGER	54
2.4.1. Einleitung	54
2.4.2. Chemische Aufarbeitung	55
2.4.2.1. Reduktion des Probenwassers	55
2.4.2.2. Synthese des Wasserstoffs mit Aethylen zu Aethan	56
2.4.3. Aktivitätsmessungen	57
2.4.4. Messgenauigkeit	60
2.4.4.1. Nulleffekt	60
2.4.4.2. Eichung	61
2.4.4.3. Reproduzierbarkeit der gesamten Tritiumbestimmung ..	61
3. RÉSULTATS DES ÉTUDES ISOTOPIQUES	62
3.1. STABLE ISOTOPIC CONTENT OF THE SAMPLES (DEUTERIUM AND ^{18}O) — W. DANSGAARD, Mme L. MERLIVAT and E. ROTH	62
3.1.1. Introduction	62
3.1.2. General relations	63
3.1.2.1. The δ_D - δ_{18} correlation	64
3.1.2.2. The δ -temperature relation	66
3.1.2.3. Indication of climatic change	68
3.1.2.4. Relation between isotopic composition and altitude in Central Greenland	70

	Page
3.1.3. Special problems	72
3.1.3.1. Icebergs	72
3.1.3.2. Coastal glaciers	72
3.1.3.3. Precipitation at Station Jarl-Joset	72
3.1.3.4. Isotopic interpretation of the stratigraphy	75
3.2. STUDIES BASED ON THE TRITIUM CONTENT OF THE ICE SAMPLES — S. AEGERTER, H. OESCHGER, A. RENAUD and E. SCHU- MACHER	76
3.2.1. Introduction	76
3.2.2. Experimental techniques	77
3.2.2.1. Sampling	77
3.2.2.2. Enrichment	78
3.2.2.3. Counting	78
3.2.3. Results	78
3.2.4. Evaluation of the results	79
3.2.4.1. Determination of the accumulation rates	80
3.2.4.1.1. From decay of prebomb tritium	80
3.2.4.1.2. By identification of the 1953 layer	80
3.2.4.1.3. Comparison of accumulation values obtained by different methods	82
3.2.4.2. Tritium concentrations at the different locations	83
3.2.4.3. Tritium deposition in the polar area and the mean global tritium production rate	84
3.2.4.3.1. Tritium deposition in the polar area	84
3.2.4.3.2. The global production rate of natural tritium	85
3.2.4.4. The tritium variations and the sun spot cycle	86
3.2.4.5. The three sources for natural tritium	88
3.3. LEAD-210 IN GLACIERS — E. GOLDBERG	88
4. ETUDES COMPLÉMENTAIRES	93
4.1. OBSERVATIONS SUR LA GLACE SURIMPOSÉE — A. RENAUD	93
4.1.1. Provenance des échantillons	93
4.1.2. Station de la balise BK 5, 1013 m	94
4.1.3. Station de la balise K 3, 1219 m	97
4.1.4. Conclusion	99
4.2. GAS COMPOSITION IN ICE SAMPLES COLLECTED BY EGIG IN GREENLAND — B. ALDER, J. GEISS, N. GROEGLER and A. RENAUD	100
4.2.1. Introduction	100
4.2.2. Extraction	101
4.2.2.1. Procedure	101
4.2.2.2. Errors of procedure	102
4.2.3. Measurements	102
4.2.4. Results	103
4.2.4.1. Nitrogen, oxygen and argon	103
4.2.4.2. Control measurements	104
4.2.4.3. Carbon dioxide	104
4.2.5. Discussion	105

4.3. OBSERVATIONS SUR LA GLACE BORDIÈRE — A. RENAUD	107
4.3.1. Origine et description des échantillons	107
4.3.2. Teneur en air, densité et pression des gas occlus	107
4.3.3. Coupes minces	108
4.3.4. Concentration en Deuterium et Tritium	109
4.3.5. Conclusion	110
5. SCHLUSSBEMERKUNGEN — H. OESCHGER und E. ROTH	111
BIBLIOGRAPHIE	114
APPENDIX — RÉCAPITULATIF GÉNÉRAL	116

PREFACE

Le présent travail est l'aboutissement d'efforts déployés, suscités, entretenus et coordonnés par ANDRE RENAUD jusqu'à sa mort survenue en Juin 1964.

Tous ceux qui ont collaboré avec lui ont apprécié son dynamisme et l'ouverture de son esprit qui acceptait immédiatement de prendre en considération les possibilités des méthodes scientifiques les plus récentes transposées en glaciologie, alors que lui-même travaillait dans ce domaine depuis plus de trente ans: il était en effet membre de la Commission des Glaciers (Société Helvétique des Sciences Naturelles). S'il faisait ainsi appel aux techniques les plus récentes, c'est que A. RENAUD savait, après avoir pris contact avec les spécialistes, les intéresser à ses problèmes et, au besoin, ranimer leur enthousiasme. Et le travail qu'il leur préparait a été pour tous d'un grand intérêt et s'est révélé souvent le début de relations suivies, fructueuses et agréables entre les collaborateurs de A. RENAUD, même entre ceux qui travaillaient à des parties initialement très distinctes de cet ouvrage.

A. RENAUD avait de lourdes charges d'enseignement et doit d'autant plus être admiré pour l'immense travail qu'il a fourni. Les nombreux chapitres qui sont son oeuvre personnelle, son rôle dans la préparation des programmes et des expéditions ainsi que l'importante correspondance qu'il entretenait avec chacun des collaborateurs dans les intervalles de temps séparant les campagnes sur le terrain ou les réunions de travail en sont autant de preuves. Au moment où l'on apprenait sa disparition, on apprenait aussi que le Fonds National Suisse venait d'accorder un crédit important qui aurait permis à A. RENAUD de se vouer complètement à la glaciologie. Comme le disait P. KASSER: « Un sort que nous ne comprenons pas n'a pas voulu qu'il apprenne encore cette bonne nouvelle qui aurait été la meilleure satisfaction et le couronnement de son travail passionné ». Après sa mort les documents relatifs à ce travail furent rassemblés par le Prof. H. OESCHGER à Berne, à l'Institut de Physique de l'Université. Bien que A. RENAUD ait très soigneusement collectionné toutes les contributions disponibles, nous dépendions de la collaboration efficace de A. BAUER à l'édition du présent tome. Nous tenons à le remercier infiniment de son engagement volontaire et copieux, ainsi que M. WAHLEN de l'Institut de Physique à l'Université de Berne.

Tandis que les manuscrits des parties 1 et 2 étaient pratiquement rédigés, les interprétations des résultats des mesures de la teneur en isotopes stables et radioactifs faisaient encore défaut. A Pâques 1965, elles étaient suffisamment avancées pour que nous puissions envisager de terminer l'ouvrage entrepris et conduit si près de son terme par A. RENAUD. Les seuls changements consistaient à condenser en un nombre de chapitres moins grand que celui prévu initialement les interprétations des analyses isotopiques. Nous avons pensé que la publication y gagnerait et qu'il ne fallait plus retarder la parution des données recueillies. En effet les conclusions tirées de celles-ci, qui dataient déjà de plusieurs années, ont sur certains points été précédées par des conclusions analogues tirées de mesures plus récentes. Néanmoins, un ensemble de déterminations telles que celles effectuées et portant toutes sur les mêmes échantillons n'est pas souvent rencontré.

Le souhait de A. RENAUD était que ces mesures soient intégralement publiées afin que chacun puisse y accéder, les analyser ou les interpréter.

A l'exception mentionnée plus haut, nous avons suivi scrupuleusement le plan prévu par lui et le lecteur aura donc toutes les données en main pour juger de la validité et de la précision des interprétations avancées.

Nous souhaitons, comme le regretté initiateur de ces travaux, qu'une meilleure connaissance de la glace groenlandaise se dégage des chiffres donnés, et que le désir de contribuer par de nouvelles mesures à élucider les problèmes qui restent posés suscite de nouvelles recherches. Si ces vœux sont exaucés, ce sera la vraie récompense du travail scientifique et matériel et du dévouement de A. RENAUD.

Novembre 1965

H. OESCHGER et E. ROTH

LISTE DES AUTEURS

- S. AEGERTER. Physikalisches Institut der Universität Bern.
B. ALDER. Physikalisches Institut der Universität Bern.
W. DANSGAARD. H. C. Ørsted Institute, University of Copenhagen.
J. GEISS. Physikalisches Institut der Universität Bern.
E. GOLDBERG. Department of Earth Science, University of California, San Diego.
N. GROEGLER. Physikalisches Institut der Universität Bern.
B. HUGHES. Anorganisch-chemisches Institut der Universität Zürich.
Mme. C. LINDT-MUEHLEMANN. Physikalisches Institut der Universität Bern.
Mme. L. MERLIVAT. Service des Isotopes Stables, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, Commissariat à l'Energie Atomique.
G. NIEF. Service des Isotopes Stables, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, Commissariat à l'Energie Atomique.
H. OESCHGER. Physikalisches Institut der Universität Bern.
P. PEIKER. Anorganisch-chemisches Institut der Universität Zürich.
A. RENAUD. Commission des Glaciers, Société Helvétique des Sciences Naturelles.
E. ROTH. Service des Isotopes Stables, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, Commissariat à l'Energie Atomique.
E. SCHUMACHER. Anorganisch-chemisches Institut der Universität Zürich.

1. INTRODUCTION ET TRAVAUX EFFECTUÉS

1.1. INTRODUCTION

Le présent tome des publications de l'EGIG est consacré aux résultats de nos investigations sur la glace du Groenland par des méthodes physiques et chimiques. Nous désignons sous le nom de *glace* les cristaux de neige des précipitations atmosphériques, les grains du névé et toutes les formes d'eau à l'état solide qui constituent l'Indlandsis: glace bordière, glace surimposée, fleuves de glace et icebergs.

Le programme primitif a été élaboré en Suisse en 1955 et en 1956 par Prof. F. G. HOUTERMANS. Directeur de l'Institut de Physique de l'Université de Berne.

Prof. HANS OESCHGER. Laboratoire C-14 de l'Institut de Physique de l'Université de Berne.

Prof. ANDRÉ RENAUD. Commission des Glaciers (S.H.S.N.) à Lausanne.

Prof. ERNST SCHUMACHER. Directeur de l'Institut de Chimie Anorganique de l'Université de Zürich.

Les directives de ce programme comportaient notamment:

- a) La recherche du taux annuel de l'accumulation du névé de l'Indlandsis par la détermination de l'âge des couches basée sur leur teneur en Tritium.
- b) L'étude de la vieille glace bordière en vue de sa datation par la méthode du ^{14}C . Deux stades de recherches étaient prévus:
 - la détermination de la teneur en air de la glace et de la proportion de dioxyde de Carbone renfermée dans l'air occlu.
 - l'extraction du CO_2 et la datation de la glace basée sur sa teneur en ^{14}C .

L'obligation dans laquelle nous étions d'incorporer ce programme particulier dans l'ensemble des recherches prévues par l'EGIG, ainsi que le souci de ne pas compliquer outre mesure le plan opérationnel, nous contraignit à réviser plusieurs fois le programme primitif dont le dernier point fut finalement laissé de côté. Nous avons regretté d'avoir à prendre cette décision; mais à la même époque, le Dr. DAVID C. NUTT, qui dirigea en 1958 l'« Arctic Institute Greenland Expedition », réalisa avec son

équipe scientifique les premières datations d'icebergs par la méthode du ^{14}C , comblant ainsi cette lacune de notre programme initial.

Le point le plus délicat de notre programme fut la mise au point de la datation des couches de névé par la méthode du Tritium. En 1958, E. SCHUMACHER commençait à Zurich le montage de l'installation d'enrichissement des échantillons de névé fondu et entreprenait avec H. OESCHGER l'analyse des échantillons prélevés par mes soins en 1957 sur le Jungfraufirn (Suisse). La campagne de reconnaissance sur l'Indlandsis à laquelle je pris part en été 1958 entraînait également dans le cadre des mêmes préparatifs.

Peu avant le départ de l'expédition pour la campagne principale sur l'Indlandsis en 1959, je reçus une proposition de collaboration du Dr. W. DANSGAARD de l'Institut de Biophysique de l'Université de Copenhague, à la suite de laquelle nous incorporâmes à notre programme des études sur la teneur de la glace en ^{18}O . Bien que ces recherches préconisées par W. DANSGAARD n'aient pas été prévues au programme primitif, elles prirent finalement un développement important et enrichirent considérablement nos résultats sur le plan glaciologique.

Dès notre retour du Groenland, l'exploitation des résultats nous conduisit à rechercher la collaboration du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (Commissariat à l'Energie Atomique) où MM. E. ROTH et G. NIEF nous accordèrent une large et très précieuse collaboration. Nous leur devons toutes les déterminations de la teneur en Deuterium des échantillons de glace, de névé et de précipitations atmosphériques ramenés du Groenland en 1959 et en 1960.

Enfin, au cours de l'hiver 1961-1962, le Dr. EDWARD D. GOLDBERG de l'Université de Californie (San Diego, U.S.A.), alors en séjour d'études à l'Institut de Physique de l'Université de Berne, nous proposa sa collaboration pour la datation, par la méthode de la teneur en ^{210}Pb , de quelques échantillons de névé de l'Indlandsis. Nous nous empressâmes de saisir cette occasion unique pour dater d'une manière indépendante et originale le névé de la Station Crête.

En 1962, enfin, j'ai trouvé à l'Université de Berne des appuis et des ressources imprévues pour l'étude plus complète de l'air occlu dans la glace bordière. C'est ainsi que j'ai bénéficié des conseils de M. le Prof. GEISS et du Dr. GROEGLER, et de la collaboration active de M. B. ALDER.

Ainsi, le programme de recherches finalement réalisé est considérablement plus étendu que celui qui avait été prévu par le Groupe de Glaciologie de l'EGIG et accepté par le Comité de Direction de l'EGIG.

J'exprime à tous mes collaborateurs directs ou occasionnels ma reconnaissance pour leur contribution à une meilleure connaissance de la physique et de la chimie des glaces polaires.

L'aspect quelque peu hétérogène de la présente publication est dû, d'abord, à la diversité des problèmes étudiés, puis à la dispersion des Instituts et des chercheurs qui y ont collaboré. Je me suis efforcé néanmoins de maintenir dans cet ouvrage l'unité de recherche glaciologique.

Au cours de nos études, au retour de l'Expédition, nous avons bénéficié de nombreux appuis et devons remercier plus particulièrement les Instituts et les personnalités suivantes:

- Prof. ALBERT BAUER, Secrétaire Général de l'EGIG.
- Prof. J. P. KOCK, Directeur de l'Institut de Biophysique de l'Université de Copenhague.
- M. LABEYRIE, Directeur du Laboratoire d'Electronique Physique, Centre d'Etude Nucléaires de Saclay (Commissariat à l'Energie Atomique).
- Prof. E. PICCIOTTO, Laboratoire de Géologie Nucléaire de l'Université Libre de Bruxelles, qui nous a tenus au courant des résultats de ses intéressantes études faites dans le cadre de l'Expédition Antarctique Belge 1957-1961.
- Prof. DAXELHOFFER, Directeur du Laboratoire des Matériaux Pierreux de l'Ecole Polytechnique de l'Université de Lausanne, qui mit à notre disposition, durant près de trois années, une chambre froide où nous pûmes entreposer sans risques à des températures de -25° à -30°C les précieux échantillons de glace bordière rapportés en 1959.
- Prof. G. SCHNITTER et Ing. P. KASSER, Directeur et Chef de Section au Laboratoire d'Hydrologie et de Mécanique des Terres annexé à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zurich, où nous trouvâmes des conditions idéales pour l'extraction de l'air de la glace bordière et la confection des coupes minces.
- Dr. VON TAVEL, Directeur de l'Institut Theodor Kocher à Berne, où notre collaborateur, M. B. ALDER put mettre au point une nouvelle méthode d'extraction de l'air,
- Prof. CH. BLANC, Directeur de l'Institut de Mathématiques Appliquées de l'Université de Lausanne, qui nous permit de recourir à une calculatrice électronique pour la détermination des coefficients de corrélation.

Le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique a pris à sa charge la plus grande partie des dépenses engagées dans ces études. A cela s'ajoute l'aide rencontrée dans les divers Instituts mentionnés plus haut et qui représente d'importantes prestations matérielles pour lesquels nous leur sommes très reconnaissant.

J'aurai l'occasion de mentionner dans les chapitres suivants l'aide décisive reçue en cours d'Expédition par les Expéditions Polaires Françaises (Chef d'Expédition PAUL-EMILE VICTOR) et de mes camarades

d'expédition. Je tiens toutefois à exprimer ici ma reconnaissance toute spéciale au Prof. Dr. F. KOBOLD (Ecole Polytechnique Fédérale, Zürich) pour l'intérêt et le soutien constant qu'il a apporté à notre travail en sa qualité de Président du Groupe Suisse de l'EGIG.

A. RENAUD

1.2. TRAVAUX EFFECTUES SUR L'INDLANDSIS

A. RENAUD

1.2.1. Introduction

En raison du caractère partiellement inédit du programme de la campagne principale de 1959, il s'avéra indispensable de procéder auparavant à quelques essais technologiques sur l'Indlandsis. C'est ainsi que je pris part en 1958 à une mission de reconnaissance scientifique dirigée par P.-E. VICTOR, directeur des Expéditions Polaires Françaises en compagnie du Prof. A. BAUER, Secrétaire Général de l'EGIG, et de P. KASSER, Chef de la Section d'Hydrologie et de Glaciologie du Laboratoire d'Hydrologie et de Mécanique des Terres annexé à l'Ecole Polytechnique Fédérale à Zürich (Suisse).

Dans la première partie, je décris successivement les travaux effectués au cours de cette campagne préliminaire et résume les principaux enseignements qui en furent retirés.

La seconde partie est entièrement consacrée à la campagne principale de 1959 dirigée par P.-E. VICTOR, Chef d'Expédition de l'EGIG.

1.2.2. Mission de reconnaissance au Groenland en juillet 1958

Cette campagne faisait suite à une première mission de reconnaissance effectuée en avril-mai 1957 sous la direction de P.-E. VICTOR. Ces deux campagnes préliminaires ont fait l'objet d'un rapport interne détaillé de A. BAUER, intitulé: « Missions aériennes de reconnaissance 1957-1958 » (E.P.F., 1959, Medd. om Grønland, 173³, 1968).

Basée à Søndre Strømfjord, la mission de 1958 bénéficia, d'une part, des moyens opérationnels mis à sa disposition par l'Armée de l'Air française, d'autre part, de la généreuse coopération de l'U.S. Air Force installée à B.W. 8 au fond du Søndre Strømfjord. Le commandant de cette base aérienne eut, en effet, la grande courtoisie de me faire déposer sur l'Indlandsis au moyen d'avions C 123 en un point nommé Dye 2 situé à l'Est de la base, un peu au nord du cercle polaire boréal et à 46,5° W environ. L'altitude était de 2100 m environ et, durant notre



Photo 1. Carottage 1958.

séjour du 24 au 28 juillet, la température de l'air a varié entre $-13,8^{\circ}\text{C}$ et $+2,2^{\circ}\text{C}$. La moyenne des 5 jours fut de $-2,0^{\circ}\text{C}$ environ.

J'avais pour collaborateur le sergent CAMBUS de l'Armée de l'Air Française et je rencontrai à Dye 2, alors station temporaire d'observation, une aide empressée des occupants, notamment du Dr. JOSEPH MILES CHAMBERLAIN, Directeur du Planetarium de Hayden (New York).

Le travail principal consista à forer un trou vertical dans le névé, de la surface jusqu'à la profondeur de 18,4 m, afin d'en retirer des échantillons destinés à la mise au point de notre méthode de datation à l'aide du Tritium.

Mon inexpérience en matière de forage était presque totale et se résumait alors à un seul essai de carottage effectué le 5 juin 1958 à l'altitude de 4200 m sur le flanc nord du Mont-Rose (Silbersattel) en Suisse, où la basse température du névé ($-8,6^{\circ}\text{C}$ à 45,6 m, -6°C à 7,60 m

de profondeur) nous avait offert des conditions de travail quelque peu comparables à celles des régions polaires.

Pour ce premier essai de forage sur l'Indlandsis, j'eus la chance de bénéficier des précieux conseils qui m'avaient été donnés par le Dr. H. BADER, collaborateur du Snow Ice and Permafrost Research Establishment (S.I.P.R.E.) à Willemette, Illinois, U.S.A.

Nous fîmes d'abord une fosse de 3 m de côté et de 2 m de profondeur (photo 1) pour éliminer les couches superficielles et commençâmes à forer à partir du plancher de ce puits. La sonde carotteuse utilisée avait été construite par la Maison Buser, à Zürich, sous la direction du Dr. M. DE QUERVAÏN, directeur de l'Institut Fédéral pour l'Etude de la Neige et des Avalanches (S.L.F.) au Weissfluhjoch sur Davos, avec la collaboration de l'Ingénieur R. SCHNEIDER, de Strasbourg, qui devaient prendre part l'un et l'autre à la campagne principale de l'EGIG. Cette sonde était du même type que celle utilisée à l'époque par d'autres explorations polaires et notamment par S.I.P.R.E. Diverses modifications y avaient été apportées.

Nous retirâmes du puits et du forage 24 échantillons cylindriques de névé, d'une hauteur moyenne de 77 cm et d'une masse de 1 à 2 kg, selon la densité du névé traversé. Les couches rencontrées étaient non seulement de densité croissante, mais encore très hétérogènes. En effet, les couches de névé normal riche en air, alternaient irrégulièrement avec des couches glacées, beaucoup plus denses et dures, qui avaient été partiellement altérées en surface par la chaleur et qui étaient vraisemblablement des couches d'été.

La température du névé a été mesurée plusieurs fois en logeant rapidement un thermomètre dans les échantillons remontés à la surface. Nous avons ainsi mesuré — 21,9° C à 18,2 m de profondeur, valeur probablement légèrement supérieure à la température réelle.

1.2.2.1. Enseignements technologiques sur les forages

Je rapelle d'abord que le but principal de cette campagne était de mettre au point la technique de forage. A ce point de vue, elle s'est révélée de la plus grande importance. Il nous fallut 18 heures de travail (9 heures à 2 hommes) pour descendre à 10 mètres et 27 heures (9 heures à 3 hommes) pour aller au delà, jusqu'à 18,4 m. La carotteuse, pourvue d'une couronne d'un type nouveau, fonctionna très bien. En revanche, la manoeuvre des tubes-rallonges se heurta à de nombreuses difficultés, les mêmes, au reste, qui nous avaient été signalées par C. LORIUS dans ses essais de Terre Adélie.

Ces difficultés étaient inhérentes à un système défectueux d'assemblage des tubes-rallonges de 2 m. Le froid entravait considérablement la

manipulation des clavettes et des pinules et la contraction due au froid des manchons métalliques provoquait les plus grosses difficultés lorsqu'on devait séparer les tubes. Nous retrouvâmes les mêmes difficultés lors de la campagne d'été 1959, du fait que les sondes carotteuses ne purent pas être ramenées entre temps en Suisse pour y subir les transformations nécessaires. Nous dûmes nous borner à leur apporter quelques améliorations par des moyens de fortune et durant toute l'expédition, nous perdîmes un temps appréciable à la manoeuvre des trains de tige lors des forages profonds.

Un enseignement précieux fut la nécessité, que nous reconnûmes assez vite, d'installer un tripode et un palan au-dessus du forage pour faciliter la remontée des trains de tige et pour dégager la carotteuse en cas de nécessité, c'est-à-dire lorsqu'elle était trop fortement gelée dans le trou de forage. A Dye 2, nous trouvâmes du matériel de fortune et, lors de la campagne d'été 1959, nous utilisâmes systématiquement tripodes et palans incorporés à temps à notre matériel.

Accessoirement, nous procédâmes à un essai de carottage dans la zone de fonte de l'Indlandsis, à 40 km à l'intérieur et à l'est de la moraine frontale (« Glacier de Russel ») où nous nous rendîmes en hélicoptère Alouette II.

Le forage commença dans la glace fondante (température de l'air ambiant + 4° C) mais il ne descendit pas en-dessous de 1,5 m, profondeur à partir de laquelle toute progression se révéla inutile.

En effet, au dessous de la zone de fonte, limitée à 4 à 5 dm, la température négative de la glace provoquait immédiatement la congélation de l'eau d'infiltration autour de la carotteuse. Dans le dessein de la retirer, nous tentâmes en vain un essai de traction vertical d'une force de 600 kg développée par le treuil de l'hélicoptère. L'outil ne put être dégagé qu'au pic à glace.

Cette dernière expérience, impossible dans les Alpes, nous rendit grand service. En effet, pour les prélèvements de glace bordière au Camp III en 1959, nous n'utilisâmes que la scie à grosses dents et le pic à glace.

1.2.2.2. Résultats scientifiques

Bien que ce chapitre soit consacré à un rapport opérationnel, il y a lieu d'exposer ici le résultat de l'essai de datation du névé effectué sur les échantillons prélevés à Dye 2. En effet, d'une part, cette station est en dehors du secteur d'exploration de l'EGIG; d'autre part, les résultats de cette datation n'offrent qu'une précision modeste, limitée par les moyens dont nous disposions en 1958.

En effet, un des buts de la reconnaissance de 1958 était de perfectionner l'installation de concentration électrolytique construite en

1957 par E. SCHUMACHER et qui n'avait été mise en service que pour les essais de datation à l'aide d'échantillons prélevés au Jungfrauoch (OESCHGER, RENAUD, SCHUMACHER, 1962).

Les 24 échantillons ramenés à Zürich devaient donc permettre à E. SCHUMACHER de perfectionner l'installation, de former le personnel, d'assurer de bonnes conditions de reproductibilité et de déterminer définitivement la masse optimale des échantillons à prélever en 1959. Cette masse devait être aussi petite que possible; mais d'une teneur totale en Tritium naturel suffisante pour permettre sa mesure.

Sitôt retirés du forage, les carottes avaient été concassées et introduites dans des flacons de polyéthylène d'une capacité de 5 litres. Ce matériel nous avait été livré par la Maison Novoplast à Wallbach (Suisse) et provenait d'une fabrique de Gand (Belgique). L'étanchéité, assurée par une double fermeture, avait été contrôlée pour chaque flacon. Le nettoyage et le rinçage avaient été effectués avec soin. La dernière eau de rinçage ne devait pas avoir une conductibilité supérieure à $4 \cdot 10^{-6}$ Mhos. cm^{-1} .

Des 24 échantillons ramenés à Zürich, 7 furent perdus par des explosions de gaz tonnant lors des concentrations électrolytiques et 5 lors des distillations intermédiaires. Les résultats définitifs pour 11 échantillons figurent dans le tableau ci-dessous:

Tableau 1. *Echantillons 1958.*

Echantillon 1958 No	Profondeur moyenne cm	$\frac{T}{H} \cdot 10^{18}$
2	110	114
3	170	72,8
8	530	31,9
9	612	21,0
10	700	11,5
12	860	29,8
16	1180	15,6
21	1580	16,4
22	1660	14,7
23	1732	12,9
24	1802	12,4

Les échantillons Nos. 2 et 3 montrent la pollution du névé par l'opération thermonucléaire CASTLE (1954) dont les effets, à l'époque du prélèvement, se retrouvaient jusqu'à 3 à 4 m de profondeur.

Les résultats sont trop fragmentaires pour permettre une détermination correcte de l'accumulation annuelle moyenne. Outre les

échantillons perdus, il manque la mesure de la densité des échantillons de névé avant leur mise en flacon. Cependant, la densité moyenne de la colonne de névé comprise entre 530 et 1840 cm peut être évaluée à 0,564 par une interpolation entre celles mesurées en 1959 au même niveau au Camp IV-EGIG et à Milcent.

On peut déduire de ces considérations, les résultats suivants:

l'accumulation annuelle moyenne à Dye 2 vaut:

- 52 cm de névé par an, en utilisant l'ensemble des résultats, à l'exception des échantillons Nos. 12 et 16 qui semblent aberrants,
- 31 cm de névé par an, en utilisant la série homogène continue des échantillons Nos. 21 à 24, mais limitée à la portion la plus profonde.

L'accumulation annuelle moyenne à Dye 2 est inférieure à 52 cm de névé ou $52 \text{ cm} \times 0,564 = 28 \text{ cm d'eau}$. A la profondeur de 18,4 m le névé avait en 1958 un âge de 38 ans.

Ce résultat, tout sommaire qu'il soit, est tout à fait plausible.

1.2.3. Campagne principale de l'E.G.I.G. en été 1959

Le plan opérationnel, élaboré par les E.P.F., rattachait notre programme de travail à celui de nivologie élaboré par M. DE QUERVAIN lequel était en outre désigné comme le responsable du Groupe de Glaciologie Indlandsis comprenant les scientifiques suivants:

FRITZ BRANDENBERGER, ingénieur, rhéologue, responsable des recherches proposées par R. HAEFELI.

MARCEL DE QUERVAIN, nivologue, S.L.F.

ANDRÉ RENAUD, glaciologue, Commission des Glaciers S.H.S.N.

ANDRÉ ROCH, nivologue, S.L.F.

RENÉ SCHNEIDER, ingénieur, nivologue, S.L.F./E.P.F.

Ce groupe assez hétérogène devait assurer la réalisation de trois programmes scientifiques différents tout en mettant en commun ses ressources en personnel technique et en matériel. C'est dire que les circonstances exigèrent certains compromis qui eurent quelques répercussions sur la réalisation des programmes idéaux élaborés avant le départ. La modification la plus importante en ce qui nous concerne ici, fut la réduction du nombre des forages.

Il n'en demeure par moins que le programme essentiel a été sauvegardé et largement rempli. Nous devons cette réussite en grande partie à l'aide qui nous a été donnée par d'autres membres de l'expédition, parmi lesquels, il faut citer surtout:

MAURICE BARDARY, technicien E.P.F.,
BØRGE FRISTRUP, observateur danois,
STEPHANE SANVELIAN, technicien E.P.F.,
HENRI-GEORGES DE SYPIORSKI, médecin-chirurgien.

De plus, excepté au Camp VI-EGIG, le temps qui régna sur l'Indlandsis fut en général très convenable et favorisa tous les travaux à l'extérieur.

Enfin, le chef d'expédition, mon excellent ami P.-E. VICTOR, sut toujours trouver une solution appropriée aux soucis dont je lui faisais part sur le terrain et porta ainsi une très grande part du succès final de mes travaux sur l'Indlandsis.

Par souci de clarté, je renonce à un exposé chronologique des opérations que je grouperai par stations en consacrant à chacune d'elles un paragraphe spécial. Cette présentation s'écarte peu, d'ailleurs de la suite chronologique et facilite l'exposé des résultats présentés.

Enfin, la désignation des stations est faite conformément à la signature de la carte générale des opérations de la Campagne d'été 1959 de l'EGIG reproduite dans ce volume.

1.2.3.1. Camp III

Cette station (Figure 1) a été désignée ainsi par les E.P.F. en 1948. Elle est située sur la moraine frontale de l'Indlandsis ($69^{\circ}43'5''$ N, $50^{\circ}8'$ W) à l'Ouest du Camp IV-EGIG. Lors de la mission de reconnaissance de l'été 1958, A. BAUER et P. KASSER ont implanté à 200 m à l'Est du Camp III une balise d'ablation de 8 m, désignée BK 1 et signalisée par un tétraèdre métallique. Selon BAUER, l'altitude de la surface de l'Indlandsis en ce point était de 611 m en 1959.

Au point de vue glaciologique, la région du Camp III est soumise à une ablation estivale bien caractérisée, mesurée déjà par MERCANTON (MERCANTON, 1925), puis par A. BAUER (210 cm, valeur en eau).

Nous nous y sommes rendus les 15-20 mai 1959 en hélicoptère, avant le début de la fonte, et avons trouvé la surface de l'Indlandsis très faiblement enneigée. Des plages étendues étaient même totalement dépourvues de neige, comme à la fin de l'été.

Cette zone nous apparut d'emblée formée par de la glace en provenance de l'intérieur. Cette résurgence est conforme à la théorie de l'écoulement et justifie la dénomination de « vieille glace bordière » donnée aux échantillons prélevés dans cette station.

Au point de vue morphologique, l'hypothèse de la présence de vieille glace est confirmée par l'existence, à 25 cm de profondeur environ, d'un niveau continu d'amas globulaires de cryoconite. Ces poussières

sont, en effet, entraînées à cette profondeur verticalement par rayonnement dans la couche superficielle isotherme en état de fonte. Ces formations de cryoconite permettent de caractériser sans équivoque la vieille glace et ne se rencontrent pas dans la jeune glace surimposée.

Un prélèvement important de cette vieille glace bordière a été effectué dans la nuit du 15 au 16 mai, afin de bénéficier de la température ambiante la plus basse et de soustraire ainsi la glace aux altérations dues à une fonte partielle. La photographie reproduite ici (photo 2) montre l'excavation effectuée au pic à glace, profonde de 1 m environ, ainsi que le niveau de cryoconite. Les échantillons de glace prélevés dans les parois de cette cavité ont été débités à la scie et immédiatement introduits dans deux caisses isolantes. Le prélèvement effectué représente une colonne verticale de 1 m de hauteur et de 25×25 cm de section, soit environ 60 kg de glace.

Les échantillons de glace du Camp III ont été immédiatement ramenés au Camp VI-EGIG par hélicoptère (16 mai). Là, deux lots identiques ont été constitués.

Le premier lot a été transporté par le Groupe de Glaciologie Indlandsis jusqu'à la Station Jarl-Joset où il est arrivé le 23 juin sans qu'il ait été nécessaire de refroidir la caisse par des moyens spéciaux. Cette partie des échantillons a été utilisée par F. BRANDENBERGER pour les études de déformation durant l'hivernage.

Le second lot a été conservé jusqu'au 14 août dans une caverne de glace du Camp VI-EGIG à 4 m de profondeur environ. Bien que la température de l'air extérieur se soit élevée au voisinage de zéro degré au cours de l'été, mais par courtes périodes seulement, les échantillons de ce lot n'ont subi ni fonte ni altération apparente.

Le 14 août, nous les avons redescendus en hélicoptère jusqu'au Camp I, situé au fond de l'Atâ Sund (Disko Bugt) où la température positive de l'air nous a obligés à user de la neige carbonique pour garantir leur conservation. Dès lors et jusqu'à leur arrivée en Suisse (26 septembre 1959), il a été nécessaire de maintenir les mêmes mesures de conservation, excepté durant les périodes d'entreposage dans les chambres froides mises à notre disposition à Søndre Strømfjord et à Paris. A Lausanne, j'ai trouvé au Laboratoire des matériaux non pierreux de l'E.P.U.L. des conditions de conservation offrant une sécurité totale (-25°C à -30°C) jusqu'à fin 1962.

Je me borne ici à une description très sommaire des mesures prises pour garantir la conservation des échantillons de glace du Camp III durant les transports.

Les caisses spéciales en aluminium contre-plaqué avaient été construites par la Maison Hablutzel, à Schaffhouse (Suisse) et toutes les parois intérieures avaient été garnies d'une isolation thermique de haute



Photo 2. Puits 1 m glace Camp III.

qualité de 12 cm d'épaisseur. Des essais de refroidissement avaient été effectués au Weissfluhjoch sur Davos et, avec la collaboration de M. l'Ingénieur ESCHMANN, de Carba S.A. à Berne, nous avons mis au point le plan opérationnel pour l'emploi du CO_2 liquide dans la préparation de la glace sèche durant les périodes de voyage en bateau (Atâ Sund-Søndre Strømfjord), en avion (BW8-Keflavik-Paris) et en train (Paris-Lausanne). Nous avons dû nous charger ainsi de 8 cylindres en acier contenant chacun 30 kg de CO_2 liquide, d'un poids total de 840 kg.

La moitié de ces cylindres dut être transportée sur l'Indlandsis (Point Jonction, Camp VI-EGIG, ainsi qu'au Camp I) à l'aide des hélicoptères. Ce genre de transport n'était pas toujours aisé à organiser et à réaliser. C'est la raison pour laquelle je me plais à relever ici que le succès de ces opérations est dû en grande partie aussi à la coopération efficace du personnel des hélicoptères français.

En Suisse, les échantillons qui constituaient le lot ont fait l'objet des études exposées au chapitre 4.2.

1.2.3.2. Stations BK 5 et K 3

Ces stations sont situées à l'est du Camp III et à une altitude supérieure, mais inférieure à la limite du névé située plus à l'est à 1420 m selon A. BAUER.

Sur la carte (Figure 1), BK 5 coïncide approximativement avec le Camp IV-EGIG et K 3 est située 15,4 km à l'Est.

Cette région proche de la ligne du névé est favorable à la formation de glace surimposée. Dans le but de caractériser ce type de glace, nous avons prélevé quelques échantillons judicieusement choisis dans ces deux stations et les avons ramenés en Suisse dans des flacons de polyéthylène, donc fondus.

A BK 5, altitude de 1013 m, W. AMBACH a recueilli le 3 juin 1959 les échantillons Nos. 115 à 117.

A K 3, altitude 1219 m, le Groupe de Glaciologie Indlandsis a prélevé les 12-19 mai 1959 les échantillons Nos. 37 à 45 à divers étages d'un puits vertical de 480 cm de profondeur (photo 3).

Tous ces échantillons ont été mis sur place en flacons de 5 litres et ramenés fondus en Suisse en septembre 1959.

1.2.3.3. Camp VI-EGIG

Situé à l'altitude de 1677 m le Camp VI-EGIG est en zone d'accumulation caractérisée, mais la température de l'air peut atteindre et dépasser zéro degré en été. Nous n'avons donc pas attendu le réchauffement estival pour effectuer entre le 18 et le 22 mai le premier forage destiné à fournir les échantillons destinés à la détermination de l'accumulation annuelle moyenne par la méthode du Tritium.

Le plancher du forage n'était situé qu'à 70 cm au dessous de la surface, ce qui est insuffisant pour écarter de façon absolue tout risque de contamination des échantillons profonds par les retombées de fission des couches superficielles. Mais la fréquence et l'intensité du drift qui soufflait en permanence dans cette zone nous interdisait l'aménagement d'une fosse plus profonde dans laquelle la neige, chassée par le vent, ne cessait de s'accumuler et d'entraver les opérations. Par la suite, nous avons partiellement pallié à cet inconvénient majeur en abritant le forage sous des toiles de parachute. Le forage a atteint la profondeur de 2514 cm non sans avoir traversé des zones hétérogènes dont certaines couches, plus dures et plus denses, témoignaient d'altérations thermiques.

De ce forage, les échantillons 1 à 33 ont été totalement utilisés pour la datation par la méthode du Tritium.



Photo 3. Puits K 3.

La densité d'une partie des échantillons a été déterminée sur place, par simple pesée des carottes de névé de hauteur et de dimensions connues (diamètre intérieur de la carotteuse, hauteur mesurée pour chaque échantillon). Les densités mesurées figurent dans la colonne 3 des tableaux récapitulatifs (Appendix). Celles qui figurent entre parenthèses ont été calculées par des interpolations et en utilisant la loi de Sorge.

Nous avons enfin prélevé 3 échantillons de contrôle (Nos. 34 à 36) dans un puits glaciologique voisin creusé par le groupe nivologique (A. ROCH, R. SCHNEIDER).

1.2.3.4. Milcent

Située à l'altitude de 2452 m, cette station a fait l'objet d'un forage jusqu'à 2020 cm (2-4 juin). Le plancher avait été abaissé à 160 cm. 27 échantillons en furent retirés, mais 11 d'entr'eux furent cédés à M.

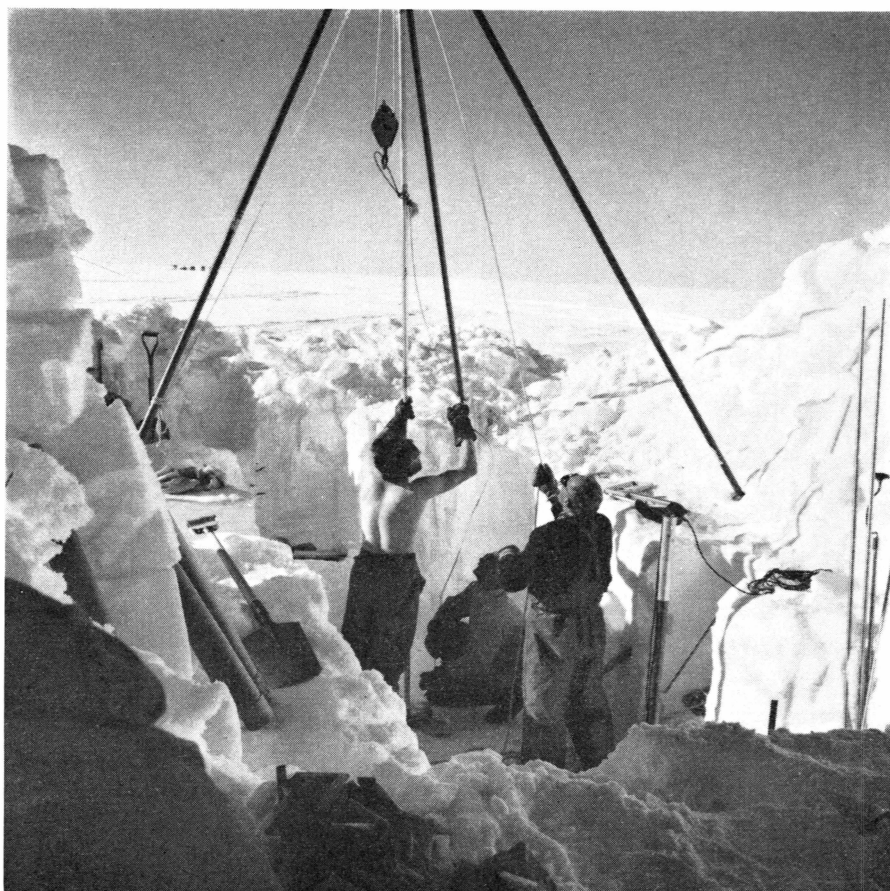


Photo 4. Carottage à la Station Centrale.

DE QUERVAIN pour des études cristallographiques; aussi ne nous est-il resté que 16 échantillons pour la détermination de l'accumulation, ce qui s'est révélé ultérieurement comme insuffisant (Nos. 46 à 61).

La densité de tous les échantillons déterminée sur place et la valeur en eau de la colonne forée sont ainsi connus à tous les niveaux.

1.2.3.5. Station Centrale

Cette station présente un intérêt particulier en raison des travaux qui y ont été faits par les E.P.F. (1948-50) et antérieurement par l'Expédition d'ALFRED WEGENER (Deutsche Grönland Expedition A. WEGENER, 1929, 1930-1931).

Le forage (9-13 juin) a atteint 3085 cm, avec un plancher dont le niveau avait été fixé à 160 cm au dessous de la surface du névé. 39



Photo 5. Echantillonnage Station Centrale.

échantillons en ont été retirés et leur densité mesurée pour tous. 36 ont été ramenés en Suisse pour la détermination de l'accumulation par la méthode du Tritium (Nos. 62 à 97). Trois ont été cédés à M. DE QUERVAIN pour ses études particulières (photo 4 et 5).

1.2.3.6. Station Crête

A l'altitude de 3174 m, dans la partie culminante du profil transversal exploré par l'EGIG, la Station Crête offre des conditions particulièrement favorables pour l'étude de l'accumulation. La température y est la plus basse et les vents les plus faibles. Les couches de neige peuvent donc se stratifier en subissant le minimum d'altérations. Elles offrent ainsi à l'analyse isotopique les meilleures chances pour mettre en évidence les facteurs susceptibles de différencier les couches d'après leur âge et leurs conditions de formation. Il est dès lors regrettable que notre groupe n'ait pu stationner que 2 jours en ce point (21-22 juin).

Le forage a atteint 1580 cm et la presque totalité des échantillons (17, soit les Nos. 98 à 114) a été utilisée pour la datation par le Tritium. Une partie d'entr'eux a été simultanément analysée pour la datation par

la méthode du ^{210}Pb . La densité de tous les échantillons a été déterminée sur place. Le plancher du forage était situé 100 cm sous la surface.

1.2.3.7. Station Jarl-Joset et Puits Dumont

La Station d'hivernage Jarl-Joset, aménagée par l'EGIG en 1959, est à proximité immédiate du Puits Dumont creusé en 1965 par JEAN DUMONT et ses compagnons. Incliné de 45° environ et permettant d'atteindre une profondeur de 40 m au dessous de la surface, ce puits s'est rélevé des plus précieux pour le prélèvement d'échantillons profonds non altérés.

Nous avons effectué du 26 au 29 juin un forage d'une profondeur de 27 m duquel 34 échantillons ont été retirés, pesés et mis en flacon, tous destinés à la datation par le Tritium. Le plancher du forage était situé à 160 cm sous la surface.

La balise géodésique T 53 a servi au raccordement entre les niveaux de l'ouverture du forage (2867 m) et de l'entrée du Puits Dumont. Ainsi, au point de vue glaciologique, les 6 échantillons prélevés dans le Puits Dumont aux profondeurs de 25, 30, 35 et 40 m peuvent être rattachés à ceux retirés du forage voisin. Je considère donc la série des échantillons Nos. 121 à 161 comme constituant un matériel homogène de même origine (photo 6).

Il convient de relever que les échantillons prélevés dans le Puits Dumont étaient des cylindres à axe horizontal carottés dans les parois du puits. Ils diffèrent donc sensiblement des autres. En effet, les échantillons des forages, d'une hauteur verticale standard de 80 cm, correspondent à l'accumulation de 1 à 2 années, 3 au maximum et constituent une prospection verticale continue. Les échantillons provenant du Puits Dumont sont prélevés entre deux niveaux équidistants de 7,5 cm seulement et ne livrent aucune information sur les couches de névé intermédiaires, d'une hauteur de 490 cm environ. En revanche, ils écartent de façon absolue les risques de contamination par les couches superficielles.

1.2.3.8. Dépôt 420

Cette station est la plus orientale que notre groupe ait atteint. Elle offre l'intérêt d'appartenir à la zone climatique du versant du Groenland orienté vers le Détroit de Danemark. Nous regrettons cependant que le temps et les moyens opérationnels nous aient fait défaut pour effectuer une dernière prospection au delà de ce point en direction de Cecilia Nunatak.

Le forage effectué les 27 et 28 juillet (plancher à 1 m au dessous de la surface) a atteint la profondeur de 1472 cm. 19 échantillons en ont été

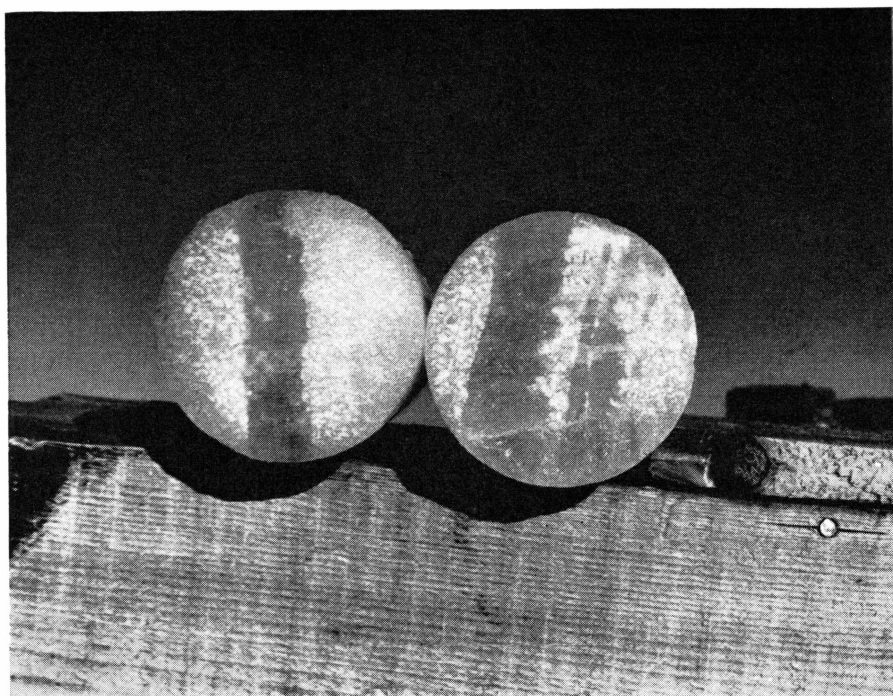


Photo 6. Strate de glace.

retirés et tous pesés. 11 seulement ont été transportés en Suisse pour la datation par le Tritium. 8 autres ont été abandonnés, en raison de l'épuisement de la provision de flacons.

1.2.3.9. Récapitulation des forages effectués en 1959 sur l'Indlandsis

7 forages, dont 2 au Camp VI-EGIG ont été réalisés en 25 journées de travail occupant en moyenne $2\frac{1}{2}$ hommes par jour. La hauteur totale des forages atteint 138,91 m et je considère que la profondeur maximale de 30,85 m à la Station Centrale est la limite susceptible d'être atteinte avec la technique utilisée.

Compte tenu des échantillons de glace surimposée et des échantillons divers récoltés pour des recherches annexes, 174 flacons de polyéthylène de 5 litres et de 10 litres ont été ramenés en Suisse en priorité à la fin de la campagne d'été 1959, totalisant 700 kg avec les emballages. Il est évident que tous ces échantillons sont parvenus fondus à destination, conformément aux plans.

Une partie importante des échantillons retirés des forages, au nombre de 14, ont été cédés à M. DE QUERVAIN pour des études cristallog-

graphiques. Les trous de forage eux-mêmes ont servi à ce dernier à l'installation à diverses profondeurs de thermomètres à résistance destinés à mesurer la température du névé. Ces thermomètres toujours en place et les câbles destinés aux mesures sont protégés à la surface par les valises tubulaires creuses au travers desquels ils passent et qui doivent permettre de les retrouver.

1.2.3.10. Travaux annexes

Dans le cadre des études sur la vieille glace, j'ai prélevé encore un échantillon dans la langue terminale du glacier de l'Ege (Eqip sermia) qui se jette dans la mer (Atâ Sund) près du Camp I ($69^{\circ}47' \text{ N}$, $50^{\circ}15' \text{ W}$).

J'ai accepté également avec reconnaissance quatre échantillons d'icebergs recueillis par R. HAEFELI dans le fjord de Kangerdlugssuaq ($71^{\circ}28' \text{ N}$, $51^{\circ}20' \text{ W}$).

De nombreux échantillons de précipitations atmosphériques ont été recueillis par A. BAUER et moi-même sur l'Indlandsis durant l'été 1959. Durant l'hivernage à la Station Jarl-Joset, O. REINWARTH, météorologue, a recueilli également un certain nombre d'échantillons de précipitations atmosphériques. Tous ces prélèvements ont été utilisés pour des analyses de leur teneur en isotopes stables tels que D et ^{18}O .

Dans une partie des puits glaciologiques étudiée du point de vue stratigraphique par A. ROCH et R. SCHNEIDER, j'ai prélevé enfin un certain nombre d'échantillons en vue de tenter de caractériser les couches saisonnières par des critères physiques (teneur en isotopes stables).

2. TECHNIQUES DES ÉTUDES ISOTOPIQUES EN GLACIOLOGIE

2.1. OXYGEN - 18 ANALYSIS OF WATER

W. DANSGAARD

2.1.1. Introduction

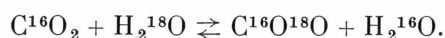
The occurrences of the stable oxygen isotopes in natural substances are related to each other approximately as $^{16}\text{O} : ^{17}\text{O} : ^{18}\text{O} = 997600 : 400 : 2000$ parts per million (ppm).

In geochemical studies of the isotopic composition of oxygen one always considers the fractional occurrence of ^{18}O . In fields like oceanography and paleo-thermometry variations much less than 1 ppm are significant. Since absolute measurements with such accuracy are not possible at present, all techniques hitherto applied have been based upon measuring deviation — absolute or relative — from a standard, usually Standard Mean Ocean Water, SMOW (CRAIG, 1961). The best machines can distinguish between two samples differing only 0,1 ppm from each other, corresponding to 0,05‰ of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio. The technique described below allows the determination of the deviation of the isotopic composition of water from that of SMOW with an accuracy of 0.4 ppm or 0.2 ‰, which is sufficient in glaciological work due to the large isotopic variations of fresh waters.

2.1.2. Measuring technique

The instrument used in this work is a modified Nier — Consolidated mass spectrometer, model 21 — 201, provided with a double inlet system and a vibrating reed electrometer. The technical details, the calibration of the instrument and the various sources of error are discussed by DANSGAARD (DANSGAARD, 1961). Therefore, only some few main points will be touched here:

^{18}O analysis of water samples cannot be carried out on the water directly. Instead, some 60 cm³ of CO₂ is equilibrated at 25°C with excess of water:



The equilibrium is established after two hours of shaking. The CO_2 is then introduced into the mass spectrometer, from which

$$R = \frac{(46)}{(44)}$$

is obtained, (46) and (44) being the intensities of the beams of ions with the masses 46 ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$) and 44 ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$), respectively.

2.1.3. Sources of error

In order to obtain a rational presentation of the result, several sources of error must be considered. Some of the possible errors arise from the sample preparation:

1. incomplete equilibration,
2. lack of excess of water,
3. pollution with atmospheric air,
4. fractionation in the equilibration process.

Other possible errors are due to imperfections of the mass spectrometrical technique,

5. background,
6. incomplete resolving power,
7. mass discrimination,
8. sensitivity difference between the amplifier systems measuring (44) and (46),
9. the contribution of $^{13}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}$ and $^{12}\text{C}^{17}\text{O}_2$ to mass 46.

The sources of error Nos. 1., 2. and 3. can easily be kept negligible by suitable choice of procedure. Some of the possible errors originating from the sources 4–9 cancel when calculating one of the functions mentioned below.

2.1.4. Units

One way of giving the isotopic composition is based upon the fractional occurrence of ^{18}O in a sample,

$$a = \frac{(^{18}\text{O})}{(^{16}\text{O}) + (^{17}\text{O}) + (^{18}\text{O})} \cdot 10^6 \text{ ppm}$$

(^{16}O), (^{17}O) and (^{18}O) being the quantities of ^{16}O , ^{17}O and ^{18}O atoms in the sample. Owing to the technical difficulties connected to the measurement of the function thus defined, the data may be given only as deviations from a standard, i.e.

$$\Delta a = a - a_{\text{stand.}}$$

Δa is related to the directly obtained

$$\Delta R = R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}},$$

as

$$\Delta a = (c_1 \Delta R + c_2) \cdot 10^6 \text{ ppm},$$

c_1 and c_2 being constants, of which c_1 accounts for the effects 4, 7, 8 and 9, whereas c_2 is a (usually negligible) correction for different ^{13}C contents in sample and standard. Additive errors, such as Nos. 5 and 6, cancel when forming Δa . For the mass spectrometer used in this work c_1 has been calculated to 0.0459.

The δ -function is defined as

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{stand}}} - 1 \right) \cdot 10^3 \text{ ‰}$$

The additive errors do not cancel and must, therefore, be kept negligible.

On the other hand, the multiplicative errors Nos. 7 and 8 cancel in the δ -function. The fractionation factor in the equilibration process also cancels, if reference is made to a water sample.

With the composition of SMOW as a zero point for both functions, the Δa values in ppm are converted into δ -values in ‰ by multiplication by 2.006.

If both the additive and the multiplicative errors are negligible either function presents the data in a rational way. Nevertheless, they both have specific advantages. *E.g.*, if by evaporation the fractionation factor is 1.01, the vapour will be 1 ‰ depleted in ^{18}O relative to the water. This is denoted by a δ^1 of simply -10 ‰ (relative to the water), whereas the Δa difference between the vapour and the water is slightly dependant upon the composition of the water. On the other hand, if the water deviates $\delta_w \text{ ‰}$ from SMOW, the δ -value of vapour relative to SMOW must be calculated as

$$\delta = \delta^1 + \delta_w + \delta^1 \delta_w,$$

whereas the Δa function is additive in the simple sense.

The data in chapter 3.1. are given by the δ -function, because it is now in general use in geochemical ^{18}O studies.

2.1.5. Treatment of instrument readings

In the daily routine work a good check on the constancy of the instrument is to include two widely different water samples in each series of measurements. Such a series consists of 20 water samples, which are all measured in one day, and all relative to the same, secondary

CO₂ standard. Two of the samples are always Copenhagen tap water ($\delta_C = -8.89 \text{ ‰}$), and two other ones are always a melt water from the Greenland ice cap ($\delta_G = -29.29 \text{ ‰}$). The δ -values for the other 16 samples in a given series are calculated as

$$\delta_s = \frac{\Delta R_s - \Delta R_C}{\Delta R_C - \Delta R_G} \cdot (29.29 - 8.89) - 8.89 \text{ ‰},$$

the indices s, C, and G referring to the unknown sample, the Copenhagen tap water and the Greenland melt water, respectively.

2.2. DETERMINATION DE LA CONCENTRATION EN DEUTERIUM DES ECHANTILLONS

G. NIEF

2.2.1. Introduction

Les analyses ont été effectuées avec un spectromètre de masse construit spécialement pour mesurer la concentration en molécules HD de l'hydrogène. Les échantillons, sous forme d'eau, sont réduits en hydrogène directement sur le spectromètre de masse en faisant passer la vapeur d'eau à basse pression sur un petit four à uranium, juste avant son introduction dans la source d'ions. Cette façon d'opérer a l'avantage de supprimer les opérations chimiques annexes, donc d'en éliminer les causes d'erreur.

2.2.2. Description du spectromètre

Un spectromètre de masse 2-3, à double collection simultanée a été construit à Saclay par M. CHATEL, sous la direction de M. NIEF.

L'appareil est un spectromètre conventionnel à prisme magnétique de 60°; son rayon de courbure moyen est de 5 cm. Nous nous bornerons à décrire les particularités caractéristiques de cet appareil.

La figure 2 montre la disposition matérielle de certains éléments.

2.2.2.1. Dispositif de pompage de l'enveloppe

Un soin particulier doit être pris pour éviter deux phénomènes gênants. L'un est la diffusion en retour de l'hydrogène à travers les pompes à diffusion. On l'évite en utilisant deux pompes en cascade.

Le débit nominal de la pompe à diffusion de mercure PS₁ est de 30 l/s. La pompe à diffusion PS₂ est munie d'un éjecteur; cette pompe est chauffée énergiquement et assure le vide primaire de la pompe PS₁.

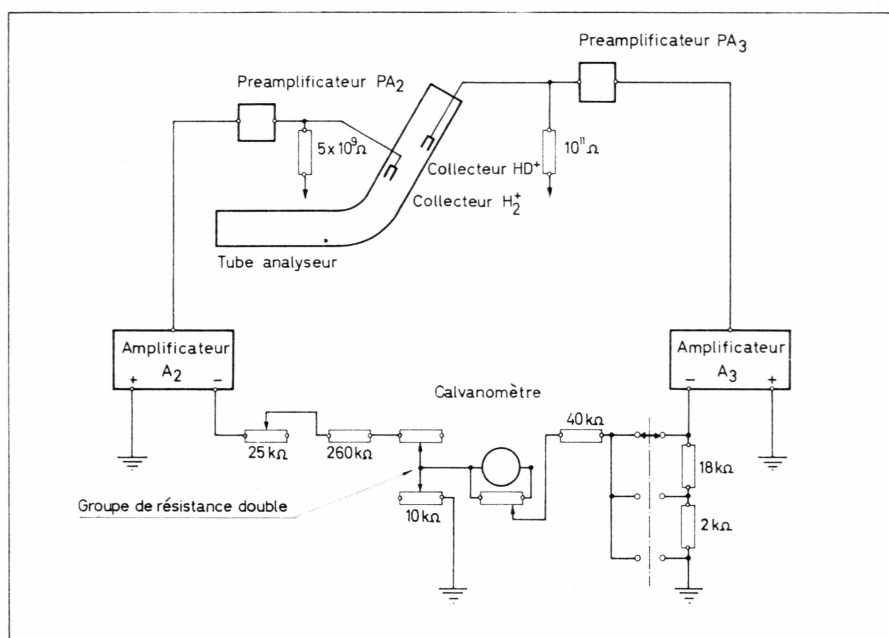


Fig. 3. Deuterium — spectromètre, schéma du système de mesure.

50 V/cm) dans la chambre d'ionisation évite presque complètement la formation des ions H_3^+ . Les demi-plaques qui commencent par faire diverger les ions, ont l'épaisseur voulue (0,3 cm) pour les faire reconverger sur la fente objet.

2.2.2.3. Collecteur

Les plans des deux fentes réceptrices sont perpendiculaires à l'axe moyen et sont situés aux points de focalisation du faisceau d'ions correspondant. Ces fentes sont larges (0,5 cm) pour faciliter le réglage.

2.2.2.4. Dispositif de mesure des courants ioniques

Le dispositif est schématisé sur la figure 3. Les courants ioniques sont amplifiés séparément par deux amplificateurs de courant continu, A_2 pour les ions de masse 2 et A_3 pour les ions de masse 3.

Le rapport des courants de sortie de ces deux amplificateurs est mesuré à l'aide d'une boîte à décades et d'un galvanomètre.

Par suite de la présence des ions H_3^+ , ce rapport dépend de l'intensité du courant des ions de masse 2. Par convention, nous faisons la mesure quand la pression de l'échantillon introduit est telle que ce courant ait une valeur de 5×10^{-9} A. Ce mode opératoire introduit une erreur

systématique que nous éliminons au moyen d'un étalonnage dont le principe sera exposé plus loin.

2.2.2.5. Performances

Le domaine d'utilisation de l'appareil va de 0 à 10^4 apm* de deutérium dans l'hydrogène. Une analyse dure environ 5 minutes.

On atteint une précision de 0,2 apm pour les concentrations de l'ordre d'une centaine de apm ou moins et une précision de 0,1 % pour les concentrations plus fortes.

2.2.3. Méthode de réduction de l'eau

L'uranium chauffé à 600°C réduit quantitativement en hydrogène certains composés hydrogénés tels que l'eau, l'hydrogène sulfuré, le gaz ammoniac . . .

Toutefois, la solubilité de l'hydrogène et du deutérium dans l'uranium, régie par les lois différentes, introduit des causes d'erreur.

On les élimine presque complètement en insérant le four à uranium dans la ligne à gaz, entre la fuite et la source.

En effet, la réduction étant totale, lorsque l'uranium sera saturé en gaz dissous, l'hydrogène sortant du four aura la même composition isotopique que le gaz rentrant.

La quantité de métal, et par suite d'hydrogène dissous, peut être très faible puisqu'on ne réduit que la quantité de composé correspondant à l'hydrogène entrant effectivement dans la source; de plus, en choisissant une épaisseur de métal suffisamment faible (0,01 cm) le temps de saturation peut être réduit à une valeur inférieure à 15 secondes.

2.2.4. Description de l'appareillage et mode opératoire

La figure 4 représente le schéma de l'appareillage.

Le métal réducteur est constitué de deux plaques en tôle d'uranium de 0,01 cm d'épaisseur, de $0,25 \times 8$ cm, ce qui correspond à un poids de 1 g d'uranium; les lamelles sont placées dans les branches d'un tube de silice en U de 0,3 cm de diamètre intérieur. L'uranium est porté à une température de 600°C par un four électrique. La pression d'hydrogène dans le four est d'environ 1μ . Dans ces conditions, la réduction de l'eau est totale, ce qu'on constate par l'observation du pic de masse 18.

La fuite d'introduction est un capillaire de 0,02 cm de diamètre intérieur et de 10 cm de longueur. La ligne à gaz est en verre Pyrex.

L'eau (1 mg) est prélevée à l'aide d'une petite hélice en fil de platine, piquée dans un bouchon en polyvinyle. On a choisi le platine en raison

* apm: atomes par million.

de son bon mouillage par l'eau et de sa résistance à la corrosion. Le nettoyage s'effectue simplement par chauffage au rouge du fil de platine.

On fixe le bouchon en E_2 . En ouvrant le robinet O_3 on vaporise l'eau dans le ballon de détente (250 cc). La petite quantité d'air (environ 0,05 cc) comprise entre le bouchon et le robinet O_3 est introduite en même temps dans le ballon. Cet air n'est pas gênant puisqu'il se combine à l'uranium à 600° en donnant des oxydes et des nitrures. L'eau qui

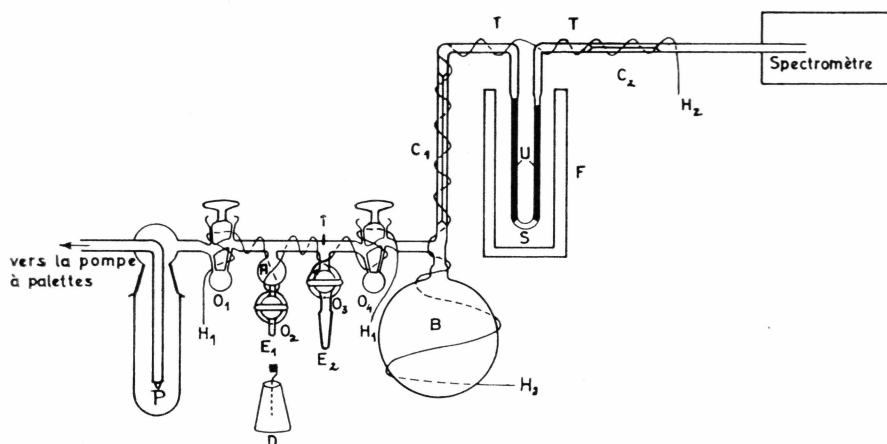


Fig. 4. Deuterium — Appareil pour la réduction des produits hydrogénés.

P: Piège d'azote liquide O_1, O_2, O_3, O_4 : Robinets.

A: Ampoules de 10 cm³.

B: Ballon de détente de 250 cm³.

C_1 : Fuite capillaire; diamètre intérieur 0,02 cm, longueur 5 cm.

C_2 : Etranglement; diamètre intérieur 0,1 cm, longueur 5 cm.

T: Tube en pyrex.

S: Tube en U en silice.

U: Feuillard d'uranium de 0,02 cm d'épaisseur.

F: Four électrique.

H_1, H_2 : Ruban chauffant électrique.

diffuse à travers le capillaire passe dans le four où elle est réduite en hydrogène. L'hydrogène ainsi formé s'écoule dans la source. Pour éviter l'adsorption de l'eau sur les parois, on chauffe les robinets à 85° C (nous employons avec succès la graisse silicone Ascolube S), les autres parties de la ligne étant chauffées à 160° C.

2.2.5. Résultats

On détermine R (rapport des courants ioniques) pour différentes valeurs décroissantes de V (tension de sortie de l'amplificateur de masse 2) comprises entre 30 et 20 volts.

La diminution de V est obtenue en diminuant la pression dans le ballon de détente, par pompage de la partie du gaz compris entre les robinets O_1 et O_4 . On interpole la valeur R_0 à 25 volts.

Les fluctuations de mesure sont du même ordre que celles du spectromètre, soit 0,2 apm*.

Les effets de mémoire, par contre, sont relativement importants. Pour une différence de 75 apm entre deux échantillons successifs la contamination est d'environ 10 % sur la première analyse, de 4 % sur la seconde, de 2 % la troisième et de 1 % sur la quatrième. A partir du cinquième échantillon, l'effet de mémoire n'est plus discernable.

Pratiquement, pour une différence de teneur d'une dizaine de apm entre l'échantillon (1) à analyser et l'échantillon précédemment analysé, nous faisons trois analyses de l'échantillon (1) et rejetons la première valeur trouvée. Lorsque cette différence est d'environ 50 apm nous faisons 7 analyses et rejetons les 5 premières valeurs. Cette façon d'opérer permet d'éviter les erreurs dues à l'effet de mémoire.

L'utilisation de cette méthode permet d'analyser 15 à 20 échantillons par jour si les teneurs sont peu différentes, et une dizaine d'échantillons si les variations de teneur sont plus importantes.

2.2.6. Etalonnage absolu des eaux de référence

La présence des ions H_3^+ dans un spectromètre de masse fait qu'il subsiste une incertitude sur la teneur en deutérium d'une eau. En mélangeant une eau naturelle avec différentes quantités d'eau lourde, on obtient des eaux dont les différences de titre sont connues, mais les titres eux mêmes ne sont connus qu'à une constante près. On lèverait cette incertitude en préparant les eaux de référence par mélange d'eau légère pure et d'eau lourde pure. En fait, l'eau la plus légère dont nous pouvions disposer, que nous appellerons eau A, avait un titre de l'ordre de 10 apm. C'est par mélange à cette eau, de quantités connues d'eau lourde pratiquement pure, que nous avons préparé les eaux de référence.

En équilibrant le deutérium de chacune des eaux de référence ainsi préparées, avec celui de l'hydrogène sulfuré, on peut obtenir pour chaque eau deux valeurs au spectromètre de masse, l'une pour la phase vapeur qui contient principalement H_2S , l'autre pour la phase liquide qui contient principalement de l'eau. Comme le coefficient de séparation de cet équilibre est de l'ordre de 2,3, les deux valeurs ainsi obtenues sont très différentes. On peut alors tracer deux courbes en portant en ordonnées les concentrations en deutérium avec une origine arbitraire, en abscisses les valeurs mesurées soit pour la phase liquide, soit pour la

* apm atomes par million.

phase vapeur. En extrapolant ces deux courbes vers la gauche on obtient un point d'intersection dont l'ordonnée est la concentration 0. En ce point, en effet, H_2S et H_2O en équilibre ont même concentration en deutérium, ce qui ne peut avoir lieu que pour les concentrations 0 ‰ ou 100 ‰ (la valeur 100 ‰ est bien entendu exclue). Les deux courbes sont en fait des droites, ce qui rend l'extrapolation précise.

De petites corrections sont à faire pour tenir compte de la présence de vapeur d'eau dans la phase vapeur, de la présence d' H_2S dissous dans l'eau dans la phase liquide et de la quantité de deutérium introduite dans le système par H_2S . Pour cette dernière correction qui est de l'ordre de 0,2 apm, une connaissance approximative du titre de l' H_2S ajouté est suffisante.

De cette façon, nous avons déterminé le titre de l'eau A: $10,0 \pm 0,4$ apm.

Par mélange de quantités pesées de cette eau A et d'eau lourde, il nous a donc été possible de fabriquer toute une série d'eaux de référence dont les différences de teneur sont connues avec une précision de quelques centièmes de apm, le titre exact étant connu avec une incertitude de $\pm 0,4$ apm.

Depuis la rédaction de cet article une nouvelle méthode d'étalonnage absolu a été développée, dans le cadre d'un contrat avec l'Agence Atomique internationale, qui sera publiée prochainement.

2.3. ELEKTROLYTISCHE ANREICHERUNG DES TRITIUMS DER GRÖNLAND-EISPROBEN

B. HUGHES, P. PEIKER und E. SCHUMACHER

2.3.1. Einleitung

Zur Messung der extrem kleinen spezifischen Tritiumaktivitäten der meisten Proben (ca. 10^{-18} T/H) ist eine Anreicherung des Tritiums um einen möglichst genau bekannten Faktor zwischen 10^2 bis 10^3 nötig. Dazu werden heute drei Aufarbeitungsverfahren in Betracht gezogen:

a) Elektrolyse in alkalischer Lösung zwischen Eisenkathode und Nickelanode. Protium und Deuterium werden bevorzugt kathodisch abgeschieden, während bei einem Volumenreduktionsfaktor von 10^{-2} bis 10^{-3} mehr als die Hälfte der ursprünglichen Tritium-Molzahl erhalten bleibt,

b) Destillation von Wasser oder flüssigem Wasserstoff mit Kolonnen unter hohem Rückflussverhältnis, wobei sich das Tritium am Kolonnenfuss anreichert,

c) nach einer elektrolytischen Vorstufe wird das Tritium katalytisch zwischen dem Wasservorrat und zirkulierendem Wasserstoffgas ausge-

tauscht. Letzteres transportiert das Tritium an den Kopf einer Thermo-diffusionskolonne, worin es als TH am unteren Ende angereichert wird.

Das erste Verfahren ist am ausführlichsten erprobt (BEGEMANN, 1960). Eine für diese Arbeiten zweckmässige Anlage ist bereits beschrieben worden (SCHUMACHER, 1960; ÖSTLUND *et al.*, 1962). Vor und während der Anreicherung der EGIG-Proben überprüften wir zur Verbesserung der Reproduzierbarkeit alle Stufen und Operationen gründlich, was zu einigen Änderungen Anlass gab. Im folgenden ist das seit ca. einem Jahr benutzte System dargestellt.

2.3.2. Experimentelles Vorgehen

2.3.2.1 Probenvorbereitung

Die Proben zwischen 1,2 und 2,5 L werden durch Doppelfilter filtriert (Seidenfilter, 160 Maschen/cm, und anschliessend Membranfilter, 0,5 μ -Poren; der Deutschen Membran-Filtergesellschaft). Sie zeigten die sehr geringe elektrische Leitfähigkeit von 5×10^{-6} ($\Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$) (vgl. 3.1.), so dass auf eine Destillation zur Entfernung des Elektrolytgehaltes verzichtet werden konnte.

2.3.2.2. Aufarbeitungsschema

Die Elektrolyse erfolgt in drei Stufen. In jeder wird eine Volumenreduktion auf ca. 1/10, in der letzten auf 1/20 erzielt. 8 in Serie geschaltete Proben werden gleichzeitig elektrolysiert, wovon mindestens eine Probe Standardbrunnenwasser (destilliert) ist.

2.3.2.3. Die 1. Anreicherungsstufe

Elektrolyse: Fig. 5 stellt schematisch die Elektrolysestufe 1 dar, die in einem überdachten Freiluftlaboratorium aufgestellt ist. Die unten konisch verlaufenden Elektrolysegefässe aus Glas sind in einem auf den Seiten transparenten Kühltrog (Wasser im Mittel $10 \pm 2^\circ \text{ C}$) eingelassen. Die zylindrischen, perforierten Eisenkathoden und Nickelanoden sind konzentrisch im Abstand von 0,5 cm angebracht. Bis zur Konusspitze ragt das Polythen-Entnahmerohr. Das Knallgas streicht durch einen Glaskühlaufsatz, in den eine Kupferkühlschlange eingesetzt ist. Letztere wird von einer glycolhaltigen Kühlsole von $0 \pm 0.5^\circ \text{ C}$ gespeist. Schliesslich entweicht das von Wasserdampf weitgehend befreite Knallgas durch ein Bunsen-Ueberdruck-Ventil in die Luft. Gegenüber der früheren Anlage (SCHUMACHER, 1960) wurde vor allem darauf geachtet, dass keine Feuchtigkeit von aussen einzudringen vermag (Kondenswasser, Luftfeuchtigkeit). Die Kühlerteile sind sorgfältig isoliert und alle Ein-

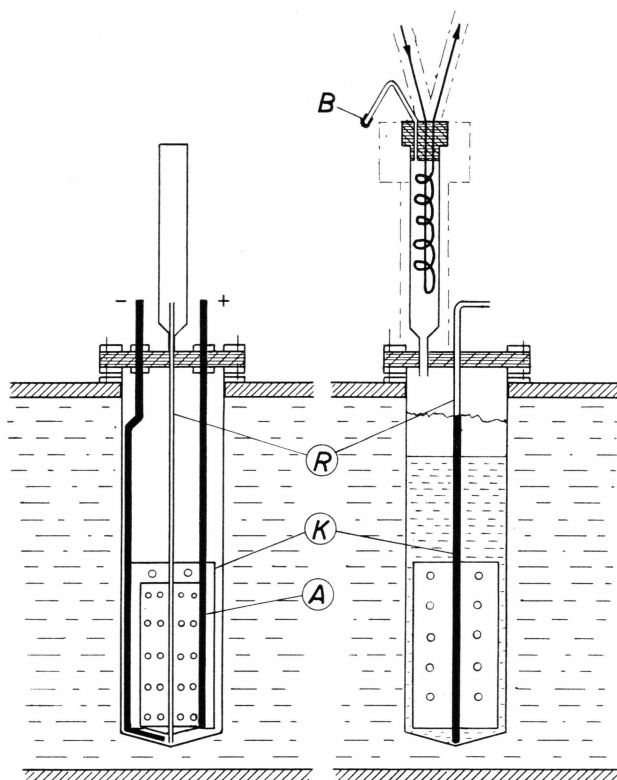


Fig. 5. Tritium. Schema einer Zelle der Elektrolyse-Stufe 1.

- A: Nickelanode.
- B: Bunsen-Überdruckventil am Knallgasauslass.
- K: Eisenkathode.
- R: Polytheneentnahme-Rohr.

führungen in die Elektrolysezelle auf Dichtigkeit geprüft. Ausserdem kann die Entnahme der einkonzentrierten Probe visuell kontrolliert werden. Dies geschieht mit Hilfe einer Ölrotationspumpe über einen Verteiler an jeweils 4 Proben gleichzeitig, wobei an der Probeneinfüllöffnung die eindringende Luft über ein Wasserdampf absorbierendes KOH-Röhrchen strömt. Unmittelbar nach der Entnahme werden die Kolben mit Gummistopfen dicht verschlossen.

Alle Temperaturen werden automatisch konstant gehalten. Der Elektrolysestrom von ca. 80–90 Ampère passiert einen Ampèrestunden-zähler (Landis & Gyr, Zug), an dem die für die Reduktion von 2 L $\rightarrow$ 0,22 L nötigen 2650 Amp. h zur automatischen Unterbrechung der Elektrolyse voreingestellt werden können. Als Elektrolyt dient 1 % Na_2O_2 . Die Stromdichte ist am Anfang der Elektrolyse 0.18 A cm^{-2} und steigt gegen Ende auf 0.3 A cm^{-2} an.

Neutralisation: Die in Destillierkolben mit Kugelschliff gesammelten 8 Probenkonzentrate der ersten Stufe werden mit etwas Phenolphthaleinpulver versetzt und dann zu je vier an zwei Neutralisationsanlagen parallel angeschlossen. Die Destillierkolben werden aussen mit Brunnenwasser gekühlt und durch aufgesetzte Gaseinleiterohre an Kugelschliffen mit CO_2 gespeist. Die Einleiterohre sind innen und aussen mit Silikonfett versehen, welche eine Abscheidung von NaHCO_3 und dadurch ev. eintretende Verstopfung verhindert. Der CO_2 -Strom wird derart einreguliert, dass in 24–36 Stunden der nach einiger Zeit tief rot gewordenen Indikator zu erblassen beginnt. (pH ca. 9; NaHCO_3 mit etwas Na_2CO_3). Ein rascherer Strom erlaubt die Operation kaum wesentlich abzukürzen. Das nicht absorbierte CO_2 führt jedoch zu einem merklichen Probenverlust. Nach beendeter Neutralisation wird das Gaseinleitrohr sorgfältig von anhaftender Lösung und suspendierten NaHCO_3 -Kristallen gesäubert. Die Vollständigkeit der Neutralisation wird durch vorheriges und nachheriges Wägen der Proben kontrolliert.

Destillation: Eine für Kjeldahl-Kolben erhältliche Electrothermal-Heizeinheit für jeweils 6 Proben ist mit Kühlern und aus den Elektrolysegefäßen der zweiten Stufe bestehenden Vorlagen ausgerüstet. Der Oberteil der Kolben ist mit Heizpilzen versehen und der Hals samt der Kugelschliffverbindung bis zum Kühleransatz wird mit Electrothermal-Heizband umwickelt, damit bei der Entfernung der letzten Feuchtigkeitsspuren des verbleibenden Carbonatkuchens keine Tropfen in den auf ca. 280°C erhitzten Kolben zurückfallen (Zerstörung?). Ein guter Indikator für die Zersetzung des Bicarbonats ist das am Kristallkuchen haftende Phenolphthalein. Dieses bleibt rot, solange noch Wasserspuren vorhanden sind und schlägt dann nach farblos um, wird thermisch zersetzt und macht den Kuchen grau. Für die letzte Zersetzung muss die Heizleistung etwas gedrosselt werden, weil der Wärmeübergang auf das feste Carbonat nur schlecht ist und eine Ueberhitzung und Zerstörung des Heizelementes, ev. sogar des Pyrexkolbens, eintreten kann.

Die Menge des Destillats wird gewogen und sollte für eine gemeinsame Elektrolyseserie innerhalb der Fehler, die durch nicht vollständige Entnahme aus den Elektrolysegefäßen, Verluste bei der Neutralisation und Destillation entstehen, konstant sein. Eine gute Serie zeigt die folgende Tabelle 2:

Tabelle 2. *Ausbeute aus Destillation 1.*

V_0	Destillat nach Elektrolyse aus Zellen-Nummer								Mittel
	1	2	3	4	5	6	7	8	
2000	224.2	221.7	226.7	224.9	225.2	226.6	225.2	227.8	225.3

(Volumen in ml).

Ausbeute an Destillat 1 einer zusammenhängenden Probenserie mit einer Streuung von $\pm 1.4\%$ gegenüber dem Mittelwert. Bei 2/3 der Probenserien (23 à 8) liegt diese Streuung innerhalb 2.2% .

2.3.2.4. Die 2. Anreicherungsstufe

Elektrolyse: Die zweite Elektrolysestufe ist praktisch gleich aufgebaut wie die erste; nur sind alle Dimensionen inkl. Elektrolysestrom 10 mal kleiner. Es sind keine wesentlichen Änderungen gegenüber früher (SCHUMACHER, 1960) angebracht worden. Die Entnahme des Konzentrats in die Destillierkolben erfolgt hier durch Ausgiessen, wobei so rasch wie möglich gearbeitet wird. Die hygroskopische Flüssigkeit ist während der Entnahme bisher nicht besonders geschützt worden, vgl. 2.3.5.

Neutralisation: Eine ähnlich wie bei der 1. Stufe konstruierte Neutralisationsanlage erlaubt 8 Proben gleichzeitig zu neutralisieren.

Destillation: Die kleinste Electrothermal-Kjeldahl-Einheit und wie bei der 1. Stufe zusätzlich angebrachte Heizungen dienen zur gleichzeitigen Destillation von 6 Proben. Das Destillat wird in den Elektrolysegefässen der 3. Stufe gesammelt.

Alle Operationen werden durch Wägen kontrolliert. Im Mittel beträgt das Destillat 20 ml.

2.3.2.5. Die 3. Anreicherungsstufe

Elektrolyse: Die Elektrolysegefässe und die Elektroden sind unten stark verengt, wodurch eine Volumenreduktion von ca. 20 ml auf 1 ml ohne Schwierigkeiten möglich ist. Das Kühlbad für die Gefässe und die Kühler des Knallgases sind ähnlich ausgeführt wie bei der 2. Stufe. Der Elektrolysestrom von anfänglich 3 Amp. wird gegen Ende der Elektrolyse gedrosselt, um die Stromdichte innerhalb eines Faktors 2 konstant zu halten.

Neutralisation und Destillation: Das Konzentrat wird im Elektrodengefäss an die Apparatur der Fig. 6 angehängt. Hier erfolgt zunächst, wie bei den anderen Stufen, die Neutralisation mit getrocknetem CO_2 und hierauf in getrocknetem N_2 -Strom die Destillation des Wassers und Zersetzung des NaHCO_3 . Das Wasser wird in Kühlfalle 5 mit flüssiger Luft ausgefroren, worin nach Schliessen des Hahns H_1 und Evakuieren noch die letzten Feuchtigkeitsspuren aus 4 gesammelt werden. Anschliessend wird das Wasser durch zweimalige Vakuumdestillation von 5 nach 6 und von 6 nach 7 gereinigt. Das Schliffgefäss 7 ist gewogen. In ihm erfolgt die Auswaage des endgültigen, reinen Konzentrats. Diese Operationen sind völlig verlustfrei.

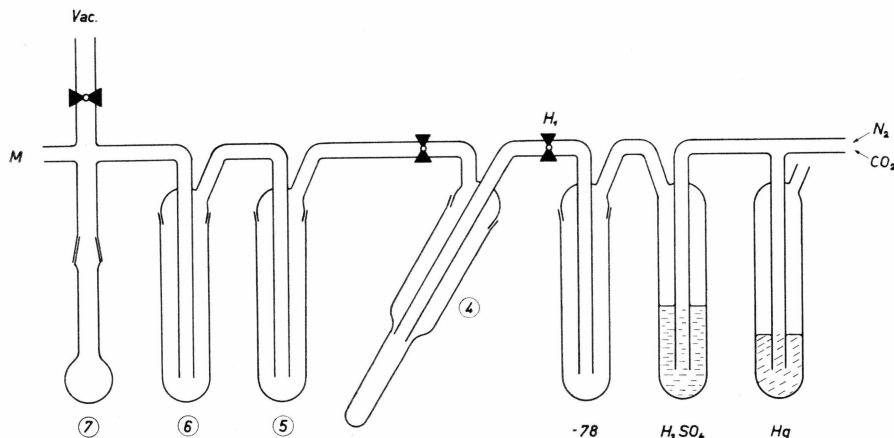


Fig. 6. Tritium — Schema der Vakuumanlage zur Aufarbeitung des Konzentrates aus Stufe 3.

Diskussion des Anreicherungsverfahrens: Bei der gesamten Anreicherung kommt zweimal ein Transfer der Probenflüssigkeit vor: Nach Elektrolyse 1 in die Destillierkolben 1 und nach Elektrolyse 2 in die Destillierkolben 2. Zweimal wird bei Barometerstand destilliert, wobei grössenordnungsmässig 0.1–0.5 % Probenwasser an den Kühlern hängenbleibt. Man könnte am Schluss unter Kühlung der Vorlage Unterdruck herstellen und diese Verluste ganz vermeiden. Dies ist bis jetzt nicht geschehen und kaum abträglich für die Reproduzierbarkeit der Messungen.

Gegenüber früher ist die vierte Elektrolysestufe weggelassen worden. Dies war möglich wegen einer Änderung im Tritiumzählverfahren, welche dessen Empfindlichkeit steigerte (vgl. Kapitel 2.4.).

Die Kontrolle aller Stufen und Operationen durch Wägen hat ergeben, dass das ganze Verfahren mit guter Konstanz abläuft. Dies zeigt sich in Abschnitt 2.3.4. an einer gegenüber früher stark verbesserten Reproduzierbarkeit der Einzelmessung.

2.3.2.6. Deuteriumbestimmung

Zur Ermittlung des Anreicherungs-faktors ist der Deuteriumgehalt der Probe x_D^0 und derjenige des Endkonzentrats x_D^c zu ermitteln. In 174 Proben werden für x_D^0 Werte zwischen 115 bis 135 ppm gemessen. 97 dieser Werte sind direkt massenspektrometrisch erhalten worden (NIEF, 2.2.). Für die verbleibenden 77 Proben bekommt man x_D^0 aus der bekannten Korrelation des D/H- mit dem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis und der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Messung (DANSGAARD, 3.1.). Aus 74 D/H- $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Wertepaaren erhält man die lineare Korrelation.

$$x_D = 0.655 \delta^{18}O + 138.2 \text{ ppm} \quad (1)$$

($\delta^{18}O$ in ‰ gegenüber dem Standard-Wasser von DANSGAARD). Diese Formel ist äquivalent zu derjenigen von DANSGAARD, NIEF und ROTH (DANSGAARD *et al.*, 1960).*

Der Endwert x_D^e liegt zwischen 3 und 14 ‰ (im Mittel 6 ‰). Die durchschnittliche Konzentrierung um den Faktor 500 macht eine densitometrische x_D^e -Bestimmung leicht möglich.

Die Apparatur dazu ist bereits beschrieben worden (SCHUMACHER, 1960) und während dieser Arbeit unverändert geblieben. In o-Fluortoluol wird bei 27° C (Konstanz $\pm 0.002^\circ$ C) die Fallzeit von jeweils 5 Tröpfchen (7,5 μ l) des zunächst durch Verdünnen mit Standard dreifach destilliertem Wasser auf 1–2,5 ‰ D gebrachten Konzentrats gemessen. Jede Messung wird durch diejenige zweier D-Standards (1,0; 1,5; 2,0; 2,5 ‰) eingeschlossen. Die Reproduzierbarkeit der Fallzeit der fünf Bestimmungen einer Probe liegt bei 65 ‰ der Messungen innerhalb 1 ‰ (P = 95 ‰).

Wir beobachteten über drei Jahre erhebliche Änderungen der Fallzeit der Standard-D-Proben. Da neue Standards der gleichen D-Konzentration und bei gleicher Temperatur jeweils mit den alten übereinstimmende Fallzeiten ergaben, muss eine langsame Veränderung des Fallmediums eintreten. Ersatz des o-Fluortoluols durch neues (getrocknetes und destilliertes) ergab jeweils wieder die ursprünglichen (höheren) Fallzeiten. E. KRELL hat ähnliche Beobachtungen publiziert (KRELL, 1960). Dieser Umstand machte es nötig, mindestens jeden halben Tag die Standards neu zu messen, wodurch für die gesamte Probenserie über 300 D-Messungen (à fünf Einzelmessungen) notwendig waren. Eine Eliminierung dieses Nachteils und grundsätzliche Verbesserung der D-Bestimmungsapparatur ist im Gange.

Der Unterschied des x_D -Wertes zweier Proben ist folgendermassen mit den Fallzeiten t_1 , t_2 (sec) verknüpft:

$$x_1 - x_2 = a \left[1 + b \left(\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right) \right] \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) \text{‰} \quad (2)$$

wobei $b = 9.106$ für unsere Betriebsbedingungen konstant bleibt. a wird aus den beiden die Probe flankierenden Standardmessungen ermittelt und ist gewöhnlich 46,6.

* An dieser Formel ist unbefriedigend, dass ein Absolutwert (D-Gehalt) mit einem Relativwert ($\delta^{18}O$) korreliert wird. Nach Vergleich der Standards ist diese Korrelation mit derjenigen von H. CRAIG in Übereinstimmung, nachdem der weltweite Zusammenhang gilt:

$$\delta_D = 8\delta^{18}O + 10 \text{‰}$$

wobei sich beide Relativwerte auf SMOW (Standard mean ocean water) beziehen (CRAIG, 1961, 1961a).

Verdünnung der Proben: ca. 0,2 ml werden aus dem Konzentrat entnommen und in einem Glasröhrchen genau gewogen ($\pm 0,1$ mg). Darauf verdünnt man mit DDD-Wasser auf 0.5 bis 0.7 ml und wägt erneut genau. Man verschliesst sofort mit einer dicken Gummikappe und mischt durch Schwenken. Da über längere Zeit aufbewahrte D-Proben durch Diffusion von Wasserdampf durch die Gummikappe an Gewicht verlieren (bis 5 % in 3/4 Jahren) schliesst man die Röhrchen in ein Reagensglas ein und schmilzt luftdicht ab, falls die D-Messung nicht innerhalb weniger Tage nach Herstellung der Messprobe erfolgt.

Herr E. ROTH (Saclay) kontrollierte freundlicherweise 12 von unseren D-Messungen massenspektrometrisch an den ursprünglichen Konzentraten nach. Hierbei wurde gefunden, dass zwischen den beiden Messreihen die folgenden Abweichungen existieren:

$$\frac{x_D(Z) - x_D(S)}{\frac{1}{2}(x_D(Z) + x_D(S))} = 0.0176 \pm 0.0186 \% \text{ (P} = 95 \% \text{)}$$

$x_D(Z)$ Zürich

$x_D(S)$ Saclay

Der Fehler der Abweichung entspricht etwa der Summe der beiden Messfehler. Eine systematische Differenz von + 1,76 % ist statistisch knapp gesichert, für diese Arbeiten aber nicht von Belang, da nur der halbe Betrag in den Fehler des T-Resultates eingeht gegenüber einem Gesamtfehler von ± 4 %. Er dürfte sich nach Kontrolle der verwendeten Standards ganz eliminieren lassen. Eine geringe ^{18}O -Anreicherung bei der Elektrolyse spielt keine Rolle. Der Effekt ist zu gering und wird ausserdem durch die Equilibrierung mit CO_2 bei der Neutralisation zum grössten Teil rückgängig gemacht. Ueber unsere Standards vgl. (SCHUMACHER, 1960).

2.3.3. Ermittlung des Anreicherungsfaktors

Das beschriebene Anreicherungsverfahren erfolgt, abgesehen von kleinen Verlusten bei Flüssigkeitsübertragungen (s.u.), genau nach der Rayleigh'schen Differentialgleichung:

$$\frac{dn_p}{n_p} = \alpha \frac{dn_D}{n_D} = \beta \frac{dn_T}{n_T} \quad (3)$$

wobei n Molzahl

P, D, T von Protium, bzw. Deuterium, bzw. Tritium

α, β Trennparameter

n^0 ursprüngliche Molzahlen

Wegen $n_p \gg n_D \gg n_T$ und gleichen Molvolumina von H_2O und HDO erhält man bei der Integration von (3)

$$\frac{v}{v^\circ} \approx \frac{n_p}{n_p^\circ} = \left(\frac{n_D}{n_D^\circ} \right)^\alpha = \left(\frac{n_T}{n_T^\circ} \right)^\beta \quad (4)$$

oder nach Einführung der Molenbrüche

$$x_T^\circ = x_T \frac{v}{v^\circ} \left(\frac{x_D^\circ v^\circ}{x_D v} \right)^{\alpha/\beta} \quad (5)$$

$$\alpha = \frac{\log \left(\frac{v^e}{v^\circ} \cdot \frac{1 - x_D^e}{1 - x_D^\circ} \right)}{\log \left(\frac{v^e}{v^\circ} \frac{x_D^e}{x_D^\circ} \right)} \quad (5a)$$

v° ursprüngliches Probenvolumen

v Volumen des Konzentrats.

Der Anreicherungsfaktor Q wird

$$Q = \frac{x_T^e}{x_T^\circ} = \left(\frac{x_D^e}{x_D^\circ} \right)^{\alpha/\beta} \left(\frac{v^\circ}{v} \right)^{1-\alpha/\beta} \quad (5b)$$

Davon sind durch Messung x_D^e/x_D° sowie v°/v^e bekannt. Für das Verhältnis α/β gilt nach der Theorie von J. BIGELEISEN [BIGELEISEN], die von H. G. ÖSTLUND & E. WERNER (ÖSTLUND und WERNER, 1962) experimentell gut bestätigt worden ist,

$$\left. \begin{aligned} \beta &= 1,052 \cdot \alpha^{1,38} \\ \text{und } \frac{\alpha}{\beta} &= 0,950 \cdot \alpha^{-0,38} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

(exakt gültig bis ca. 20 % D-Gehalt, was bei uns immer unterschritten wird). Zur Auswertung von (6) muss zuerst α aus (5a) ermittelt werden.

Die Ermittlung des Anreicherungsfaktors erfordert die folgenden Messdaten und Operationen, welche am Beispiel von Probe 76 angegeben seien:

D-Gehalt der ursprünglichen Probe	x_D^0	$121,7 \pm 0,8$ ppm
Fallzeit des D-Standards S_1	t_{S_1}	54,40 sec
Fallzeit des D-Standards S_2	t_{S_2}	39,53 sec
Fallzeit der Probe	t	52,46 sec
D-Gehalt von S_1	x_{S_1}	1,4953 ‰
D-Gehalt von S_2	x_{S_2}	1,9734 ‰
D-Gehalt der Messprobe	x_D^1	1,5404 ‰
Verdünnungswassereinwaage	w	0,4448 g
Konzentrateseinwaage	p	0,2283 g
D-Gehalt des Konzentrates	x_D^e	$4,541_5 \pm 0,05$ ‰

nach

$$x_D^e = x_D^1 \left(\frac{w}{p} + 1 \right) \frac{M^e}{M^1} \quad (\text{falls } x_D^0 \ll x_D) \quad (7)$$

$$M^e (M^1) = 18.01571 + 2,01265 x_D^e (x_D^1) \quad (\text{Molekulargewicht}) \quad (8)$$

Anfangs-Volumen $v^0 = 2000$ mlEnd-Volumen $v^e = 1,6532$ mlAuswaage des Konzentrats $g^e = 1,6616$ g

$$v^e = g^e \cdot \frac{M^0}{M^e} \quad (M^0, M^e \text{ nach (8)}) \quad (9)$$

Deuterium-Trennparameter $\alpha = 6,075$ (nach (5a))

Tritium-Trennparameter $\beta = 12,68_4$ $\left. \begin{array}{l} \alpha \\ \beta \end{array} \right\} \text{ (nach (6))}$
 $\frac{\alpha}{\beta} = 0,4789$

Anreicherungsfaktor $Q = (0,689 \pm 0,014) \cdot 10^3$
(nach (5b))

Die Ermittlung von Q erfordert eine ganze Reihe z.T. zeitraubender Rechenoperationen. Es wurden daher ein Fortran-Programm ausgearbeitet, die Daten für jede Probe auf Lochkarten gestanzt und die Rechnung mit der IBM 1620 zunächst des Organisch-chemischen Instituts der ETH, später am Rechenzentrum der Universität Zürich, ausgeführt. Interessenten stellen wir das Programm gerne zur Verfügung.

2.3.4. Reproduzierbarkeit des Verfahrens, einschliesslich der Tritiumbestimmung

Als interne Kontrolle jeder Aufarbeitungsserie von 8 Proben dient eine Probe aus unserem Standard-Brunnenwasser (destilliert). Tabelle 3 gibt die Anreicherungsfaktoren und die ermittelten Tritiumeinheiten wieder. Die Kontrollprobe wird an zufälliger Stelle in der Serie plaziert.

Tabelle 3. *Tritium-Bestimmungen in 10 Proben des Standard-Brunnenwassers*

Nr.	$Q \cdot 10^{-3}$	$T/H \cdot 10^{18}$
57	0.7354	99.3
70	0.7916	104.3
80	0.7561	91.5
82	0.7143	96.5
92	0.7369	91.3
101	0.6250	98.0
111	0.6620	94.1
115	0.7323	94.1
135	0.4850	103.3
148	0.6978	89.1

Das Ergebnis ist somit

$$T/H = (96,2 \pm 3,8) \cdot 10^{-18} \quad (P = 95\%)$$

Die Reproduzierbarkeit von $\pm 4\%$ ($P = 95\%$) enthält die zufälligen Fehler des Anreicherungsverfahrens, sowie diejenigen der Vorbereitung zur T-Messung und den statistischen Fehler der Radioaktivitäts-Messung. Das Ergebnis ist als sehr zufriedenstellend anzusehen und wurde unseres Wissens bisher von keiner Arbeitsgruppe erreicht.

2.3.5. Schlussfolgerungen in Bezug auf das Aufarbeitungsverfahren

ÖSTLUND und WERNER haben betont (ÖSTLUND *et al.*, 1962) das die Fehlerquellen des elektrolytischen Aufarbeitungsverfahrens vor allem von der Notwendigkeit herrühren, nach jeweils einer Konzentrierung um den Faktor 10 den gleichstark aufkonzentrierten Elektrolyten zu entfernen. Die dabei auszuführenden Operationen bedingen den Transfer konzentrierter Natronlauge (ca. 2,6 M) u.s.w. (siehe Abschnitt 2.324.), wobei Verluste eintreten und die Möglichkeit der Kontamination der Probe durch recente Feuchtigkeit aus der Luft besteht. Sie vermeiden daher jeden Transfer, indem von der ursprünglichen Probe von 250 ml

(gegenüber 2000 ml bei uns) nur 50 ml mit Elektrolyt versehen werden und die restlichen 200 in halbkontinuierlicher Weise während der Elektrolyse zugetropft werden, wobei das Volumen zwischen 25 und 50 ml variiert. Am Schluss elektrolysiert man die 50 ml auf 2,5 g ein und arbeitet an der Vakuumapparatur auf, wie bei uns in Stufe 3. Das Aufarbeitungsverfahren entspricht somit nur in der letzten Phase einem Rayleigh-Prozess, während der erste Schritt der halbkontinuierlichen Speisung einen bedeutend kleineren Anreicherungsfaktor liefert als nach Gleichung (5) aus der Volumenreduktion folgen würde. Zudem ist die Trennleistung dieses ersten Schrittes von der Art und Weise (Volumeninkrement, zeitliche Aufeinanderfolge) der Zuführung der Probe etwas abhängig. Man nimmt also mit der Eliminierung der Kontaminations- und Verlustgefahr den Nachteil eines kleineren und weniger genau bekannten Anreicherungsfaktors und eines komplizierteren Anreicherungs-gesetzes in Kauf. Da bei unseren Arbeiten (gegen 300 Tritiumanalysen) bisher in keinem Fall eine Kontamination durch das Aufarbeitungsverfahren selbst bei sehr alten Proben eindeutig nachzuweisen war, bleibt es vorläufig offen, welches der beiden Verfahren vorzuziehen ist.

Die Verluste bei Probentransfer ändern an der Gültigkeit von Gleichung (5) nichts; doch wird der Anreicherungsfaktor Q (mit Verlust) $= Q(5b) \cdot (\eta_1 \cdot \eta_2)^{1-\alpha/\beta}$, wobei η_1 und η_2 die Transferausbeuten bei den Stufen 1 und 2 bedeuten. Nehmen wir für $\eta_1 = \eta_2 = 98\%$ an, so wird Q (mit Verlust) $\simeq 0,98 Q(5b)$; d.h. unsere ohne Verlust ermittelten Anreicherungsfaktoren stellen eine obere Grenze dar. Sie dürften in Wirklichkeit um etwa 1–2% kleiner sein (systematischer Fehler).

Für die Kontamination mit Luftfeuchtigkeit spielen die exponierten Oberflächen der Lösungen, die Transferzeiten und die absolute Luftfeuchtigkeit eine Rolle. Nehmen wir an, die Feuchtigkeitsaufnahme sei proportional dem transferierten Volumen, d.h. die relative Feuchtigkeitsaufnahme bei Stufe 1 + 2 seien gleich gross, so folgt, dass die Kontamination nur bei Stufe 1 wesentlich ist. Dort ist der relative T-Zuwachs aus dem Kontaminationswasser ca. 10 mal grösser als bei Stufe 2. Bei der Probeentnahme wird daher sorgfältig darauf geachtet, dass die Lauge nur mit getrockneter Luft in Berührung kommt, vgl. 2.3.2.3. Bei Stufe 2 kann die Entnahme des Konzentrats ebenfalls in getrockneter Atmosphäre stattfinden.

Ein Vergleich der Genauigkeit der elektrolytischen mit den anderen in der Einleitung erwähnten Anreicherungsverfahren ist heute mangels publizierter Daten noch nicht möglich. Zeitaufwand und Kosten der Aufarbeitung dürften die elektrolytische Methode jedoch als vorteilhaft erscheinen lassen.

Diese Arbeit wurde anfänglich durch die Fritz Hoffmann-La Roche Stiftung für Arbeitsgemeinschaften und später durch den Schweizerischen

Nationalfonds für wissenschaftliche Forschung (Projekt A 92) unterstützt. Beiden Stiftungen sei bestens gedankt. Ferner haben wir zu danken:

unseren Laboranten:

Herrn P. BOLZHAUSER für Mithilfe am Schluss der Arbeit.

Herrn K. DE LORENZO für eine grössere Reihe von Deuterium-Bestimmungen.

Herr B. PFEIFFER, ETH, hat bei der Ausarbeitung des Fortran-Statements mitgeholfen; den Herren Prof. E. HEILBRONNER und H. P. KÜNZI danken wir für die Benutzung der beiden IBM 1620 Anlagen.

Herrn Dr. E. ROTH (Saclay) und Herrn Dr. W. DANSGAARD (Kopenhagen) danken wir für D- bzw. ^{18}O -Analysen.

2.4. MESSUNG DER TRITIUMAKTIVITÄT DER ANGEREICHERTEN GRÖNLAND-EISPROBEN

C. LINDT-MUEHLEMANN und H. OESCHGER

2.4.1. Einleitung

Die Bestimmung der Tritium-Aktivitäten der Grönland-Eisproben bedingt ausser einer Anreicherung des Tritiums, wie sie im vorangegangenen Kapitel beschrieben wurde, eine möglichst empfindliche Messmethode.

Die höchste Empfindlichkeit für Tritium-Bestimmungen wird mit Zählrohren, deren Zählgas den zu untersuchenden Wasserstoff enthält, erreicht. Der Nulleffekt dieser Zählrohre wird durch Abschirmung mit ca. 20 cm Blei oder Eisen und mit Hilfe einer Antikoinzidenzanordnung, die im wesentlichen die μ -Mesonen der kosmischen Strahlung eliminiert, auf ein Minimum reduziert. Häufig wird der Probenwasserstoff direkt, unter Beimischung eines organischen Gases, als Zählgas verwendet. Besser noch ist es, ihn in die Moleküle eines geeigneten Zählgases, wie z.B. CH_4 oder C_2H_6 etc. einzubauen. Diese Methode bietet die folgenden Vorteile:

- a) Ohne dass eine besondere Reinheit gefordert ist, übertreffen die Zähleigenschaften von organischen Gasen, wie CH_4 , C_2H_2 , C_2H_6 etc. diejenigen von Gemischen von Wasserstoff mit einem organischen Zusatzgas. Ausserdem eignen sie sich besonders gut für Messungen im Proportionalbereich, sodass durch Beschränkung auf die kleinen Impulse, die einem Energieverlust von weniger als 18 KeV (max. Energie der von Tritium emittierten Elektronen) entsprechen, eine

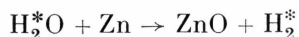
weitere Reduktion des Nulleffekts möglich ist. Die Impulshöhenanalyse ermöglicht zudem die Identifizierung von radioaktiven Verunreinigungen, wie z.B. Radon.

- b) Moleküle wie CH_4 oder C_2H^1 sind in Metallen weit schlechter löslich als H_2 , die Gefahr von »Memory«-effekten ist daher bedeutend herabgesetzt. Diese Vorteile bewogen uns, den H_2 durch Anlagerung an Aethylen in Aethan als Zählgas überzuführen.

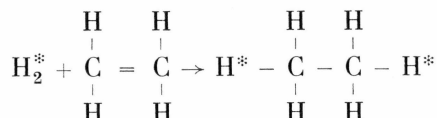
2.4.2. Chemische Aufarbeitung

Die angereicherten Proben lagen in Form von Wasser vor. Die Aufarbeitung des Wassers zu Aethan erfolgt in den folgenden zwei Phasen:

- a) Reduktion des Wassers zu Wasserstoff:



- b) Synthese des Wasserstoff mit Aethylen zu Aethan:



Die Umwandlungen erfolgen in der in Fig. 7 dargestellten Apparatur.

2.4.2.1. Reduktion des Probenwassers

300 mg des angereicherten Probenwassers werden mit einer Genauigkeit von einigen Promillen in Röhrchen mit Aufbrecher (II) abgewogen. Darauf wird das Röhrchen zugeschmolzen und auf der Seite des Aufbrechers an die Vakuumanlage (Fig. 7) angeschmolzen. Das Wasser wird darauf mit flüssiger Luft eingefroren, das Röhrchen aufgebrochen und die Luft abgepumpt, bis zu einem Enddruck von ca. 10^{-3} mm Hg. Durch Vakuumdestillation wird dann das Probenwasser quantitativ in mit 50 g Zn (Merck pulvis p.a.) gefüllte Glasampullen (Ia) von ca. 1 Liter Inhalt übergeführt und mit flüssiger Luft eingefroren. Der Verlauf der Destillation wird mit Hilfe eines Manometers (VII) bis zum Einstellen des gewünschten Enddruckes von ca. 10^{-3} mm Hg verfolgt. Die Glasampulle (Ia) wird darauf abgeschmolzen und zur Reduktion des Wassers während ca. 6 Stunden in einen Ofen gebracht, dessen Temperatur etwa 400°

* Tritiumhaltiger Wasserstoff der Probe.

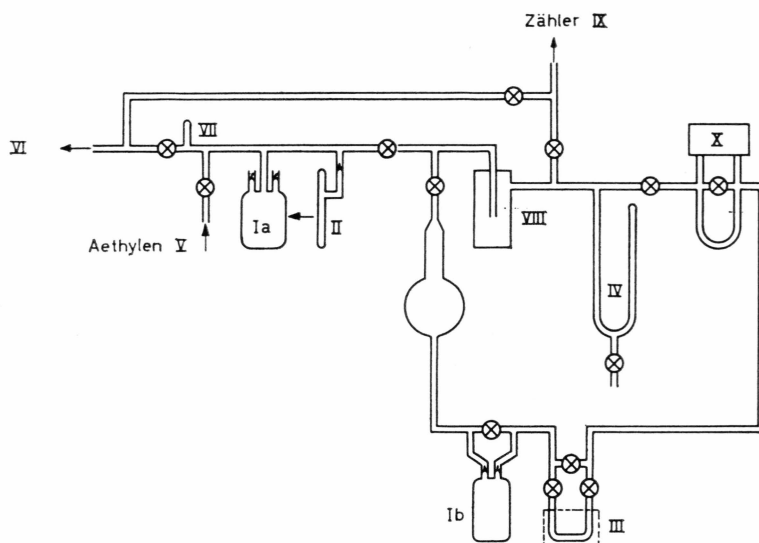


Fig. 7. Apparatur für die Aufarbeitung des Probenwassers zu Aethan.

- Ia Glasampulle mit Zn-Pulver.
- Ib Glasampulle nach Reduktion ($\text{ZnO} + \text{H}_2^*$).
- II Proberöhrchen mit H_2O .
- III Katalysator (5% Palladium auf Aktivkohle, "Baker", Engelhard Industrien Zürich).
- IV Hg-Manometer.
- V Zu Aethylen-Flasche (Gerling, Holz, Hanau).
- VI Zu Vakuumpumpe.
- VII Pirani-Manometer.
- VIII Kühlfalle.
- IX Zählrohr.
- X Membranpumpe (Maihak, Hamburg) für die Gaszirkulation.

beträgt. Die Vollständigkeit der Reaktion kann durch Messung des Druckes beim Aufbrechen der Glasampulle (vergl. unten) kontrolliert werden.

2.4.2.2. Synthese des Wasserstoffs mit Aethylen zu Aethan

Die Synthese des Wasserstoffs mit Aethylen zu Aethan erfolgt durch Zirkulation eines Gemisches der beiden Gase über Palladium auf Aktivkohle (Engelhard Industrien, Zürich) als Katalysator. Es wird technisches Aethylen der Firma Gerling, Holz & Co., Hanau verwendet. Dieses Gas hat sich als radioaktiv sehr rein erwiesen.

Ein Gramm des gepulverten Katalysators wird mit Quarzwolle vermengt und in ein U-Rohr (III) gefüllt, das an das Zirkulationssystem angeschmolzen wird. Um die Absorptionswirkung der Aktivkohle herabzusetzen, wird der Katalysator ständig auf einer Temperatur von

ca. 200° C gehalten. Ferner wird darauf geachtet, dass ausser beim Nachfetten der Vakuummähne der Katalysator nicht mit Luft in Berührung kommt. Sicherheitshalber wurde er jeweils nach ca. 20 Proben ausgewechselt, obschon noch keine Abnahme der Reaktionsgeschwindigkeit festgestellt werden konnte.

Die Reaktion spielt sich folgendermassen ab: Die Ampulle (Ib) mit der zu H₂ reduzierten Probe wird an das Zirkulationssystem angeschmolzen. Darauf wird das System (Volumen ca. 4 Liter) während ca. 3 Stunden evakuiert und anschliessend mit Aethylen bis zu einem Druck von 400 mm Hg gefüllt, wobei der Katalysator unter Abschluss gehalten wird. Das Aethylen wird darauf mit flüssiger Luft in der Kühlfalle (VIII) eingefroren und während ca. 1/4 Stunden werden nicht ausfrierbare Gase und ein Teil des Aethylens abgepumpt. Dann wird der Hahn zur Pumpe geschlossen, die Ampulle mit dem Wasserstoff aufgebrochen und der Wasserstoffdruck am Manometer (IV) abgelesen. Die Druckkontrolle ergab bei den verschiedenen Proben Unterschiede von 1–3 mm Hg, bei einem Druck von 760 mm Hg, die auf die Unterschiede in den Volumina der Ampullen zurückzuführen sind. Darauf wird das Aethylen wieder expandiert, der Katalysator (III) geöffnet und die Zirkulationspumpe (X) eingeschaltet. Der Reaktionsverlauf wird durch Beobachtung der Druckabnahme der reagierenden Gase verfolgt. Das Aethylen und Aethan wird 2–3 mal während der Reaktion mit flüssiger Luft in der Kühlfalle (VIII) ausgefroren und wieder expandiert. Dadurch wird eine gute Durchmischung der Gase erreicht. Die Reaktion gilt als abgeschlossen, wenn nach dem Ausfrieren mit flüssiger Luft ein Druck < 1 mm Hg beobachtet wird, was nach etwa einer Stunde der Fall ist. Darauf wird das Zirkulationssystem von der Kühlfalle abgeschlossen und die Gase ins Zählrohr (IX) expandiert, welches zuvor 1–2 Stunden lang evakuiert worden ist. Der Druck im Zählrohr beträgt ca. 460 mm Hg. Etwa 20 % der Probe bleibt dabei in der Kühlfalle zurück. Dieser Verlust wird in Kauf genommen, da die Aktivität der Proben infolge der starken Anreicherung gut messbar war. Für die Eichung wurde ein Tritium-Standard des NBS (National Bureau of Standards, Washington 25 D.C.) der in Form von Wasser vorlag, benützt, sodass die Eichproben auf identische Weise wie die Grönland-Eisproben aufgearbeitet werden konnten. Die Berechnung der Aktivität der Proben erfolgte durch Multiplikation der Aktivität des Standards mit dem Verhältnis des Einwagewertes der Probe zum Einwagewert des Standards.

2.4.3. Aktivitätsmessungen

Für die Bestimmung der Tritiumaktivität wurde ein Proportionalzählrohr mit eingebauter Antikoinzidenzanordnung [HOUTERMANS und

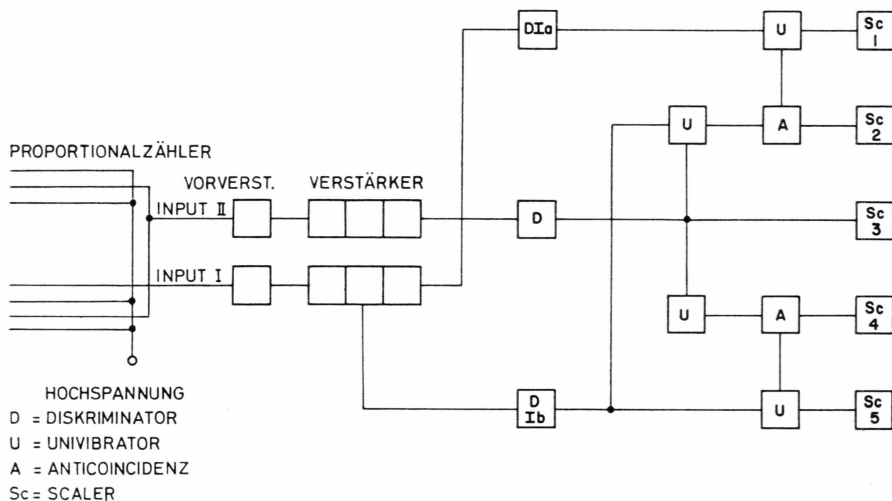
BLOCK-DIAGRAMM

Fig. 8. Tritium — Messanlage.

Block-Diagramm.

Empfindlichkeiten der 3 Kanäle:

- Ia 23 mV (Alle Impulse des Hauptzählrohres).
- Ib 180 mV (Grosse Impulse des Hauptzählrohres).
- II 14 mV (Alle Impulse der Antikoinzidenzanordnung).

Registrierte Zähleffekte:

- 1 Alle Zählimpulse (Hauptzählrohr).
- 2 Tritiumkanal (23–180 mV gesperrt).
- 3 Alle Sperrimpulse.
- 4 Antikoinzidenzen der grossen Impulse.
- 5 Alle grossen Impulse (> 180 mV aus Hauptzählrohr).

OESCHGER, 1955 und 1958] verwendet. Wegen der geringen Reichweite der Zerfallselektronen des Tritiums konnte die Folie zwischen dem eigentlichen Zählvolumen und dem Volumen der Antikoinzidenzanordnung durch einen Kranz von 30 Drähten mit $\varnothing 0,07$ mm ersetzt werden, ohne dass spürbare Zählverluste eintraten. Der Drahtkranz bringt gegenüber der Folie die folgenden Vorteile:

- a) Da sich noch weniger Material zwischen Antikoinzidenzanordnung und Zählvolumen befindet, wird die Wirkung des Antikoinzidenzzählers erhöht und der Nulleffekt noch weiter herabgesetzt. [GFELLER und OESCHGER, 1962; OESCHGER, 1963].
- b) Die Rohre mit Drahtgitter erweisen sich als widerstandsfähiger. Eine einmalige kurzzeitige Dauerentladung bedingt beim Rohr mit Drahtgitter keine Reparatur, hingegen das Auswechseln der Folie bei der anderen Konstruktion.

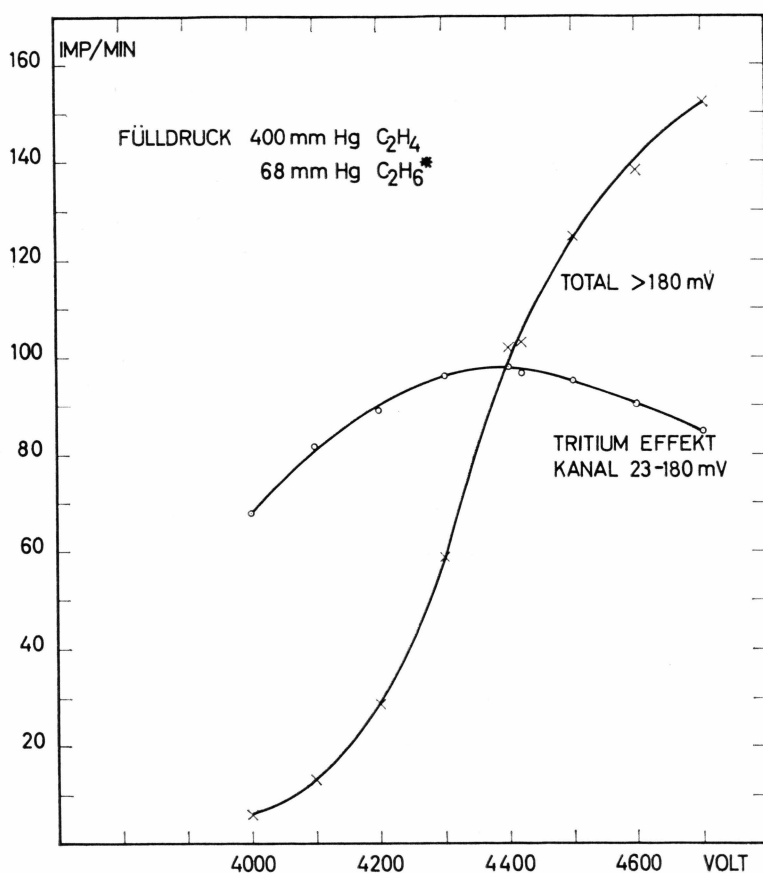


Fig. 9. Tritiumeffekt und Impulse > 180 mV als Funktion der Spannung. Empfindlichkeiten vgl. Figur 8.

Die Messungen wurden mit zwei verschiedenen Messanlagen durchgeführt. Die Anlage A wurde für Proben mit speziell niedrigen Zähleffekten (< 15 cpm) benützt. Ihr Blockschema ist in Fig. 8 dargestellt. Bei der Anlage B wurde der Kanal Ib und damit auch die zweite Mischstufe und die Zähler 4 und 5 weggelassen.

Im folgenden wird die Messung mit der Anlage A beschrieben:

Das Zählrohr wird mit negativer Hochspannung betrieben, die an Zählrohrmantel und Drahtgitter angelegt wird. Der Anodendraht des Hauptzählrohres befindet sich auf Erdpotential; das Potential der Antikoinzidenz-Anodendrähte kann zwischen 0 und - 500 Volt variiert werden.

Die Arbeitsspannung des Hauptzählers wird so eingestellt, dass die Zählrate der Impulse > 180 mV ca. 100 Imp/min beträgt. Die so erhaltenen Spannungen lagen um 4400 Volt und variierten von Probe zu

Probe um max. 50 Volt. Die Spannung der Antikoinzidenzanodendrähte wird so eingestellt, dass die gesamte Spannung zwischen Antikoinzidenzanode und Zählrohrmantel etwa 300 Volt höher ist, als die Spannung, bei der die Sperrung vollständig zu werden beginnt. Diese Spannung muss nur einmal eingestellt werden, da sich die Proben bezüglich Gasdruck und Gaszusammensetzung nur sehr wenig unterscheiden.

Als Tritiumeffekt wird die Zählrate des Zählers 2 ausgewertet. In Fig. 10 ist der Zähleffekt der Impulse 180 mV (Hauptzählrohr), sowie der Tritiumeffekt 2 bei der Messung einer Eichprobe in Funktion der Spannung am Zählrohrmantel aufgetragen. Der Tritiumeffekt zeigt um 4400 Volt nur eine schwache Spannungsabhängigkeit. Dem Maximum bei 4400 Volt entspricht bei der in Fig. 9 erwähnten Einstellung ein Zähleffekt der »grossen« Impulse von ca. 100 Imp./min. Einer Variation der »grossen« Impulse von 80–100 Imp./min. entspricht eine sehr geringe Aenderung des Tritiumeffekts, sodass die Methode der Festlegung der Zählspannung mit Hilfe des Kanals Ib gerechtfertigt erscheint, auch wenn man berücksichtigt, dass die Zählrate der »grossen« Impulse des Nulleffekts wegen der Schwankungen des μ -Mesonenflusses nur mit einer Genauigkeit von etwa $\pm 2\%$ definiert ist, abgesehen von möglichen kurzzeitigen stärkeren Schwankungen der Intensität der kosmischen Strahlung. Bei der Anlage B wurde immer mit derselben Spannung gearbeitet, wobei bei einigen Messungen der Plateauverlauf kontrolliert wurde. Die Messdauer für die einzelnen Proben wurde so gewählt, dass ein statistischer Fehler von etwa 1% erreicht wurde.

2.4.4. Messgenauigkeit

Die Genauigkeit und Reproduzierbarkeit der chemischen Aufarbeitung und der Zählmethode wurde laufend durch Nulleffektsbestimmungen und Messungen von Eichproben überprüft. Die gesamte Genauigkeit der Tritiumbestimmungen einschliesslich der Anreicherung wurde laufend durch die Messung von Proben identischen Ursprungs untersucht.

2.4.4.1. Nulleffekt

Als Nulleffektsproben diente technischer Wasserstoff, der mit Aethylen, wie der Probenwasserstoff, zu Aethan umgesetzt wurde. In den Schwankungen dieser Nulleffektsbestimmungen sind ausser den statistischen Messfehlern, Fehler infolge der Tritiumkontamination der chemischen Aufarbeitungsanlage sowie des Zählrohres enthalten. Um eine obere Grenze der Tritiumkontamination abzuschätzen wurden die Nulleffektsbestimmungen oft anschliessend an Messungen von Proben möglichst hoher Aktivität durchgeführt.

Der Nulleffekt betrug

bei der Anlage A: $0,33 \pm 0,05$ cpm

bei der Anlage B: $1,02 \pm 0,05$ cpm

Die angegebenen mittleren Fehler sind grösser, als auf Grund der Zählstatistik zu erwarten war und daher mitbestimmt durch die Tritiumkontamination. Aus diesen Grunde bringt auch die Herabsetzung des Nulleffekts von 1,02 cpm auf 0,33 cpm keine Erhöhung der Messgenauigkeit, wenn die Möglichkeiten von »Memory«-Effekten nicht wesentlich herabgesetzt werden. Die Nulleffektsschwankungen von $\pm 0,05$ cpm machen jedoch bei den Zähleffekten der Grönlandproben im Maximum etwa ein Prozent aus und sind ohne Einfluss auf den Gesamtfehler.

2.4.4.2. Eichung

Als Eichprobe wurde ein Tritium-Standard des NBS benützt. Eine Nacheichung mit Proportionalzählrohren verschiedener Dimensionen ergab eine Uebereinstimmung innerhalb weniger Prozente.

Die Standardproben wurden gleich wie die Grönland-Eisproben zu Äethan aufgearbeitet.

Als totale Ausbeute für die chemische Aufarbeitung und Zählmethode wurde

$(37,3 \pm 0,8) \%$ in Anlage A
und $(37,4 \pm 0,7) \%$ in Anlage B

erhalten.

Diese Werte wurden aus 32 Messungen ermittelt, wobei der Fehler der Einzelproben angegeben ist, der etwa $\pm 2 \%$ beträgt. Dieser Fehler wurde bei Berücksichtigung sämtlicher Eichmessungen, die sich über 2 Jahre erstreckten, erhalten. Er ist mitbestimmt durch langsame Aenderung der Empfindlichkeit der elektronischen Geräte. Für die Berechnung der Tritiumaktivitäten der Grönlandproben wurden benachbarte Eichmessungen benützt.

2.4.4.3. Reproduzierbarkeit der gesamten Tritiumbestimmung (Vergleiche 2.3.4.).

Diese Arbeit wurde von der KAW (Kommission für Atomwissenschaft) finanziell unterstützt, wofür wir an dieser Stelle bestens danken.

Ebenfalls danken möchten wir Herrn Prof. E. SCHUMACHER für die Diskussionen über die chemische Aufarbeitung des Probenwassers.

3. RESULTATS DES ÉTUDES ISOTOPIQUES

3.1. STABLE ISOTOPE STUDIES ON EGIG SAMPLES (DEUTERIUM AND ^{18}O)

W. DANSGAARD, Mme. L. MERLIVAT and E. ROTH

3.1.1. Introduction

Numerous snow and ice samples were collected by EGIG on the Greenland ice cap between 69°N and 72°N .

The deuterium and ^{18}O contents of these samples have been measured by the techniques described in chapters 2.1. and 2.2. The results are given in extenso in the APPENDIX.

Table 4

Station	Altitude	t _a	Mean net accumula- tion	Range of depth	Number of samples	Thickness of indiv. samples	Total thick- ness	
	m	°C	a cm H ₂ O	m	(for D)	cm snow or ice	A m H ₂ O	
EGIG	1	2	3	4	5	6	7	8
DYE 2.....	2100	-16,2	—	0-17	0	—	—	—
K 3	1219	- 7,6	—	1,5 - 4,6	9	10	0,7	—
Camp VI-EGIG .	1678	-14,8	51	0-25,1	13	70- 80	5,5	—
Milcent	2452	-22,3	51	0-20,2	12	50- 80	4,3	—
Station Centrale .	2964	-27,6	35	0-30,8	36	50-118	15,7	—
Crête	3174	-30,0	23	0-15,8	9	50-160	3,6	—
Station Jarl-Joset	2867	-28,4	27	0-27,0	34	50-103	14,6	—
Dumont.....	2867	-28,4	27	0-40,0	6	?	?	—
Dépôt 420	2760	—	31	0-14,7	7	50- 82	2,4	—
SIPRE								
9	2746	-21,1	30	0,23- 1,93	—	—	—	—
14	2604	-19,6	56	0- 2,2	—	—	—	—
16	2440	-16,4	72	0,22- 1,94	—	—	—	—
17	2440	-14,4	86	0,17-10,60	—	—	—	—
Site 2, △	2000	-24,0	30	{ 100-300 100-400	—	—	—	—
Site 2, □					—	—	—	—
A	2440	-28,1	50	0- 3,8	—	—	—	—
B	3060	-30,0	53	0- 4,0	—	—	—	—

Recent work, still unpublished, shows that the values for the isotopic ratios $\frac{\text{D}}{\text{H}}$ given here multiplying the δ_{D} values relative to SMOW reported here by a correction factor of 1.035.

In this chapter we intend to give an interpretation of the results, which is by no means exhaustive. In section 3.1.2. mean values of all samples from the same location will be considered and some general relations evaluated. In section 3.1.3. some considerations will be given on the individual samples from given locations.

3.1.2. General relations

In the upper part of table 4 some characteristics are given on the 9 stations, where investigations were carried out by EGIG during the summer expeditions of 1958 (DYE 2) and 1959, including the 7 boreholes at DYE 2, Camp VI-EGIG, Milcent, Station Centrale, Crête, Station Jarl-Joset and Dépôt 420 (col. 1).

- Col. 2: Altitude.
- Col. 3: Mean air temperature measured by DE QUERVAIN in depths ranging from 15 to 40 m below surface.
- Col. 4: Mean net accumulation a (BENSON, 1960).

Deuterium-Oxygen.

approx. range of time years	Weighted mean D/H ppm	Weighted δ_D ‰	Relative weight of δ_D	Number of samples (for ^{18}O)	Thickness of indiv. samples a cm snow or ice	Total thick- ness m H_2O	Approx. range of time years	Weighted δ_{18} ‰	Relative weight of δ_{18}
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
—	—	—	—	1	1700	10	20	−25,4	5
—	133,6*	−173,8*	2	9	10	0,7	—	−22,9*	2
(11)	132,9	−178,1	4	33	70— 80	14,6	29	−24,4	5
(8)	126,2	−219,5	5	16	50— 80	6,0	12	−29,4	4
49	121,7	−247,4	5	36	50—118	15,7	49	−32,3	5
(16)	120,2	−256,6	4	3	411—600	7,6	33	−34,2	5
54	120,3	−256,0	5	18	75—500	14,6	54	−33,4	5
—	121,2*	−250,5*	1	7	?	?	—	−33,1*	1
(8)	120,9	−252,3	3	3	480—500	6,8	22	−32,6	5
—	—	—	—	6	3— 5	0,14	(0,5)	−28,4	1
—	—	—	—	6	3— 4	0,12	(0,2)	−28,4	1
—	—	—	—	5	2— 5	0,10	(0,13)	−24,2	1
—	—	—	—	14	2— 11	0,36	(0,4)	−23,3	2
—	—	—	—	117	2	3,0	10	−29,5	3
—	—	—	—	3	177—214	5,3	17	−30,5	4
—	—	—	—	44	3— 20	3,5	7	−34,0	3
—	—	—	—	52	3 —15	3,7	7	−34,7	3

ould be changed, as indicated in the annex p. 123. The correct δ_D values are obtained by

Col. 5: Range of depth from which samples were collected.

Col. 6 and 13: Number of individual samples, in which the deuterium and the ^{18}O content were measured.

Col. 7 and 14: Thickness a of these samples (in cm).

Col. 8 and 15: The total thickness A (in meters of water equivalent) of all measured samples from a given station.

Col. 9 and 16: Approximate range of the time represented by all samples calculated as $100 A/a$.

Col. 10: Mean of i values of D/H weighted with a ,

$$\text{i.e. } 100 \frac{1}{A} \sum_{i=1}^i (D/H)_i \cdot a_i$$

Col. 11 and 17: Similarly weighted means of δ_D and δ^{18} , respectively.

Col. 12 and 18: Estimated relative weight of the mean isotopic compositions considering the number of analysed samples, their thickness and ranges of depth. In Fig. 11 and 12 relative weights 1 and 2 are denoted by $\bullet$, 3 and 4 by $\circ$ and 5 by $\odot$.

3.1.2.1. The $\delta_D - \delta_{18}$ correlation

The deuterium and ^{18}O contents of natural waters usually vary linearly. This has been shown for sea water by FRIEDMAN [FRIEDMAN, 1953]. For Greenland ice cap precipitations (icebergs) DANSGAARD, NIEF and ROTH [DANSGAARD *et al.*, 1960] found:

$$\delta_D = (8.1 \pm 0.3) \delta_{18} + (18 \pm 10). \quad (1)$$

CRAIG [CRAIG, 1961] arrived at the equation

$$\delta_D = 8 \delta_{18} + 10 \quad (2)$$

for precipitations and fresh waters originating mainly from tropical and temperate climates. DANSGAARD [DANSGAARD, 1964] found for precipitation from the Northern hemisphere (except Africa and the Near East):

$$\delta_D = (8.1 \pm 0.1) \delta_{18} + (11 \pm 1).^* \quad (3)$$

The theoretical basis for the linear correlation was considered by the latter author. Only fast evaporation from the liquid phase causes considerable deviations from the above mentioned relations, which are all compatible within a large range of δ 's.

The EGIG material gives a better opportunity than earlier for finding the correlation in the relatively limited area constituted by the mid section of the Greenland ice cap.

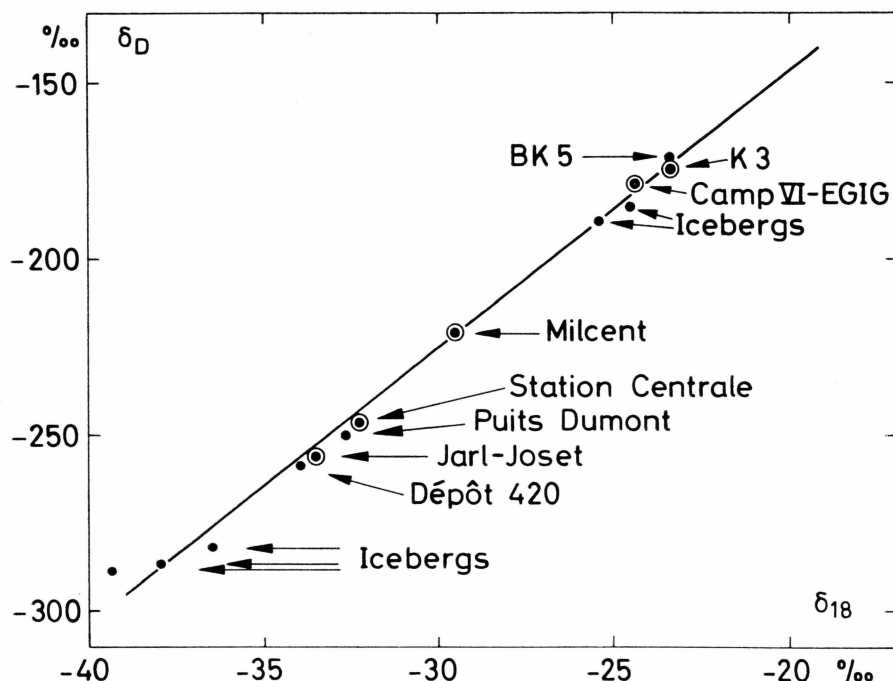


Fig. 10. Correlation between the average values of δ_D and δ_{18} for 8 ice cap stations and 5 icebergs, cf. equation (4).

As it appears from the Appendix the δ_D 's and δ_{18} 's are not comparable in all cases, since they are based upon different samples at Camp VI-EGIG, Milcent, Crête, Puits Dumont and Dépôt 420. However, except for Crête and Dépôt 420, mean δ_{18} values can be calculated from those samples, on which δ_D was measured. The mean δ_{18} 's obtained in this way deviate only slightly from the δ_{18} 's listed in table 4. As to K 3, sample 38 is obviously in error (exchange of samples?) and has, consequently, been ignored in forming the means.

The mean δ_D values are plotted against the corresponding δ_{18} 's in Fig. 10. The best linear correlation is

$$\delta_D = (7.8 \pm 0.2) \delta_{18} + (9 \pm 5)^* \quad (4)$$

calculated by the method of least squares. No seasonal variation of the correlation has been shown until now. Consequently, the material from the deep borings is much more comprehensive than necessary for obtaining δ values representative for the main stations as far as the $\delta_D - \delta_{18}$ correlation is concerned. Therefore, such δ 's were given a weight only twice as high as that given to the δ 's of BK 5, Puits Dumont, icebergs and Dépôt 420.

Within the uncertainty equation (4) is in accordance with equations (2) and (3).

* Cf. correction page 123.

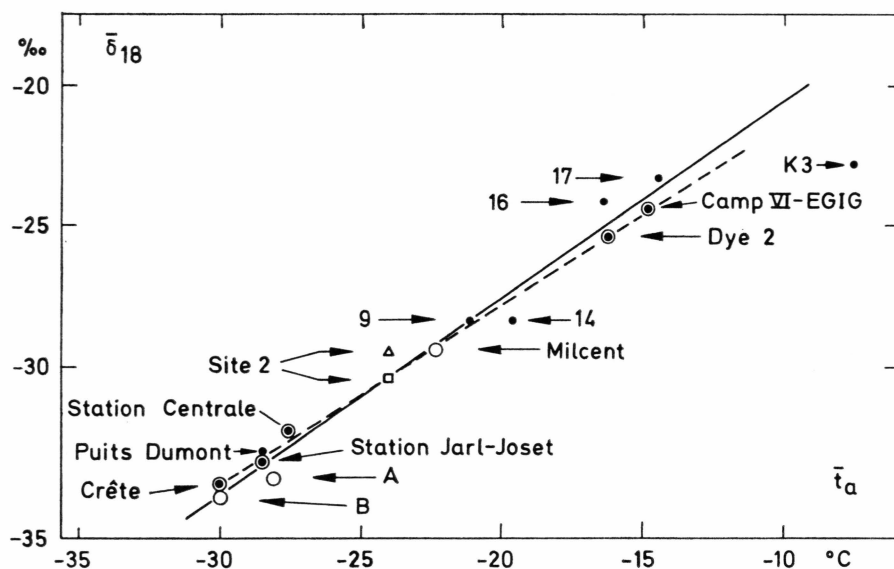


Fig. 11. Weighted mean values of δ_{18} as a function of the mean annual temperature, $\bar{t}_a$, at the site of collection. The triangle and the stations A and B were measured by EPSTEIN and BENSON (1959), the squares and the filled circles (numbers refer to SIPRE stations) by DANSGAARD (1961). The solid line (equation (5)) is the best linear approximation to all stations, the dashed line (equation (6)) is the best linear approximation to the EGIG stations.

3.1.2.2. The δ -temperature relation

Due to preferential condensation of the heavy isotopic components of water vapour, progressing cooling causes successively decreasing δ 's in precipitation. This involves two important consequences for glaciological work; firstly, a seasonal variation with high δ 's in summer and low ones in winter precipitation (EPSTEIN and BENSON, 1959), secondly a linear correlation between the mean annual air temperature $\bar{t}_a$, at various locations and the corresponding mean δ 's of precipitation for long periods of time (DANSGAARD, 1961, 1964). In the latter paper the $\delta_{18} - \bar{t}_a$ correlation was given as

$$\delta_{18} = 0.70 \bar{t}_a - 13.6 \text{ ‰} \quad (5)$$

and by the use of equation (3), the $\delta_D - \bar{t}_a$ relation as

$$\delta_D = 5.6 \bar{t}_a - 100 \text{ ‰} \quad (5 \text{ bis})$$

Unfortunately, most EGIG samples available represent as much as 50 to 80 cm of snow, which is of the same order as the annual accumulation and consequently, too much for reflecting the seasonal variation.

However the EGIG material is excellent for reconsideration of the above mentioned temperature relation (5) in the ice cap temperature

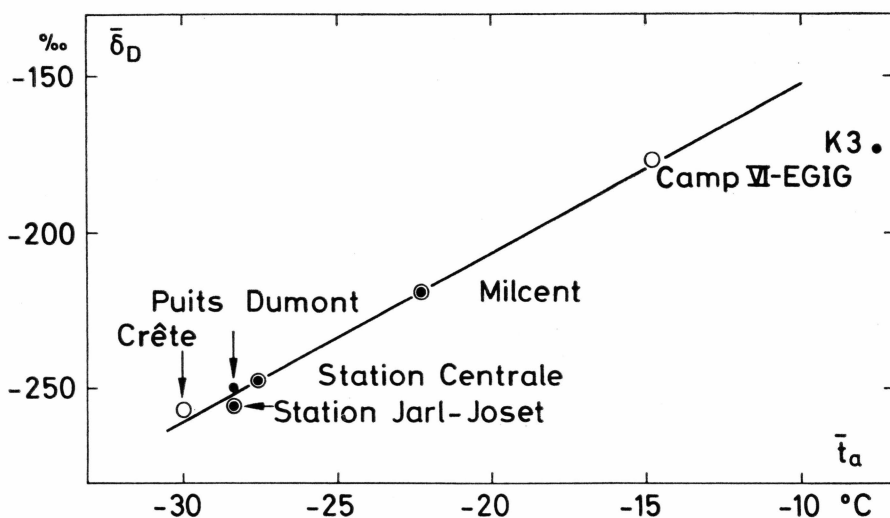


Fig. 12. Weighted mean values of $\bar{\delta}_D$ as a function of the mean annual temperature, $\bar{t}_a$, at the site of collection, cf. equation (7).

range. Most of the cores represent many years of accumulation, and their δ 's are much more representative of the isotopic composition at the various locations than earlier ice cap samples (details listed in the lower part of table 4). The weighted means of δ_{18} (table 4, col. 18) are plotted against $\bar{t}_a$ (col. 3) as circles or dots in figure 11. K 3 apparently deviates significantly from any linear approximation to the other stations. This could be due either to its measured $\bar{t}_a$ value being higher than the mean air temperature (because of seeping and refreezing meltwater), or to its δ_{18} value being lower than the mean ^{18}O content of the annual precipitation (because of preferential melting and run off of summer snow with high δ 's).

The best linear approximation for the other EGIG stations is

$$\delta_{18} = (0.64 \pm 0.01) \bar{t}_a - (15.0 \pm 0.1) \text{‰} \quad (6)$$

shown as a dashed line which may be characteristic for the mid section of the Greenland ice cap. However, considering the seven SIPRE stations (4 from the Southern (crosses) and 3 from the Northern part of the ice cap), the full drawn line, described by equation (5), would seem to reflect the $\delta_{18} - \bar{t}_a$ relation in Greenland more generally, the more so as equation (5) fits the coast stations as well (DANSGAARD, 1964).

Disregarding K 3 the mean deviation of the EGIG stations from the full line corresponds to $\pm 0.3^\circ \text{C}$.

In figure 12 the $\bar{\delta}_D$ (table 4, col. 11) have been plotted against $\bar{t}$ (col. 3). Neglecting K 3 for the same reason as above, the stations

fit the full line given by equation (7). The mean deviation corresponds to $\pm 0.3^\circ \text{C}$.

$$\delta_D = (5.4 \pm 0.1) \bar{t}_a - (99 \pm 2) \text{‰}^* \quad (7)$$

3.1.2.3. Indication of climatic change

The possibility of using the stable isotopic content of samples of known age and origin as a climatic indicator was pointed out by DANSGAARD (DANSGAARD, 1954). The numerous samples from the deep cores constitute isotopic and, (with the close $\delta - \bar{t}_a$ correlation in mind), temperature recordings, two of which (Station Centrale and Station Jarl-Joset, table 4, col. 16) reach approximatively 50 years back from the time of collection (1959). Taken individually, the samples tell nothing, since they represent periods of time so short (one to two years) that the seasonal variation highly affects the δ 's.

However, if a series of isotope measurements (Appendix col. 10 and 11) from a given station is divided into groups of 5 or 7 samples, the mean value for each group (weighted with the water equivalent) represents the mean air temperature within the corresponding period of time, i.e. generally within 5 to 12 years depending upon the annual accumulation and also due to the progressive compression with increasing depth.

When plotted against the mean depth of collection, the isotopic means of the groups constitute a record of the mean annual temperature, $\bar{t}_a$, of the past. As could be expected from figure 10, the deuterium and the ^{18}O figures, whenever comparable, show generally the same picture (the first group at Station Centrale is the only exception and may be due to erroneous evaporation from a couple of samples).

Of course, the above mentioned plot would gain in value, if the depth-axis were replaced by a "time-of-formation-axis". This can be done with sufficient accuracy by using the figures for the mean annual accumulation, a cm H_2O , listed in table 4, col. 4. If the mean depth of a given group corresponds to A cm H_2O (taken from the Appendix, col. 6), the mean age of the group was A/a years at the time of collection (1959).

In figure 13 the ^{18}O content of the groups is plotted as a function of their mean time of formation. The horizontal axis is also provided with a temperature scale in accordance with equation (5). The figures close to the points indicate the approximate number of years covered by the groups in question (overlapping mean values have been used).

A mutual feature of all stations but Camp VI-EGIG is the distinct drop in heavy isotope content towards the surface, i.e. an indication of decreasing temperature over most of the ice cap, as we approach the time of collection.

The course of the Camp VI-EGIG curve is difficult to explain. However, to some extent it seems to be in antiphase with the other

* Cf. correction page 123.

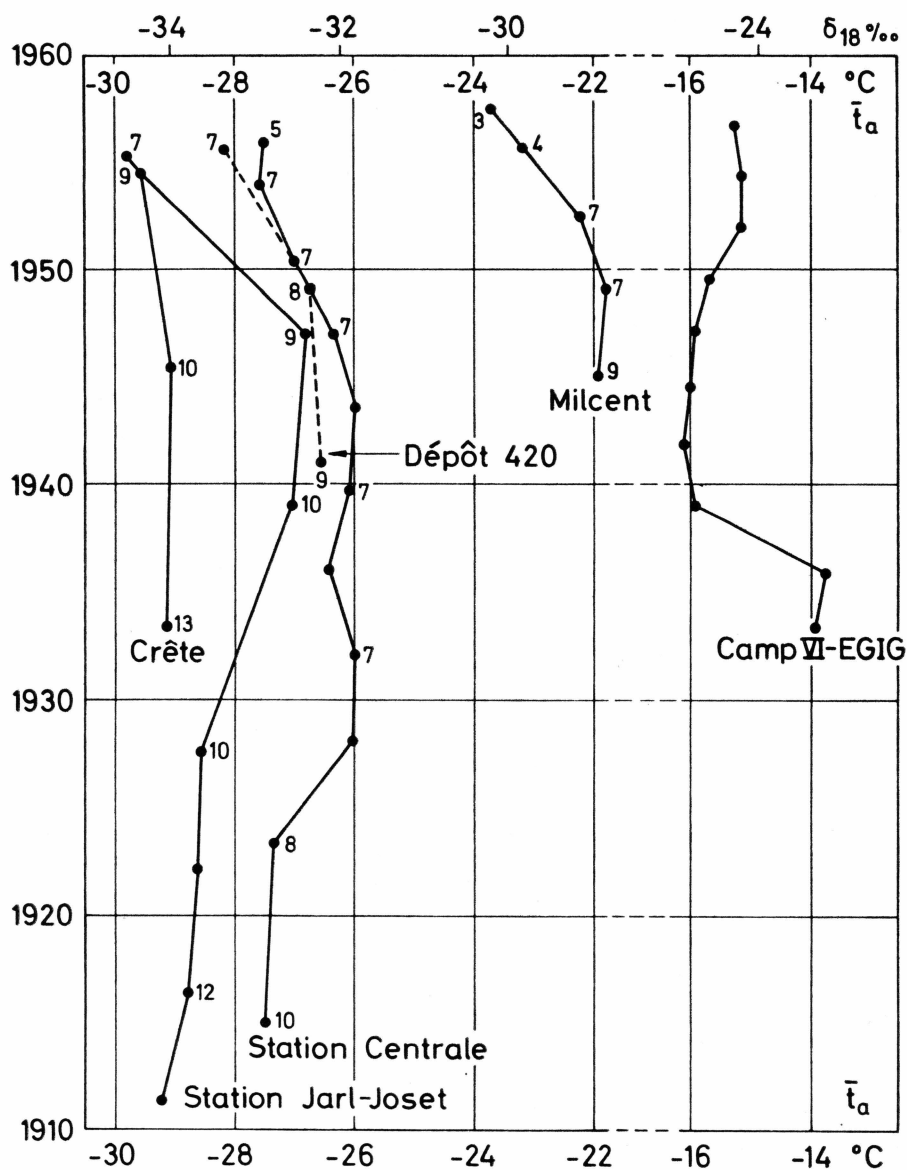


Fig. 13. Indication of climatic changes on the ice cap. The mean δ_{18} values of groups of samples are plotted against their estimated time of formation. The temperature scale is established in accordance with equation (5). The figures at the dots refer to the number of years represented by the groups.

curves. With the location of Camp VI-EGIG in the soaked facies (BENSON, 1960) in mind this effect may lead to the assumption that in relatively warm periods, e.g. the early forties, relatively much of the isotopically heavy summer precipitation is lost by melting and run-off leaving an

abundance of isotopically light winter snow for collection. The tritium content as well as the stable isotope content is surprisingly high in the layers corresponding to the mid thirties. This would seem to indicate contamination by summer melt water from the post bomb era. However, if so, such melt water must have passed through at least 16 meters of snow with a mean temperature of -15°C , which is hardly possible.

The sample series from the station Centrale and Jarl-Joset reach back to the beginning of this century. The two curves reflect the improvement of the climate up till the mid forties followed by a cooling, as indicated by all curves except that for Camp VI-EGIG. If true, the 1–3 centigrades cooling on the ice cap would be of utmost importance. Hitherto, no distinct indication of a similar cooling has been observed at the Greenland coast stations. However, the indication of a cooling on the ice cap is hardly accidental, since the upper points in figure 13 represent up to 9 years, and, furthermore, no similar “accident” has apparently happened within this century.

3.1.2.4. Relation between isotopic composition and altitude in Greenland

Our considerations on the isotopic temperature effect did not include the station Dépôt 420 due to a lack of knowledge of the temperature of this station. However, its altitude is known, and it is, therefore considered in this section.

On the other hand we have ignored station K 3 because of its location in the soaked facies.

In figure 14 we have plotted the weighted means of δ_D and δ_{18} against altitude z (meters). The lines

$$\delta_{18} = -6.3_5 \cdot 10^{-3} z - 13.8 \text{ ‰} \quad (8)$$

$$\delta_D = -51.0 \cdot 10^{-3} z - 93 \text{ ‰}^* \quad (9)$$

are drawn through the stations Camp VI-EGIG, Milcent, Centrale and Crête, all situated in a smooth area with presumably identical origin and prehistory of the precipitation and, consequently, one characteristic altitude effect.

The mean deviation of the points from the lines corresponds to approx. ± 25 meters.

It should be emphasized that the equations can be expected to hold true only on the Western slope of the Greenland ice cap, only at latitudes not far from those treated here ($70\text{--}72^{\circ}\text{N}$), and only at altitudes so high that no run-off takes place.

* Cf. correction page 123.

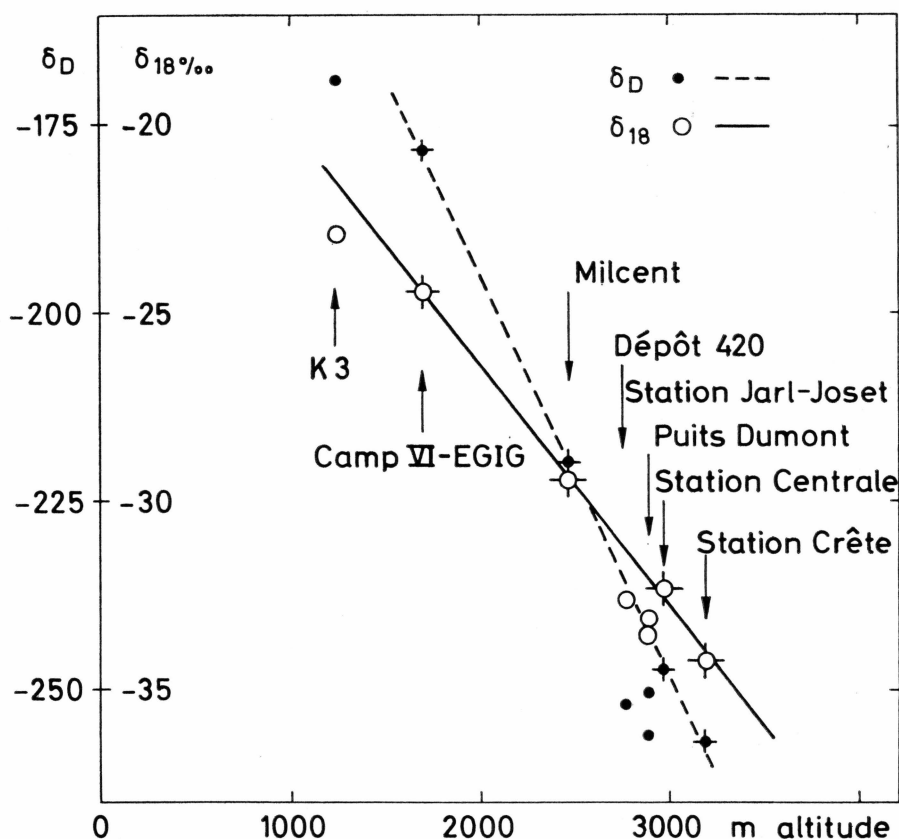


Fig. 14. Isotopic altitude effect on the Western slope in Central Greenland (equations (8) and (9)). The lines are drawn through the points indicated by $\circ$ and $\bullet$, respectively.

However the altitude effect for ^{18}O , -0.63‰ per 100 meters, agrees completely with those found in Northwest Greenland (-0.6‰ per 100 meters) (EPSTEIN and BENSON, 1959) and in West Greenland (-0.63‰ per 100 meters) (DANSGAARD, 1961). This indicates that the equations (8) and (9) may be valid at other latitudes in West Greenland, if provided with a suitable term taking account for the isotopic latitude effect.

As to the stations on the Eastern slope they are all situated close to 2800 meters altitude and, thus, give no possibility for evaluation of the altitude effect on the East coast.

3.1.3. Special problems

3.1.3.1. Icebergs

Four icebergs were sampled in the fjord Kangerdlugssuaq. It appears from the Appendix, col, 9 and 11, that two of the samples (No. 163 and 164) had very low δ 's. According to the equations (6) and (7) the mean air temperature, $\bar{t}_a$, at their sites of formation would seem to have been approx. -35°C and -36°C , i.e. considerably colder than at any location on the ice cap today. However, no information exists about the technique used for sampling. Great isotopic variations are preserved within icebergs (DANSGAARD *et al.*, 1960), and it has earlier been demonstrated (DANSGAARD, 1961) how difficult it is to obtain a sample large enough to be representative for the mean isotopic composition and, thereby, for the $\bar{t}_a$ at the site and time of formation.

Of course this does not mean that the δ 's of the icebergs cannot be used in a δ_D - δ_{18} diagram (cf. 2.1.).

3.1.3.2. Coastal glaciers

The same remarks actually hold true for the two samples (no. 162 and 167) collected on Eqip sermia at 150 and 611 m altitude. If representative, they indicate $\bar{t}_a$ values at the sites of formation of approx. -33°C and -27°C , i.e. the lower sample (No. 162) would seem to originate further inland than the upper one (No. 167) in accordance with the conventional conception of glacier movement.

Furthermore, they would both seem to originate far inland and consequently, be relatively old. One may arrive to an approximate age for the two samples by using the formula evaluated on the basis of a correlation between the ^{18}O content of 11 icebergs (DANSGAARD, 1961) and their age determined by the ^{14}C method (SCHOLANDER *et al.*, 1962):

$$\text{Age} = -(336 \delta_{18} + 140 (N-70) + 8590) \text{ years,}$$

N being the Northern latitude. This gives 3500 years for No. 162 and 3100 years for No. 167. However the tritium content of the samples No. 162 and 167, respectively 10,6 T.U. and 13,9 T.U., do not agree with the ages determined by the contents in ^{18}O . This can be explained by recent waters seepages.

3.1.3.3. Precipitation at Station Jarl-Joset

17 samples of precipitation were collected in the period Nov. 1959-Apr. 1960. The mean deuterium and ^{18}O contents were

$$\begin{aligned}\delta_D &= -245.5 \text{ ‰}_{00}^* \\ \delta_{18} &= -31.4 \text{ ‰}_{00}.\end{aligned}$$

* Cf. correction page 123.

Table 5. *Precipitations at Station Jarl-Joset.*

Sample No.	Date of collection	D/H ppm*	$\delta_D\text{‰}^*$	$\delta_{18}\text{‰}$
1	17.10.59	130.6	-192.0	-26.00
2	5.11.59	120.5	-255.0	-32.65
3	9.03.60	121.5	-248.5	-31.75
4	13.03.60	120.4	-255.5	-33.35
5	13.03.60	118.0	-270.5	-33.75
6	13.03.60	121.1	-251.5	-31.20
7	10.03.60	125.4	-224.0	-29.85
8	16.03.60	118.4	-268.0	-35.15
9	20.03.60	118.7	-266.0	-33.65
10	20.03.60	119.7	-260.0	-32.35
11	26.03.60	126.0	-220.5	-26.15
12	9.04.60	116.3	-281.0	-35.40
13	12.04.60	121.1	-251.0	-32.85
14	16.04.60	124.0	-232.5	-29.70
15	13.05.60	127.4	-212.0	-26.85
16	27.05.60	121.9	-246.5	-32.80
17	11.04.60	122.4	-243.9	-30.00
mean		122.0	-245.5	-31.45

Professor RENAUD's remarks on Table 5:

The following correlation coefficients between n pairs of the parameters x and y have been calculated as

$$R = \frac{\Sigma (\Delta x \Delta y)}{n \sigma(x) \sigma(y)}, \quad \sigma(x) = \left(\frac{\Sigma (\Delta x)^2}{n} \right)^{1/2},$$

Δx and Δy being the deviations from $\frac{\Sigma x}{n}$ and $\frac{\Sigma y}{n}$ respectively

x	y	R
δ_D	δ_{18}	0.78 ± 0.06
δ_D	mean air temperature on the day of collection	0.33 ± 0.14
δ_D	air temperature at the beginning of the snow fall	0.33 ± 0.17
δ_D	relative topography at Scoresbysund (1000/500 mb)	0.75 ± 0.09
δ_D	temperature at the 500 mb level at Scoresbysund	0.69 ± 0.10
δ_D	temperature at the 700 mb level at Scoresbysund	0.52 ± 0.18

Due to the lack of meteorological data on the individual samples we limit ourselves to the following remarks.

The isotopic composition of the precipitation samples is more scattered than that of the core samples from Jarl-Joset. Thus, the δ_{18} ranges are 9.2 ‰ and 3.0 ‰, respectively and, furthermore, the mean δ_D deviations from the best linear approximation in a δ_D - δ_{18} diagram are 5.8 ‰ and 2.7 ‰, respectively. The reason is, of course, that each

* Cf. correction page 123.

Table 6. *Station Jarl-Joset. Snow profile No. 9 (0-200 cm)
collected July 12, 1960.*

Sample No.	Depth, cm from surface	Depth, cm water	D/H ppm*	$\delta D^{\circ}/_{\infty}^*$	$\delta_{18}^{\circ}/_{\infty}$
col. 1	col. 2.	col. 3.	col. 4	col. 5	col. 6
20	0.5	0.6	128.7	-204.0	-27.15
21	5.5	1.5	118.3	-268.5	-34.35
22	10.5	3.0	122.6	-241.5	-31.75
23	15	4.0	118.0	-270.0	-34.55
24	20	6.0	118.0	-270.0	-34.10
25	25	8.0	122.3	-243.5	-31.35
26	30	9.8	121.6	-247.5	-32.35
27	35	11.5	122.7	-241.0	-31.80
28	40	13.5	122.6	-241.5	-31.55
29	45	15.6	120.5	-254.5	-34.00
30	50	17.5	121.9	-246.0	-32.45
31	55	19.0	127.7	-210.0	-28.15
32	60	20.5	126.3	-218.5	-29.75
33	65	22.5	124.8	-228.0	-31.15
34	70	24.0	122.4	-243.0	-31.95
35	75	26.0	120.6	-254.0	-34.05
36	80	27.5	124.4	-230.5	-30.20
37	85	29.5	128.4	-205.5	-26.65
38	90	31.5	123.5	-236.0	-30.95
39	95	34.0	119.5	-261.0	-34.40
40	100	35.9	117.2	-275.0	-36.20
41	105-106	38.0	117.4	-274.0	-36.15
42	110	40.0	116.9	-277.0	-35.80
43	115	41.7	119.1	-263.0	-34.55
44	120	43.5	120.2	-256.5	-33.45
45	125	45.5	120.9	-252.0	-32.25
46	130	47.0	123.1	-237.5	-31.25
47	135	49.0	123.1	-237.5	-30.50
48	140	50.8	124.1	-232.5	-30.50
49	145	52.0	122.3	-243.5	-29.95
50	150	53.5	118.7	-265.5	-34.10
51	155	55.5	118.3	-268.0	-34.70
52	160	57.5	—	—	-35.35
53	165	59.5	117.1	-275.5	-35.80
54	170	61.5	117.3	-274.5	-36.30
55	175	63.5	118.3	-268.0	-35.50
56	180	65.4	119.0	-264.0	-35.05
57	185	67.2	—	—	-34.45
58	190	69.0	120.9	-252.0	-32.55
59	195	71.0	123.5	-236.0	-30.85
60	200-201	72.3	119.5	-261.0	-32.85
Mean			121.3	-249.5	-32.60

Professor RENAUD's remarks on Table 6:

Each sample represent 1 cm of snow.

The density of the snow is essentially constant between 15 and 200 cm depth (0.362 g/cm³).

The mean annual accumulation is 24 cm water equivalent, if sample No. 59 represents the summer 1957.

* Cf. correction page 123.

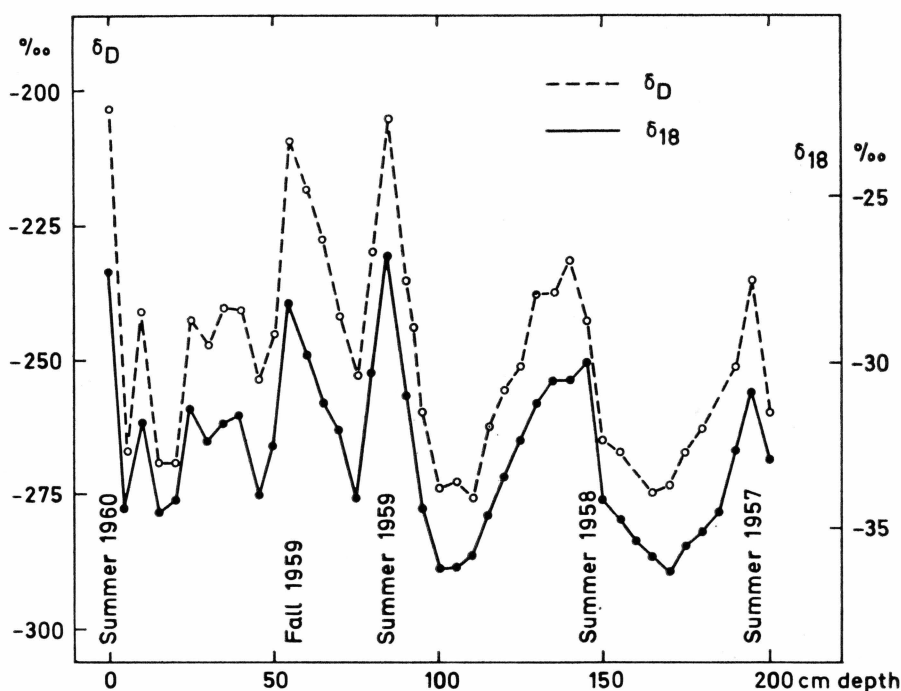


Fig. 15. Isotopic stratification of accumulated snow at Station Jarl-Joset. A. RENAUD's estimate shown in the lower part of the figure is based on the classical method. Obviously, an isotopic interpretation may involve one more summer at 55 cm depth.

of the accumulated snow samples represents the total precipitation that has fallen over a long period of time (of the order of some years), which smooths out the scattering due to accidental meteorological conditions of formation.

3.1.3.4. Isotopic interpretation of the stratigraphy

A two meters deep pit was dug at Station Jarl-Joset and samples representing 1 cm of snow were collected every 5 cm for isotopic analysis (table 6).

Even though only 20 % of the accumulated snow was represented by this method of sampling, the isotopic composition as a function of depth shows some distinct and interesting characteristics as shown in figure 15.

A. RENAUD's interpretation indicated in the lower part of figure 15 is based on the classical stratigraphic method and claims that 2 meters of snow represent 3 years accumulation. However, the isotope data indicate the possibility of one more summer being represented at the depth 55 cm.

Table 7. *Correlation coefficients between δ_D and δ_{18} .*

By A. RENAUD.

Station	Number of samples	R
K 3	8	0.94
Camp VI-EGIG.....	13	0.88
Milcent	12	0.98
Station Centrale	36	0.84
Station Jarl-Joset...	21	0.92

3.2. STUDIES BASED ON THE TRITIUM CONTENT OF THE SAMPLES

S. AEGERTER, H. OESCHGER, A. RENAUD, E. SCHUMACHER.

3.2.1. Introduction

The original aim of this experiment was to obtain some information on the accumulation of the névé of Greenland, by studying the tritium concentration in cores from different locations.

Tritium happens to be a very suitable isotope for these investigations, since it is incorporated in the water molecules, and is continuously produced by the cosmic radiation and since at depths attainable by the usual boring techniques a considerable decrease in activity can be expected due to its half-life of 12.3 years.

Furthermore, it is important to study the accumulation rates with a method which is completely independent of classical stratigraphic ones, as were used by the "groupe de nivologie".

However, the aptitude of tritium as a monitor for these problems depends on how accurately the following conditions are satisfied:

- constant tritium concentration in precipitations
- constant accumulation rate
- undisturbed stratigraphy
- no vertical exchange by diffusion or percolation

The last condition should be fulfilled especially in the central region of Greenland, where the mean annual temperatures of air and ice are below -27°C .

The question whether the first two conditions are satisfied can only be decided experimentally. Therefore, it seemed reasonable to study continuous profiles instead of the theoretically required two samples.

The initial plan was to take samples from three independent borings down to 30 m at three stations: Camp VI-EGIG, Station Centrale and Jarl-Joset. At 5 intermediate stations reduced sampling was scheduled.

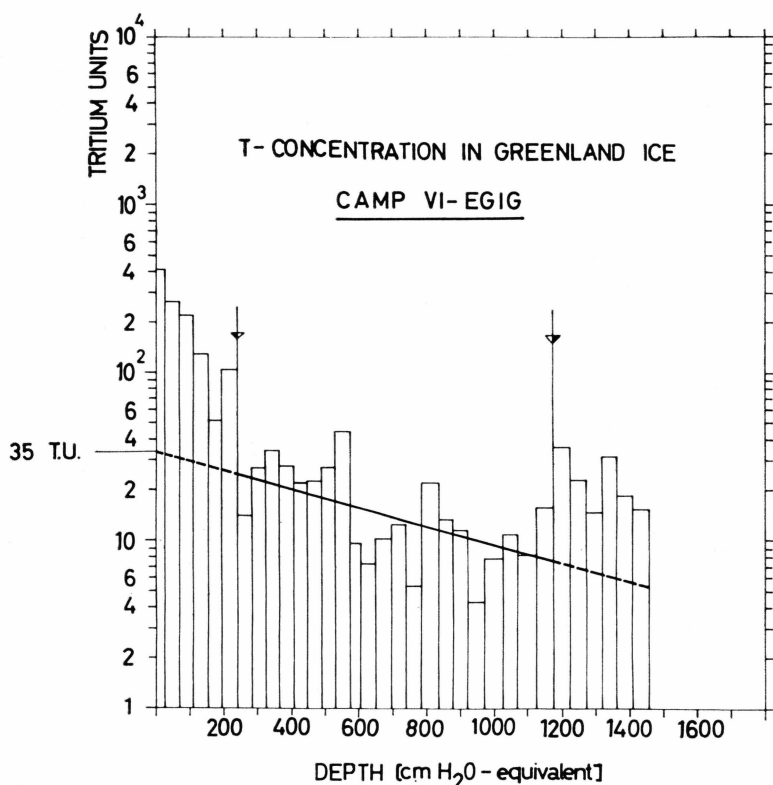


Fig. 16. Tritium-concentration at Camp VI-EGIG.

The circumstances allowed to take only one continuous profile at Camp VI-EGIG, Station Centrale and Station Jorl-Joset and an interrupted profile at Station Milcent, Station Crête and Dépôt 420.

3.2.2. Experimental techniques

3.2.2.1. Sampling

Cores with a diameter of 75 mm were obtained by a hollow borer as developed by SIPRE (cf. chapter 1.2.). In order to avoid contamination with surface snow of high bomb tritium contents, a hole with a diameter of 2-4 m and depth of about 2 m was excavated and boring started on the bottom of this pit. The profile of the upper two meters was obtained by boring a separated hole starting on the surface. The samples were filled into polyethylene bottles and transported to the laboratory as described in chapter 1.2.

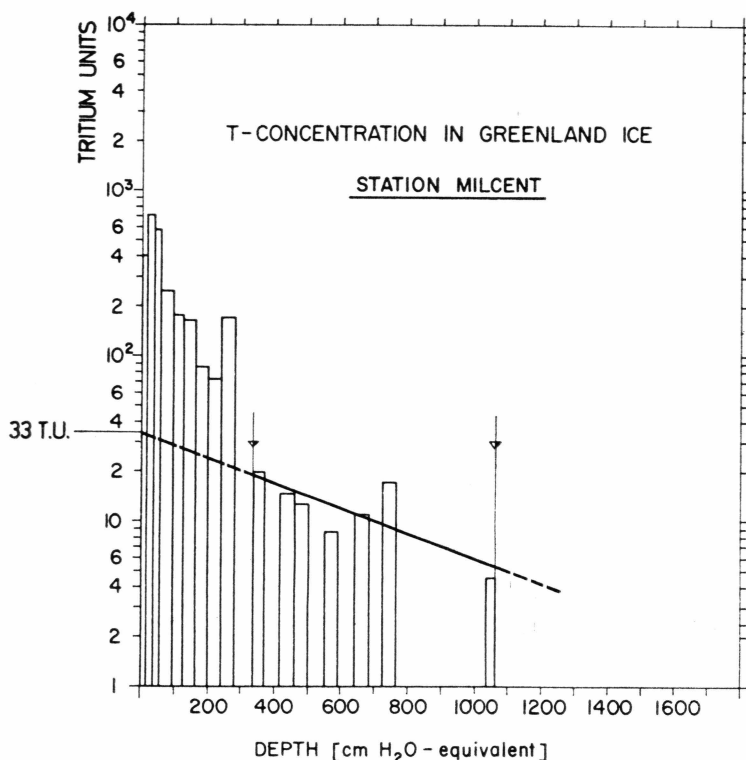


Fig. 17. Tritium-concentration at Station Milcent.

3.2.2.2. Enrichment

The tritium in the samples was enriched by a factor of about 10^3 at the Anorganisch-chemisches Institut of the University of Zürich (cf. chapter 2.3.).

3.2.2.3. Counting

The enriched sample was reduced to Hydrogen, which afterwards was attached to fossil Ethylene. The resulting Ethene was then used as counting gas of an internal low level gas counter (cf. chapter 2.4.).

3.2.3. Results

The results are given in the Appendix and semilogarithmic plots of the tritium concentration versus depth of the six profiles are displayed in fig. 16 to 21. If the conditions mentioned in the introduction are satisfied, an exponential decrease with depth due to the radioactive decay should appear. Therefore, in a semilogarithmic display a straight line can be expected. The overall errors are of the order of 5–10 %.

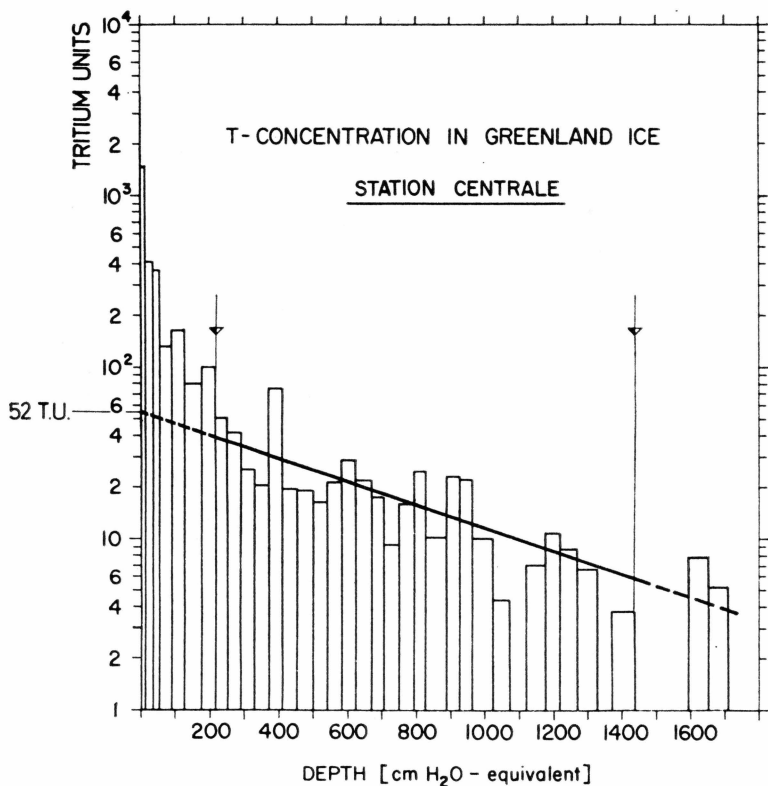


Fig. 18. Tritium-concentration at Station Centrale.

3.2.4. Evaluation of the results

All series show highly increased tritium concentrations in the upper layers down to a depth equivalent of 3 meters of water. This can be explained by additional deposition of man-made tritium originating from thermonuclear reactions. In the three continuous profiles the deeper layers show the expected exponential decrease with depth due to the radioactive decay. However, unexpected high variations far above the experimental errors are observed.

Two of the profiles show an increase of the tritium concentration in the lower levels, which might be explained by infiltration of meltwater or snow powder into small crevasses. These lower levels as well as the bomb contaminated layers were not taken into account for the calculation of the straight lines shown in the figures 16 to 21 obtained by a least square fit. Extrapolations are shown by broken lines.

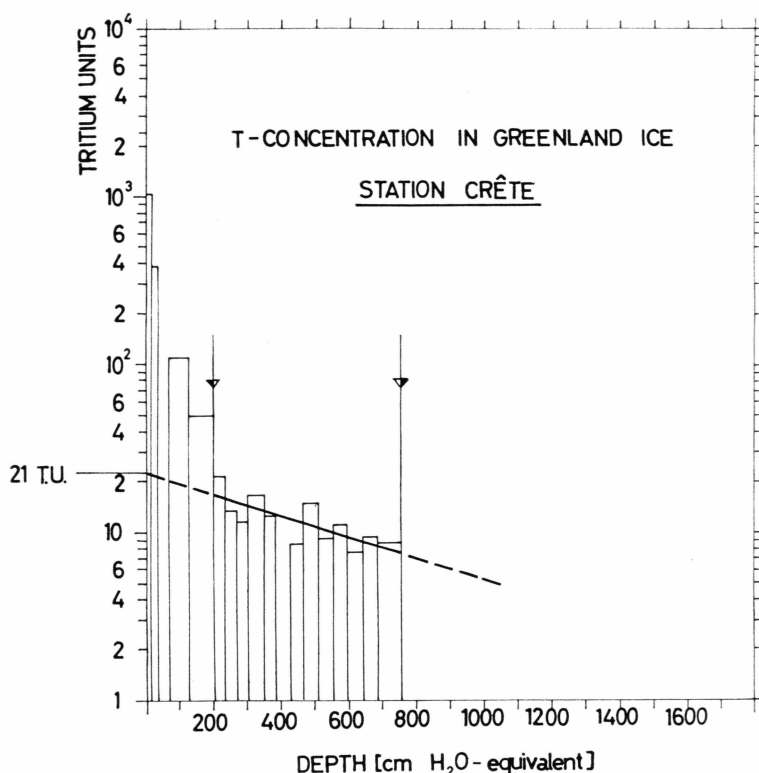


Fig. 19. Tritium-concentration at Station Crête.

3.2.4.1. Determination of the accumulation rates

3.2.4.1.1. From decay of prebomb tritium

If the accumulation rates have been constant, they can be obtained from the slope of the straight lines drawn through the prebomb part of the profile. The depth after which the tritium concentration drops to one half corresponds to a 12.3-years-accumulation. The values thus obtained are given in table 8, column 1.

3.2.4.1.2. By identification of the 1953 layer

The deposition of artificial radioactivity in Greenland started after the Russian H-bomb tests in summer 1953. Because of the vertical extension of each sample and because some samples were missing, the accuracy in determining this layer is not very high. Upper and lower limits for the mean accumulation rate since 1953 can however safely be deduced (table 8, col. 2).

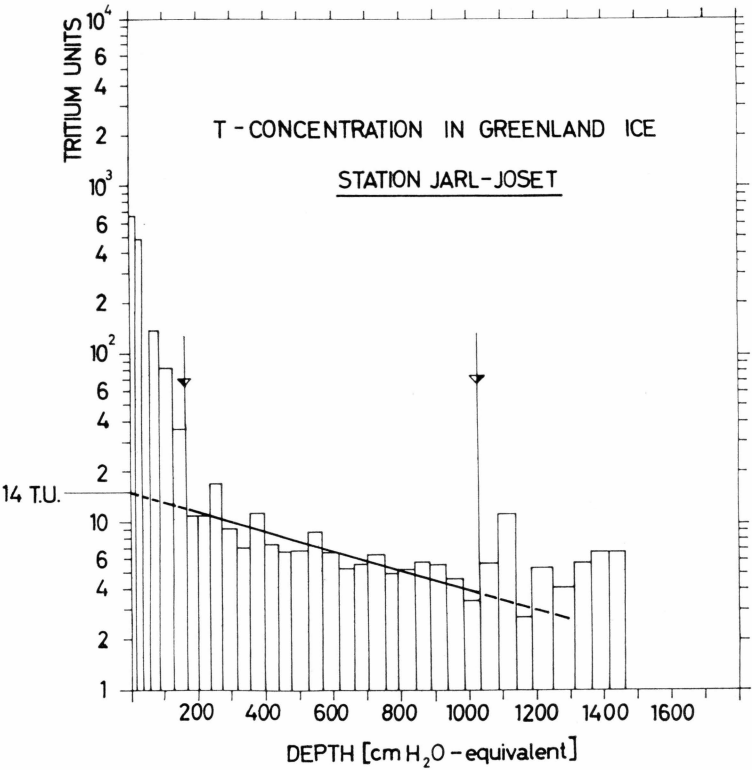


Fig. 20. Tritium concentration at Station Jarl-Joset. For measurements of samples from deeper layers compare values from Puits Dumont, Nos. 155-161, Appendix, col. 7.

Table 8. Mean annual accumulation rates.

Station	cm of water equivalent				
	Decay of prebomb tritium	1953 layer	BENSON	EGIG 1959 classical strati-graphy	Adopted value
Camp VI-EGIG.....	47	36 ± 4	51	50	40
Milcent	(33)	50 ± 8	51	51	50
Station Centrale	36	33 ± 3	35	38	35
Crête	(43)	23 ± 7	23*	28	25
Station Jarl-Joset	(44)	25 ± 5	27*	31	25
Dépôt 420.....	(23.5)	20 ± 3	31*	30	25

* Values extrapolated by BADER [BADER, 1961].

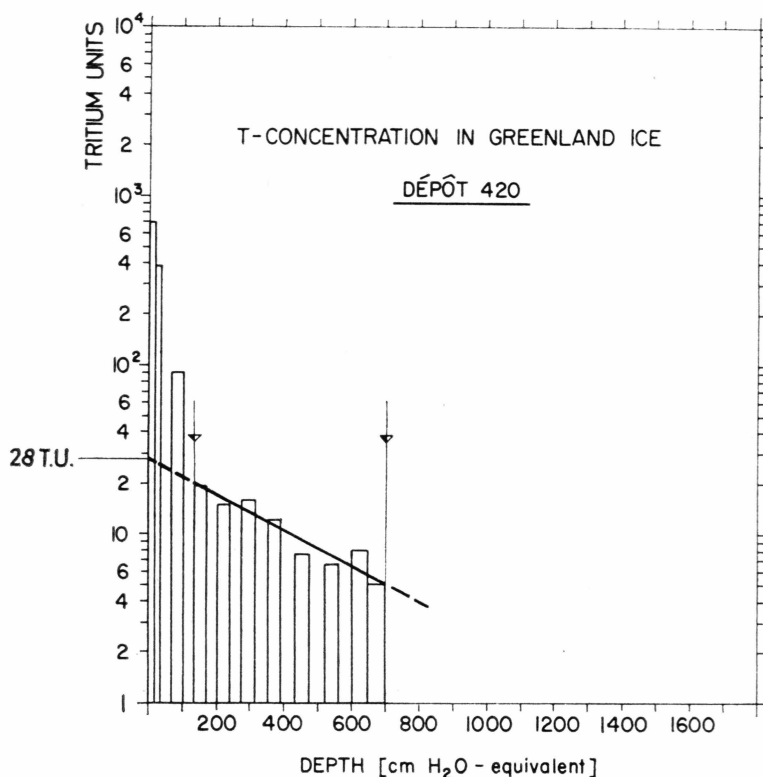


Fig. 21. Tritium-concentration at Dépôt 420.

3.2.4.1.3. Comparison of accumulation values obtained by different methods

In table 8 the accumulation rates determined by the methods described in the previous sections are compared with values obtained from the isotope stratigraphy by BENSON [BENSON, 1960] and preliminary values from EGIG 1959. The accumulation rates given in the last column differ in accuracy. The values for Camp VI-EGIG, Milcent and Centrale are obtained from seasonal variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio and represent the average of 6 to 10 years prior to 1955. The figures for the other three stations are obtained by extrapolation of the isohyets. The agreement between the different methods is remarkable for Station Centrale, where undisturbed layers can be expected, due to the low mean annual temperature of -27°C . For the other stations inconsistencies appear, but in general the agreement is good.

Camp VI-EGIG

The value obtained by isotope stratigraphy for the years 1950 to 1955 lies above the limits indicated by the 1953 layer. The decay of

the prebomb tritium shows that the accumulation rate did not change much during the last 20 years. However, because of the high variations of the tritium content of the different layers the accuracy of the value of 47 cm/year should not be overestimated.

Milcent

The value of 51 cm water equivalent per year deduced from $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements lies between the limits indicated by the "bomblayer". The accumulation rate obtained from the tritium decay is calculated from insufficient data.

Crête

From the few prebomb tritium data between 1954 and 1940 we obtain a value of 43 cm of water equivalent per year, where as the value deduced from the 1953 layer is consistent with the values obtained by other methods.

Jarl Joset

The tritium concentration in the samples from this location are extremely low. It cannot be excluded that a slight constant contamination of the order of 1 to 2 T.U. might lead to an overestimation of the accumulation rate. The limits given in the second column of table 8 imply that the estimated value in column 3 is possible.

Dépot 420

There were only a few prebomb samples collected. Therefore, again the result in column 1 is doubtful. The extrapolated value given by BADER lies slightly above the upper limit deduced from the depth of the "bomb-layer".

On the whole the accumulation rates obtained by tritium measurements are satisfactory. The 1953-layer could be determined with much higher precision, if samples representing the precipitation of a few months would be available. During the last few years the techniques of measuring natural tritium have been improved in many respects. Since at the present quantities of about only 100 cc of water are necessary for one measurement, a single core would yield sufficient amount of water for the determination of monthly layers. The amount of time necessary for the analyses will not rise proportionally with the number of samples, for by the new techniques much less time is involved for one single tritium determination.

3.2.4.2. Tritium concentrations at the different locations

It was attempted to investigate how the concentrations and depositions, both of artificial and natural tritium depend on the geographical position of the different stations.

Mean values for the bomb tritium concentrations in the precipitation of the year prior to sampling were obtained from the two uppermost samples of each profile. The tritium depositions were calculated using the adopted values for the accumulation rates (cf. table 8).

For the extrapolation of the mean tritium concentration in prebomb precipitation also the most probable accumulation rates were taken into consideration.

The values for Station Centrale are considerably higher than those for all other stations. This irregularity is hard to understand. However, a preferential injection of stratospheric matter due to the central position in the low temperature area of the ice cap would be a possible explanation.

The cosmogenic tritium shows a more or less constant concentration with the exception of the coastal Camp VI-EGIG. The high concentration of the latter can only partly be explained by isotopic fractionation. It may be due to reevaporation of highly tritiated surface water from northern Canada which contributes to the precipitation at the western coast, whereas the precipitation at Station Jarl Joset and Dépôt 420 originates mostly from reevaporated sea water.

The situation is reversed for the 1958 to 1959 tritium concentrations, where a decrease (with the exception of Station Centrale) from east to west can be observed, in accordance with increasing distance from Novaya Semlya, where most of the tritium was released.

3.2.4.3. Tritium deposition in the polar area and the mean global tritium production rate

The mean global tritium production rate and the decay rate was subject to discussions by several authors [LIBBY, FIREMAN, BEGEMANN, etc.]. BEGEMANN estimated the global production rate from tritium measurements on an ice core from a location 300 km east of Thule.

During the last few years our knowledge of atmospheric circulation phenomena has increased and a more precise interpretation of similar results is possible.

3.2.4.3.1. Tritium deposition in the polar area

In order to evaluate the tritium deposition rate in the polar area, we multiply the mean precipitation rate in the polar region of 20 cm of water equivalent per year [MOELLER, 1951] with a representative value of the tritium concentration in tropospheric humidity of the arctic region. We derive this figure from table 9 using the following arguments:

— The value of 52 T.U. for Station Centrale is exceptional for reasons not completely understood and cannot be taken into account for these considerations.

Table 9. *Tritium concentrations and deposition*

Station	1958/59 layer		Prebomb tritium	
	Tritium concentration of 1958/59 layer	Tritium deposition	Mean prebomb tritium concentration	Tritium deposition
	T.U.	Tritium atoms/cm ² sec	T.U.	Tritium atoms/cm ² sec
Camp VI-EGIG.....	350	60	38	3
Milcent	550	60	25	2,7
Station				
Centrale	900	67	52	4
Crête	720	44	25	1,3
Station				
Jarl-Joset	690	37	20	1,1
Dépôt 420	640	28	25	1,25

— The same holds for Camp VI-EGIG where the high tritium concentration probably is caused by reevaporation of surface water from northern Canada.

The mean tritium concentrations at the four other locations lie between 20 and 25 T.U. Since reevaporation may influence these values, but in a reduced degree, we consider the lower limit of 20 T.U. as a good figure for the concentration of tritium recently produced in the atmosphere. The calculation then leads to a deposition rate of 0.85 tritium atoms/cm² sec.

3.2.4.3.2. The global production rate of natural tritium

LAL and CRAIG calculated the tritium production as a function of latitude. From their estimate one can deduce that the tritium production at latitudes higher than 70° is about twice the global average.

Measurements of ⁹⁰Sr deposition through spring 1958 (MACHTA *et al.*, 1959) indicate a strong decrease of fallout at latitudes higher than 60° to 70°. In contradiction, our tritium results show a strong increase of manmade tritium injected partly in equatorial regions already in 1954 to 1955. This indicates strong latitudinal mixing throughout the stratosphere as well as efficient exchange through the tropopause at high latitudes. This fact is substantiated by the observed tritium concentrations in Greenland 1958 (70° N.L.), which are roughly equal to those measured in Ottawa (45° N.L.) [BROWN, 1961]. Therefore, we think that the natural tritium deposition pattern can be assumed to be similar to the production pattern. In order to evaluate the mean production rate in the Arctic, the tritium decay in the stratosphere has to be taken into account. Recent investigations by several authors showed that the mean

residence time of radioactivity in the stratosphere is about one year. Therefore, a correction of about 5 % seems reasonable and we estimate the tritium production rate in the Arctic as 0.9 tritium atoms/cm² sec. Taking into account the latitudinal dependance of the production a value of 0.45 tritium atoms/cm² sec is obtained for the mean global production rate.

3.2.4.4. The tritium variations and the sun spot cycle

It is well known that the incident cosmic ray intensity varies with time due to solar modulation in space. It has been demonstrated that the galactic component of cosmic radiation is inversely correlated with the 11-year sun spot cycle, whereas the occurrence of solar flares gives rise to a substantial flux of low energy protons in phase with the activity of the sun.

BEGEMANN [BEGEMANN, 1959] looked for a correlation between tritium concentrations of dated Greenland snow samples and the sun spot activity. His measurements covering approximately one period of the solar cycle give a slight indication of a negative correlation.

In the following we try to investigate whether the large fluctuations observed in our tritium profiles might reflect the influence of the sun on the tritium production in the atmosphere of the earth.

Such fluctuations might be caused by contamination with highly tritiated snow and/or humidity. However, there are strong indications that no contamination to such a high degree occurred neither during sampling nor during the laboratory work:

- i) In spite of the high surface tritium concentration of about 700 T.U. during 1958/59 values down to a few T.U. could be measured at Station Jarl Joset, while the variations at Station Centrale were of the order of 10 to 80 T.U.
- ii) The reproducibility of the tritium determinations was checked by processing ten identical samples interspersed among the Greenland samples. The mean error of the single measurement was ± 4 %, far below the variations in question.

The strong increase observed in the profile from Camp VI-EGIG at a depth of about 1200 cm of equivalent of water looks like an indication of contamination by bomb tritium. However, since a similar anomaly (*cf.* chapter 3.1.) is observed for the stable isotope ratio, we assume this effect to be due to a disturbed stratigraphy.

Of all the measured profiles, Station Centrale seems most suited for an attempt of a correlation with the sun spot activity for the following reasons:

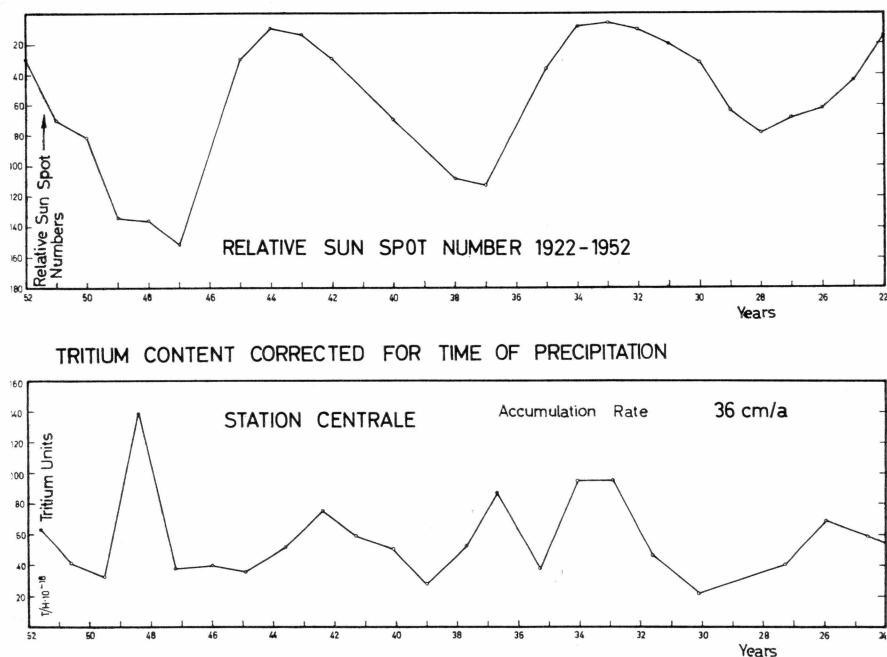


Fig. 22. Correlation between relative sun spot numbers and T-content.

- i) In the central part of Greenland the mean temperatures are about -27°C . Thus, melting during summer time and percolation of melt water can be excluded.
- ii) The tritium concentrations during the prebomb area are relatively high; contamination effects by surface snow should be a minimum.
- iii) There exists a set of 27 values from a more or less continuous series of samples. No strong inversion can be observed as e.g. in the profile from Camp VI-EGIG.

The tritium concentrations corrected for decay are plotted in fig. 22 together with the relative annual sun spot numbers. For the evaluation of the time scale we used the value of 35 cm of equivalent of water per year, obtained by all the methods mentioned before.

This comparison leads to the following conclusions:

- 1) Each minimum of solar activity leads to a maximum in tritium concentration, which is expected, since the solar activity modulates the galactic cosmic radiation in antiphase.
- 2) During two of the three maxima of solar activity covered by the profile a strong increase of tritium deposition is observed. The tritium sample which would coincide with the third solar maximum is missing. These observations show that a few strong events oc-

curing during highest solar activity can contribute tritium amounts of similar magnitude as are produced by the galactic cosmic radiation.

The other stations with continuous profiles (Camp VI-EGIG, Jarl Joset) show similar fluctuations. Because of irregularities below 1100 cm of equivalent of water we shall not try to find a correlation with the sun spot cycle although it could be done successfully at least for Jarl Joset. In any case, none of the profiles disagrees with the conclusions drawn before.

3.2.4.5. The three sources for natural tritium

The following three sources generally are accepted for natural tritium:

- i) Production by galactic cosmic rays. The production has been estimated by LAL and CRAIG from known cross section and high altitude probe flux measurements to 0.25 tritium atoms/cm² sec. (LAL and CRAIG, 1961).
- ii) Production by solar protons. Here the following two estimates are given:
LAL and CRAIG [LAL and CRAIG, 1961] find 0.20 tritium atoms/cm² sec, whereas SIMPSON [SIMPSON, 1960] estimates this contribution to be 3.5 times higher than from the galactic component.
- iii) Tritium accretion from the sun is estimated by FLAMM [FLAMM *et al.*] to be 0.4 tritium atoms/cm² sec.

The interpretation of our results leads to a global production rate of 0.45 tritium atoms/cm² sec. The strong anticorrelation with the solar activity shows that source i) is dominant and the value of 0.25 tritium atoms/cm² sec is not inconsistent with our observation. For the total contribution from the sun a value of 0.20 tritium atoms/cm² sec. seems to be an upper limit. A distinction between the source ii) and iii) cannot be made from our data.

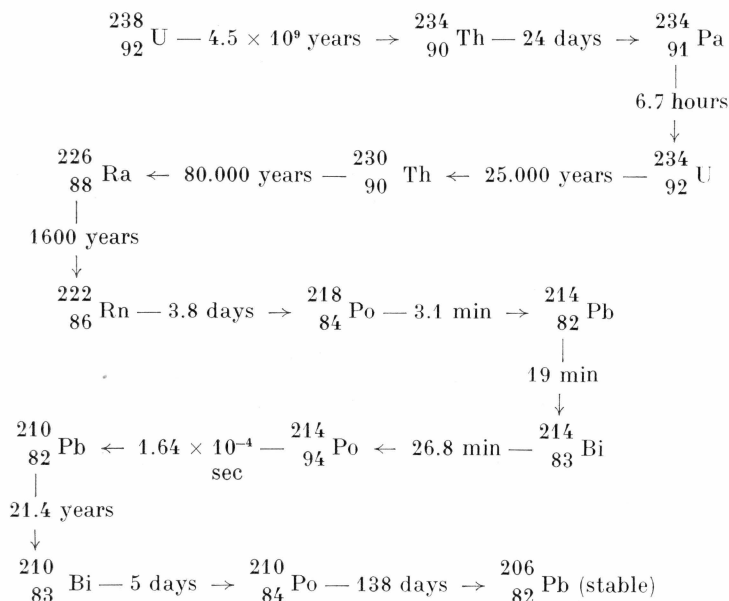
3.3. LEAD-210 IN GLACIERS

E. GOLDBERG

Lead-210, a member of the uranium-238 series with a half-life of 21.4 years [ECKELMANN *et al.*, 1960], is one of the natural radioactive species in atmospheric precipitation. Since present day low level counting techniques permit the measurements of this isotope in rather modest amounts from samples of natural waters (of the order of several liters) and in concentrations which can normally span 4 or more half-lives, i.e.

times of a hundred or so years, several papers have recently appeared illustrating the use of lead-210 as a tracer of natural processes [BURTON and STEWART, 1960; HILL, 1960; RAMA *et al.*, 1961]. This preliminary report presents an extension of our investigations on the distribution of lead-210 in the waters of the world in work on glaciers with two main questions in mind: can this isotope be used to establish a geochronology in the formation of ice-sheets; and can lead-210 concentrations in glaciers as a function of depth and location elaborate upon the geochemical behaviour of this isotope and its precursors in the uranium-238 series?

The cycle of lead-210 on the earth's surface may be summarized as follows. There is a continuous supply of radon-222 (a preceeding member in the uranium-238 series) from the lithosphere and hydrosphere to the atmosphere.



The gaseous character of this isotope allows its escape from surface rocks and waters to take place. The amounts diffusing into the atmosphere at any given location are a function of both meteorological and geological factors (A survey of these parameters may be found in [MADDOCK and WILLIS, 1961]).

The residence time of the radon in the atmosphere is limited by its short radioactive half-life. Radioactive decay results in the production of 4 short-lived daughters (the half-lives are all under one half hour) and the subsequent formation of lead-210. The lead-210 remains in the

atmosphere with a mean-life of about 20 days [BURTON and STEWART, 1960] before being removed by rain or other forms of precipitation.

Although short term variations in the atmospheric radon content (diurnal and seasonal) are well documented [ISRAEL, 1951] there are no long term studies on this emanation or on its daughter products. An entry into possible long term changes in the radon or lead-210 content of the atmosphere may well be found in studies of the lead-210 content of strata in glaciers where the age of such levels is well known.

The rate of accumulation of certain glaciers can be established on the basis of stratigraphic or oxygen-isotope studies, but as yet no radio-chemical techniques have proven adequate.

Samples from EGIG in amounts of 1–2 liters were processed for their lead-210 contents by a previously described method [RAMA *et al.*, 1961].

1. To a two or three liter sample of glacier water is added 30 mg of Pb^{++} as a solution of the nitrate as a carrier for the lead-210. This solution, as well as all other used, must be free of any lead-210, as determined by blank runs.
2. The lead is then precipitated as the chromate by the addition of a saturated solution of sodium chromate.
3. The precipitate is then dissolved in 1.5 N HCl and passed through an anion exchange column (AGI-X8, 100 to 200 mesh, analytical grade, available from Bio-Rad Laboratories, Richmond, California, U.S.A.).
4. The column is washed with three column volumes of 1.5 N HCl. The lead is then eluted with three column volumes of distilled water.
5. The lead is reprecipitated from neutral solution as the chromate by the addition of lead chromate.
6. The precipitate is dried to constant weight which gives the chemical yield of the extraction process and deposited on planchets for radioactive assay under a low level beta-counter (background of 6 counts per hour and an efficiency for counting bismuth-210 beta particles of about 34%). The lead-210 activity was determined and identified by measuring the growth of bismuth-210 in the sample.

The results for station Crête are given in table 10 and figure 23. During the initial phases of the work, both untreated and membrane filtered samples were analysed, however, the filtered waters gave strikingly lower results than comparable unfiltered samples. These results are in contrast to analyses of lead-210 in sea water where both filtered and unfiltered samples gave identical values for lead-210 concentrations [RAMA *et al.*, 1961]. An explanation of such behaviors may be found in the stabilization of lead ions in sea water by ion-pair formation with chloride, sulphate and hydroxide ions as ligands whereas the smaller concentrations of these anions in rain waters probably results in a higher concentration of the highly reactive Pb^{++} ions.

The intercept of the line drawn through the points would come around 80 dph/l which is within the range of values found in world-wide

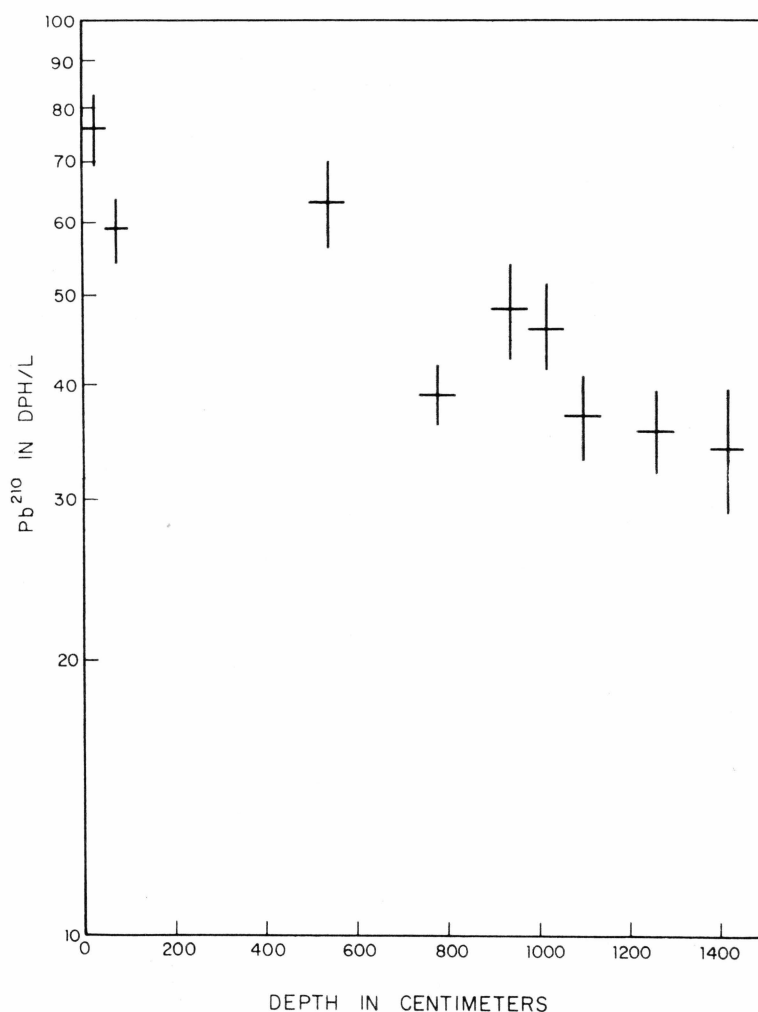


Fig. 23. The lead-210 concentration as a function of depth at station Crête.

rains. The decreasing logarithm of the lead-210 activity with depth over one half-life is evident from inspection of the figure 23.

Either of two assumption in the utilisation and interpretation of such data might be considered:

1. A constant rate of accumulation of lead-210 per year but non-uniform accretion of water. Letting α equal $d(\text{Pb})/dt$ equal a constant, we have at any depth x in the core a cumulative activity A over time t given by

$$A = \int_0^t \alpha e^{-\lambda t} dt = \frac{\alpha (1 - e^{-\lambda t})}{\lambda}.$$

Table 10. ^{210}Pb values in glacier at station Crête.

Greenland No.	Depth in cm	^{210}Pb -activity in desintegrations of ^{210}Pb per hour per liter of sample	
		Unfiltered*	Filtered*
98	0-50	76 ± 7	
99	50-100	59 ± 5	
106	500-580	63 ± 7	
102	580-660		10 ± 3
107	660-740		11 ± 3
108	740-826	39 ± 3	
103	826-900		4 ± 3
109	900-980	48.5 ± 6	
110	980-1060	46 ± 5.5	
104	1060-1140	37 ± 4	
111	1140-1220		9.3 ± 2
112	1220-1300	35.5 ± 4	
113	1300-1383		3.0 ± 2
114	1383-1461	34 ± 5	

* The errors given are those solely from the counting statistics.

2. A constant rate of accumulation of both lead-210 and water. Here the age of a given level can be obtained by the relationship

$$B_x = B_0 e^{-\lambda t}$$

where B_x is the lead-210 activity at depth x and B_0 is the lead-210 activity at the surface.

Inasmuch as a continuous set of samples from the surface of the glacier to depth, which were not previously filtered, were not available for analyses, calculations using the first assumption could not be made. However an inspection of figure 23 indicates that a fall-off in activity by a factor of 2 takes place over about 14 meters giving a rate of accumulation of about 70 cm/year of névé. This value corresponds rather well with that determined by stratigraphic work where a rate of about 30 cm/year of water equivalent (density of the névé is about 0,47) over a similar depth interval [A. RENAUD, personal communication].

I would like to acknowledge the encouragement and assistance in this work given by H. OESCHGER, E. SCHUMACHER and F. G. HOUTERMANS.

4. ETUDES COMPLÉMENTAIRES

4.1. OBSERVATIONS SUR LA GLACE SURIMPOSÉE

A. RENAUD

4.1.1. Provenance des échantillons

Selon A. BAUER (1954), la ligne de névé dans la zone qui nous intéresse ici se situe à 1420 m d'altitude et à 55 km de la moraine frontale de l'Indlandsis, près du bord Ouest, vers le Camp III-EPF.

C'est dire qu'à une altitude supérieure, l'alimentation de l'Indlandsis par les précipitations neigeuses normales laisse un résidu net d'accumulation, tandis qu'au dessous de cette limite, l'ablation estivale fait non seulement disparaître la couverture neigeuse temporaire due aux chutes hivernales, mais elle produit encore la fonte de la glace sous-jacente en provenance de l'intérieur. Cette glace normale, que nous désignerons par commodité par « vieille glace », n'apparaît cependant pas partout lorsque la neige de l'hiver a fondu au cours de la première période d'ablation. Aux altitudes qui avoisinent la ligne du névé, tout en restant inférieures à celle-ci, la première glace que découvre la fonte est la « glace surimposée », formation juvénile, dont la fonte, dans une deuxième phase d'ablation estivale, laisse finalement apparaître la vieille glace, dont la fonte ultérieure est nécessaire pour qu'il soit permis de parler d'ablation nette dans la station considérée.

Selon W. AMBACH (1962), la glace surimposée résulte de la congélation d'un mélange de neige et d'eau de fusion au contact d'une surface de glace située au dessous de la couche de neige. La glace surimposée peut être définie par l'échange d'énergie qui caractérise le processus de formation. Cet échange d'énergie caractéristique consiste dans le fait que le chaleur latente de fusion est transmise par conductibilité thermique à la couche de glace sous-jacente est partiellement compensé et sa température s'élève.

Ainsi que nous le montrerons plus loin, la glace surimposée ne disparaît pas nécessairement au cours de la première saison d'été consécutive à sa formation. Il est même possible que, selon les conditions locales et météorologiques, notamment à des altitudes qui approchent celle de la ligne du névé, la glace surimposée ne disparaisse jamais complètement et constitue ainsi une forme d'accumulation totalement

distincte de celle qui, normalement, métamorphose en glace le névé intérieur de l'Indlandsis. Ce facteur d'alimentation n'est pas négligeable dans l'établissement du bilan de masse de l'Indlandsis.

Toutefois, il est difficile de distinguer la glace surimposée de la glace normale en recourant à la stratigraphie, à la texture, voire à la cristallographie. Seule, l'absence d'un niveau de cryoconite peut être considérée comme un indice, et non une preuve formelle, de l'existence de glace surimposée régulièrement accumulée au cours des années.

Dans ces conditions, nous avons cherché à caractériser de façon sûre la présence de la glace surimposée qui, au regard de la vieille glace, doit présenter:

- une teneur élevée en Tritium,
- une teneur en D et ^{18}O correspondant à celle des précipitations de la station, ou, en d'autres termes, à la température moyenne correspondant à la formation des précipitations atmosphériques de la région considérée.

A cet effet, nous avons étudié des échantillons de glace superficielle, présumée surimposée, provenant des stations EGIG BK 5 (altitude 1013 m) et K 3 (altitude 1219 m), toutes deux situées au-dessous de la ligne du névé.

4.1.2. Station de la balise BK 5, 1013 m

BK 5 désigne une balise d'ablation implantée en 1958, lors de la campagne de reconnaissance effectuée par BAUER et KASSER, dans les parages du Camp IV-EPF-1949. L'EGIG y avait aménagé, en 1959, une base d'études pour le Groupe de Glaciologie Côtière. Le Chef en était A. BAUER, et W. AMBACH y a procédé à ses recherches sur le bilan d'énergie dans la zone d'ablation. Le nouveau Camp IV-EGIG (fig. 1) est situé 3,7 km à l'Ouest de l'ancien Camp IV-EPF où une caravane abandonnée à l'époque par les français a été retrouvée retournée sur un socle de glace, prouvant qu'il existe ici une ablation nette.

Selon BAUER, l'ablation nette annuelle moyenne est de 150 cm. La température annuelle moyenne de l'air, non mesurée, est évaluée par BAUER entre -10 et -15°C ; celle de l'été voisine de 0°C . En cette saison, les chutes de pluies se font par des températures de $+1$ à $+2^{\circ}\text{C}$ et celles de neige par -2 à -3°C .

Selon AMBACH, la couche de neige reposant sur la glace le 20 mai 1959 était de 100 cm. La couche sous-jacente de glace surimposée était de 15 à 20 cm. La formation de cette glace semble s'être opérée aux dépens de la couche de neige de l'automne 1958 et cela au printemps 1959.

Trois échantillons ont été prélevés le 3 juin 1959 par AMBACH qui nous en a donné comme suit la spécification:

n° 115: glace de surface sous la neige, avant le début de la fonte.

n° 116: vieille glace présumée sous la glace surimposée, mais prélevée au-dessus de l'horizon de cryoconite.

n° 117: glace présumée surimposée, située entre les couches 115 et 116.

D'autre part, BAUER a prélevé, entre le 21 mai et le 8 août 1959, 12 échantillons de précipitations atmosphériques dont la teneur en ^{18}O a été mesurée par DANSGAARD, et dont les résultats sont les suivants:

10 échantillons du 21 mai au 29 juillet: δ^{18} moyenne $-18,6\text{‰}$ (Valeurs extrêmes: $-11,6\text{‰}$ le 9 juin; $-21,6\text{‰}$ le 11 juin),

2 échantillons prélevés les 30 juillet et 8 août accusent une teneur moyenne beaucoup plus basse, soit: $-26,4\text{‰}$.

Il nous manque naturellement des renseignements sur la composition isotopique des précipitations à d'autres saisons, car la station n'a été occupée que durant l'été.

L'interprétation des résultats pour les N° 115 à 117 est facile en ce qui concerne les informations apportées par les isotopes stables, dont les paires de valeurs sont en parfaite correspondance.

Il n'existe donc à ce point de vue aucun doute sur l'origine des échantillons recueillis qui, neige ou glace, proviennent des précipitations locales. En effet, selon DANSGAARD, la température correspondant à la teneur moyenne en ^{18}O de $-(23,4 \pm 0,3)\text{‰}$ est de $-14 \pm 0,5\text{°C}$. Cette température est vraisemblablement un peu inférieure à la température annuelle moyenne, étant donné l'absence des précipitations estivales dans les échantillons n° 115 à 117, et dont la teneur en ^{18}O , citée plus haut, est de $-18,6\text{‰}$ correspondant à une température de $-6,3\text{°C}$. Il ne faut pas oublier que ces températures, ainsi que nous le montrons dans 4.2., sont celles des couches atmosphériques dans lesquelles les précipitations sont formées, températures sans doute inférieures à celles qui ont pu

Table 11. *Glace surimposée. Les résultats des diverses analyses donnent.*

N°	$\frac{T}{H} \cdot 10^{18}$	$\frac{D}{H} \cdot 10^6$	$\delta^{18}\text{‰}$	Conductibilité électrique globale de l'eau de fusion à 25°C en $\text{Ohm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot 10^{-6}$
115	265	135,4	-23,8	
116	26,5	133,5	-23,2	2662
117	734	133,3	-23,1	—
Moyenne	—	$134,1 \pm 1,1$	$-23,4 \pm 0,03$	—

être mesurées ou évaluées par BAUER à la surface de l'Indlandsis. Remarquons enfin que la température de formation des deux échantillons de précipitations prélevés à la fin de la saison d'été dans cette station est de -17°C pour -26‰ . Ce fait corrobore notre interprétation selon laquelle les échantillons de neige ou de glace n° 115 à 117 ont tous la même origine dans les précipitations atmosphérique locales, de l'automne au printemps. Enfin, au regard de la vieille glace du Camp III (4.3.), notre interprétation semble bien confirmée.

Si l'on examine enfin la teneur en Tritium des échantillons n° 115 à 117, les choses sont un peu moins simples. Sans doute, les teneurs extrêmement élevées des échantillons 115 et 117 ne laissent-elles place à aucune autre hypothèse que celle de l'origine locale. En particulier, la supposition faite par AMBACH sur la nature de glace surimposée de l'échantillon n° 117 est pleinement vérifiée.

Pour l'échantillon n° 116, l'hypothèse de vieille glace formulée par AMBACH n'est nullement prouvée par sa teneur en isotopes stables. Par contre, sa teneur assez faible en Tritium semble être, à première vue, en contradiction avec notre interprétation et pourrait donner à penser qu'il s'agit peut-être de vieille glace. En fait, la valeur de $26,5 \cdot 10^{-18} \frac{\text{T}}{\text{H}}$ n'est faible qu'en comparaison avec celles des couches situées au-dessus. Pour ces dernières, il existe un incontestable marquage par les retombées des explosions nucléaires, dont l'effet occasionnel a fort bien pu ne pas toucher couche la plus profonde à l'époque où elle était exposée à l'air.

D'autre part, la teneur de $26,5 \cdot 10^{-18} \frac{\text{T}}{\text{H}}$ est celle que nous avons mesurée dans la zone du névé à des profondeurs de 5 à 8 m, âgées de 8 à 10 ans seulement, mais antérieures à 1952, année des premières retombées des explosions nucléaires contenant du Tritium. Dans les couches plus âgées, mais ne dépassant pas quelques dizaines d'années, les teneurs en Tritium à l'époque du prélèvement étaient bien inférieures, s'abaissant jusqu'à $2,73 \cdot 10^{-18} \frac{\text{T}}{\text{H}}$. Il est donc exclu, de ce point de vue, de considérer l'échantillon n° 116 comme étant de la vieille glace « *sensu stricto* ». Il n'est cependant pas possible qu'il s'agisse plus exactement de vieille glace altérée par la fonte au-dessus de l'horizon de cryoconite par l'infiltration, dans les espaces intergranulaires, des eaux de fonte des couches sus-jacentes.

Au terme de cette discussion, nous constatons combien il est regrettable qu'aucun échantillon n'ait été prélevé au-dessous de l'horizon de cryoconite, ce qui eut permis un contrôle de l'interprétation que nous venons de proposer comme étant la plus plausible et selon laquelle la région du Camp IV-EGIG est favorable à la formation de glace surimposée.

4.1.3. Station de la balise K 3, 1219 m

K 3 désigne une station située à 15,4 km à l'Est de BK 5, à l'altitude de 1219 m. Dénommée ainsi par les EPF en 1950, elle avait été signalisée par un tétraèdre en bois sur lequel avait été fixé un bambou en guise de balise. En 1952 déjà, le tétraèdre était recouvert de glace; mais en 1958 BAUER et KASSER retrouvèrent l'emplacement grâce au bambou qui dépassait de peu la surface. Le déplacement annuel moyen de ce repère est, selon BAUER, de 80 à 100 m vers l'Ouest, ce qui a amené le tétraèdre dans une légère dépression du glacier, alors qu'il avait été érigé sur une partie convexe. Au cours de l'été 1959, l'ablation fit réapparaître partiellement le tétraèdre.

On peut déduire de ces observations générales que les conditions locales sont favorables à la formation de glace surimposée et cela, dans une mesure plus importante qu'à BK 5.

Au nombre des travaux effectués dans cette station au cours de l'EGIG, il faut mentionner:

- un forage thermique de 11,37 m. par le Groupe de Glaciologie Côtière (BAUER & AMBACH).
- l'installation d'un thermomètre à résistance dans ce forage par le Groupe de Glaciologie Indlandsis (Chef: M. DE QUERVAIN) et la mesure de quelques températures du névé au cours de l'été 1959.
- le creusement d'un puits glaciologique d'une profondeur de 480 cm par le même groupe les 12-19 mai 1959. Au fond de ce puits, on retrouva l'horizon de base du tétraèdre, ce qui permit de déterminer l'accumulation annuelle moyenne 1950-1959 (photo 3).

Au sujet de ce puits, je transcris les renseignements que M. DE QUERVAIN a bien voulu me communiquer. Les poids spécifiques et les valeurs en eau n'ont vraisemblablement été déterminées que pour la couche de neige d'une hauteur de 110 cm. Au-dessous, la glace ne pouvait pas être percée par les sondes. Aussi le poids spécifique de la glace ne peut-il être qu'estimé. Cette évaluation est basée sur le contenu en air et correspond à un poids spécifique minimal de 0,88 g/cm³; sa valeur moyenne doit être de 0,89 g/cm³. Le profil des couches permet de distinguer sans autre des strates annuelles de glace surimposée. On pouvait distinguer, en effet, à intervalles bien déterminés des couches de structure plus grossière caractérisées par des bulles d'air atteignant 12 mm. Je présume qu'il s'agit de couches à grains grossiers, formées à la base de la couverture hivernale, qui se sont rapidement congelées sans avoir été saturées par l'eau. Sur la base de ces observations, je crois que la formation de glace surimposée à K 3 constitue une forme d'accumulation qui est

plus importante que la dissipation. Mais la preuve ne peut pas être donnée.

De notre côté, nous avons déterminé la teneur en air globale de deux échantillons de cette glace surimposée et trouvé, pour le premier 11,0 cm³ d'air par kg (BRANDENBERGER, Station Jarl Joset) et 19,5 cm³ pour le second (RENAUD), ces volumes étant ramenés aux conditions normales. L'écart entre ces deux déterminations n'a aucune signification particulière. Par contre, les faibles valeurs caractérisent incontestablement les glaces de congélation qui renferment toujours moins de 28 cm³ par kg.

Compte tenu des divers renseignements dont nous disposons, on peut évaluer à 50 cm par an la couche de glace surimposée qui s'est formée en moyenne chaque année à K 3 de 1950 à 1959, et à 45 cm la valeur en eau correspondante.

Dans le dessein d'examiner la constitution isotopique des couches rencontrées dans ce puits, nous avons demandé à R. SCHNEIDER de prélever quelques échantillons lors du creusement. Nous donnons dans le tableau suivant tous les renseignements relatifs à ces échantillons, y compris les résultats d'analyses (table 12):

Table 12. K 3.

Echan- tillon n°	Profondeur cm	Densité moyenne	Conduct- ibilité électrique à 25° C ohm ⁻¹ . m ⁻¹ 10 ⁻⁶	$\frac{T}{H} \cdot 10^{18}$	$\frac{D}{H} \cdot 10^6$	$\delta^{18} \text{ ‰}$
37	50- 60	0,734 (neige)	—	116	129,6	-25,6
38	100-110	0,480 (neige)	—	—	(125,8)	(-20,1)
39	150-160	0,880 (glace)	765	72,4	133,2	-23,0
40	200-210	0,880 (glace)	—	129	134,3	-22,7
41	250-260	0,880 (glace)	—	139	134,8	-21,9
42	300-310	0,880 (glace)	263	62,2	135,7	-22,2
43	350-360	0,880 (glace)	—	78,2	135,0	-22,5
44	400-410	0,880 (glace)	—	47,1	132,4	-24,6
45	450-460	0,880 (glace)	405	94,8	133,7	-23,3
moyenne				88,5	133,6 ± 3,1	-23,2 ± 1,8

Il y a bien de remarquer que l'échantillon n° 38 a subi durant le transport une perte de substance importante et que le solde de 170 gr n'a pas été suffisant pour la détermination de la teneur en Tritium. Outre cela, les résultats trouvés pour sa teneur en isotopes stables sont nettement aberrants et ne peuvent s'expliquer que par une altération accidentelle au cours du transport. Ce cas accidentel est le seul qui ait marqué le retour en Suisse des échantillons et, considérant que les résultats qu'il fournit ne méritent pas confiance, nous les avons éliminés.

Les résultats de ces analyses ne laissent subsister aucun doute sur la nature des échantillons qui, tous, ont le caractère isotopique des précipitations locales.

En effet, toutes les teneurs en Tritium sont élevées et de même ordre de grandeur que celles trouvées à BK 5. Si les échantillons 37 et 38 sont constitués par de la neige du dernier hiver, les échantillons 39 à 45 sont formés de « glace surimposée », formée *in situ* à partir de la neige des années précédentes.

Cette interprétation est entièrement confirmée par les 8 paires de valeurs des teneurs en $\frac{D}{H}$ et ^{18}O des échantillons 37, 39 à 45. Le coefficient de corrélation entre ces deux facteurs est particulièrement élevé ($\pm 0,945$). Sur le graphique général le point correspondant à cette station n'est pas exactement situé sur la droite adoptée. L'écart n'est cependant pas important et n'infirme pas l'interprétation donnée plus haut.

Pour K 3, la température moyenne de l'air déduite de l'étude isotopique ^{18}O est de $-13,7 \pm 2,5^\circ C$, très voisine de celle adoptée pour BK 5 ($-14,0$). Or, la différence d'altitude de 200 m entre ces deux stations correspond à une différence de température théorique de $1,3^\circ C$, inférieur à l'incertitude totale de $\pm (2,5 + 0,5) = \pm 3^\circ C$ qui affecte l'écart de température de $0,3^\circ C$ calculé dans l'échelle isotopique ^{18}O des températures. Cette incertitude est de $\pm 2^\circ C$ environ dans l'échelle isotopique $\frac{D}{H}$ des températures, c'est-à-dire du même ordre.

Notons pour terminer que BAUER a prélevé le 20 mai 1959 un échantillon de neige de surface dont la teneur en ^{18}O était de $-25,3 \text{ ‰}$ très voisine de celle trouvée pour l'échantillon 37 prélevé quelques jours plus tard par R. SCHNEIDER à la profondeur de 50 à 60 cm. Tous deux sont de la neige d'hiver, un peu plus pauvre en ^{18}O que la couche annuelle totale dans laquelle figurent des précipitations formées à des températures un peu plus élevées.

Ainsi, toutes les observations faites à la station K 3 et toutes les analyses des échantillons qui en ont été rapportées corroborent l'hypothèse de la formation continue de glace surimposée entre 1950 et 1959. L'absence de cryoconite corrobore, d'autre part, fortement cette interprétation. Il en résulte que le site de K 3 peut être considéré comme zone d'accumulation.

4.1.4. Conclusion

Cette étude montre qu'à côté des observations morphologiques et de la détermination de la teneur en air, il est possible de caractériser la glace surimposée par sa composition isotopique, c'est-à-dire sa teneur en

$\frac{T}{H}$, $\frac{D}{H}$ et ^{18}O . Ces facteurs fournissent aux glaciologues des critères nouveaux et déterminants.

Ainsi qu'il était plausible de la prévoir, la station K 3, bien que située au-dessous de la ligne de névé estimée, est sujette à des formations de glace surimposée et doit être considérée comme site d'accumulation. Cette conclusion s'impose sans aucun doute pour K 3 où cette formation a été continue de 1950 à 1959. Néanmoins, cette formation peut être liée à des conditions locales car, si le tétraèdre a été enfoui sous la glace surimposée à partir de son implantation dans un creux en 1950, il n'en reste pas moins que ce même tétraèdre est en train de résurgir à la surface par ablation.

Par contre, la glace surimposée de BK 5, dont la surface a servi à caractériser cette formation de glace en corrélation avec celle de K 3, ne constitue qu'un phénomène transitoire de début de printemps où elle atteint au maximum 30 cm alors que l'ablation annuelle est de 150 cm.

4.2. GAS COMPOSITION IN ICE SAMPLES COLLECTED BY E.G.I.G. IN GREENLAND

B. ALDER, J. GEISS, N. GROEGLER, A. RENAUD

4.2.1. Introduction

The composition of gases extracted from Greenland ice has been investigated previously by SCHOLANDER, KANWISHER and NUTT [SCHOLANDER *et al.*, 1956], by SCHOLANDER, HEMMINGSEN, COACHMAN and NUTT [SCHOLANDER *et al.*, 1961] and by LANGWAY [LANGWAY, 1962]. The investigation of SCHOLANDER [SCHOLANDER *et al.*, 1961] has revealed appreciable variations in the gas composition. In particular, a clear correlation between O_2/N_2 and Ar/N_2 ratios was observed. In order to obtain additional information on this subject we have measured, mass spectrometrically, the composition of the gases in 12 ice samples collected by EGIG in 1959 at Camp III, $50^{\circ}06' W$ and $69^{\circ}43' N$, Greenland (see 1.2.).

Originally the gas analyses had been intended also to give information on the CO_2 content in the ice (see 1.1.) for radiocarbon age determinations. However, because of technical reasons, dry ice had to be used during transportation (see 1.2.). Although the ice was not in direct contact with the dry ice and we were careful not to use samples from the surface of the iceblocks, it is quite possible that the resulting CO_2 contents are affected by dry ice. A similar contamination problem is reported by LANGWAY [LANGWAY, 1962]. Experiments which are described below

show that ice does absorb CO_2 under conditions similar to those which prevailed during transportation. Consequently our main interest focussed on measuring the abundance of nitrogen, oxygen and argon in the ice samples.

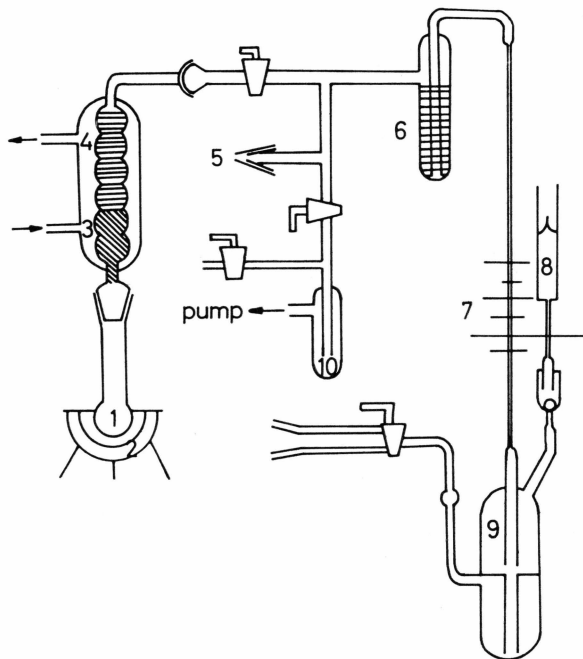


Fig. 24. Gas extraction system.

- 1 Melting vessel.
- 2 Electrical heating.
- 3 Glass wool.
- 4 $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$.
- 5 McLeod manometer.
- 6 $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$ trap.
- 7 Scale for pressure determination in sample tube.
- 8 Break-off sample tube.
- 9 Toepler pump.
- 10 Liquid air cold trap.

4.2.2. Extraction

4.2.2.1. Procedure

The extraction system (Figure 24) was set up in a cold laboratory (-12°C). After evacuating the whole system to a pressure of 10^{-3} mm Hg for several hours, the sample was melted by an electric heater and the gases were transferred continuously into a break-off sample tube by means of a Toepler pump. After the ice was completely melted and a pressure of 10^{-3} mm Hg was again attained, the system was held for

about 15 minutes. If during this time no rise in pressure was observed, the gas quantity still in solution was considered negligible and the sample tube was sealed off. For removal of water vapor we used $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$, which was changed after three runs.

4.2.2.2. Errors of procedure

Dissolved gases in the meltwater. If we assume that after a waiting period of 15 minutes the gases still dissolved in the water are in approximate equilibrium with the gas phase, upper limits for the amounts of gases remaining in the water can be calculated. Assuming a water temperature of $+10^\circ\text{C}$ and 100 cc of water we obtain:

N_2	2.1×10^{-6} cc STP
O_2	1.1×10^{-6} cc STP
Ar	0.06×10^{-6} cc STP
CO_2	0.71×10^{-6} cc STP

In all cases, even for CO_2 , the limits introduce an error which is smaller than the error of the mass spectrometric measurement.

Adsorption on the glass. This effect may certainly be neglected for N_2 , O_2 and Ar. For CO_2 , the adsorption on glass should be less significant than losses in the $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$ trap.

Adsorption on $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$. No values for gas adsorption on $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$ are given in the literature. Neither nonpolar molecules (N_2 and O_2) nor noble gases (Ar) are easily adsorbed. For CO_2 , however, we cannot exclude the possibility that same losses may have occurred in smaller samples. We have not investigated this question further since the CO_2 results quite likely have been effected by dry ice anyway.

Organic vapor from the vacuum pump. Vacuum pump vapor was kept from the extraction system by a liquid air cold trap (Figure 24, No. 10). A scan of masses 41 to 46 showed no contamination and indicates that this source of error can be neglected.

4.2.3. Measurements

When measuring pure nitrogen in our mass spectrometer we observed a peak at mass 44 which increased with time. Apparently CO_2 is liberated by ion bombardment. Because of this effect CO_2 was retained in the sample tube by freezing with liquid air during the measurement of N_2 , O_2 and Ar, determined from masses 28, 32 und 40 respectively. The CO_2

Table 13. *Measured gas compositions in the ice samples.*

location (1)	sample depth (cm) (2)	sample number (3)	O ₂ /N ₂ (4)	Ar/N ₂ (5)	N ₂ % (6)	O ₂ % (7)	Ar % (8)
Camp III-EGIG	0- 25	2	22.4	9.6	81.08	18.14	0.78
BK 1		2	24.2	10.6	79.86	19.29	0.85
		14	22.5	9.8	81.01	18.20	0.79
		15	22.7	9.9	80.82	18.38	0.80
	25- 50	1	19.9	8.6	82.83	16.46	0.71
		1	20.0	8.6	82.73	16.56	0.71
		1	23.4	10.3	80.36	18.81	0.83
		1	24.2	10.9	79.79	19.34	0.87
		11	20.8	8.9	82.15	17.12	0.73
		12	21.0	9.0	82.05	17.21	0.74
		13	21.4	9.3	81.76	17.48	0.76
	60-100	3	18.5	7.8	83.85	15.50	0.65
	80-100	5	17.4	7.6	84.61	14.75	0.64
		5	20.3	9.0	82.52	16.74	0.74
Camp III- EGIG	60	6	19.7	8.6	82.92	16.37	0.71
Moraine		6	15.1	6.1	86.41	13.06	0.53
		7	21.0	9.3	82.04	17.20	0.76
		7	20.2	8.8	82.56	16.71	0.73
* K 3	0 (under 110 cm of snow)	K 3	26.3	12.5	78.41	20.61	0.98
		K 3	26.4	12.1	78.35	20.70	0.95
Air (average from Table 14)			26.9	11.9	78.07	20.99	0.93

* Sample K 3 is superimposed ice and thus its mode of formation does not correspond to that of the other ice samples listed in the Table.

was then released and determined from the ratio of the mass 44 peak height to the total amount of gas measured (by the manometer No. 7 in Figure 24). The whole procedure was calibrated using the standard air sample "Jungfraujoeh 1" (Bernese Alps) for N₂, O₂ and Ar, and gas mixtures of known composition for CO₂. The reproducibility of our procedure was checked by frequently measuring air samples between ice samples (see Table 14). From this the errors are estimated to be ± 2 percent for O₂/N₂ and Ar/N₂.

4.2.4. Results

4.2.4.1. Nitrogen, oxygen and argon

The compositions of the gases in the ice samples are given in Table 13 in columns 6 to 8, percentages are calculated on a CO₂-free basis, i.e.

$N_2 + O_2 + Ar = 100$ percent. For comparison the average composition of the air samples measured (Table 14) is also listed.

4.2.4.2. Control measurements

The results of the control measurements on the air samples are shown in Table 14.

Table 14. *Measured gas composition in air samples.*

sample	N_2 %	O_2 %	Ar %	CO_2 %
Calibration Standard Air "Jungfrau- joch 1"	78.08	20.94	0.93	0.030
Laboratory air 1*	78.11	20.97	0.92	..
Laboratory air 2*	78.31	20.78	0.91	..
Laboratory air 3*	77.94	21.11	0.95	..
Air from roof 1	78.04	20.99	0.94	0.031
Air from roof 2	78.09	20.94	0.94	0.028
Air "Jungfrau-joch 2"*	77.89	21.18	0.93	..

* A CO_2 percentage of 0.030 was assumed.

The measured values for nitrogen, oxygen and argon agree within 2 percent with the calibration standard. The CO_2 -values agree within 7 percent.

4.2.4.3. Carbon dioxide

As was pointed out in the introduction, the CO_2 results are of limited value because dry ice was present during transportation. To investigate the possible degree of contamination we performed the following two experiments:

- (1) A 100 gram specimen of ice sample number 3 was finely shaved in air ($-12^\circ C$) and the snow obtained transferred to the extraction line, evacuated and melted (No. 3 shaved).
 - (2) A 100 gram specimen of ice sample number 12 was placed in a Dewar flask on top of dry ice for 36 hours. It was left in the evacuated extraction line for another 36 hours before melting (No. 12 in dry ice).
- The results of these two experiments are given in Table 15.

The total amount of CO_2 in sample 3 has increased by a factor of ten after shaving, showing that carbon dioxide can be adsorbed at the ice surface and remains adsorbed even in vacuo. The ratio $N_2:O_2:Ar$ in the shaved sample corresponds to air composition, suggesting incomplete

Table 15. *Experiments showing adsorption of CO₂.*

ice sample	total gas % by volume	N ₂ %	O ₂ %	Ar %	CO ₂ %
No. 3 normal	4.35	83.7	15.5	0.65	0.17
No. 3 shaved	0.35	60.3	14.4	0.76	24.5
No. 12 normal	5.82	81.9	17.1	0.74	0.29
No. 12 in dry ice	5.77	80.6	17.4	0.75	1.25

evacuation from the snow. The significant enrichment of CO₂ in the second experiment shows that the adsorption of CO₂ at the ice surface was not reversible. Because of these findings we shall only summarize the results of our CO₂ determinations in the original ice samples. In most samples we obtained CO₂ contents between 0.3 and 2 percent, the extreme values being 0.1 and 4.9 percent. There is no correlation between CO₂ percentage and total gas content or O₂/N₂-ratio. The amounts of CO₂ we find are similar to those given by SCHOLANDER *et al.*, [SCHOLANDER *et al.*, 1961]. Although some of the CO₂ contents obtained are most likely affected by contamination, the general result may nevertheless give some indication as to the amounts of ice necessary for radiocarbon dating.

4.2.5. Discussion

With the exception of the sample of the surimposed ice (K₃) all samples show Ar/N₂ and O₂/N₂ ratios lower than those in air. No correlation with depth or altitude was observed. Our results differ markedly from the observations of NUTT and SCHOLANDER *et al.* [NUTT, 1959, SCHOLANDER *et al.*, 1961] who generally found higher Ar/N₂ and O₂/N₂ ratios in Greenland ice than in air. Actually the range of gas compositions measured in our Greenland samples closely resembles that reported for ice samples from the temperate Storbreven glacier in Norway [COACHMAN, HEMMINGSEN and SCHOLANDER, 1956; COACHMAN, ENNS and SCHOLANDER, 1958].

Figure 25 shows a strong correlation between the Ar/N₂ and O₂/N₂ ratios in our samples. The relationship observed between Ar/N₂ and O₂/N₂ suggests that gas solubility in water is a determining factor. Two curves are plotted in Figure 25 which represent the changes obtained considering the two models discussed below.

In model A, gas of air composition is equilibrated with originally gas-free water. The relation between Ar/N₂ and O₂/N₂ in the gas phase is then:

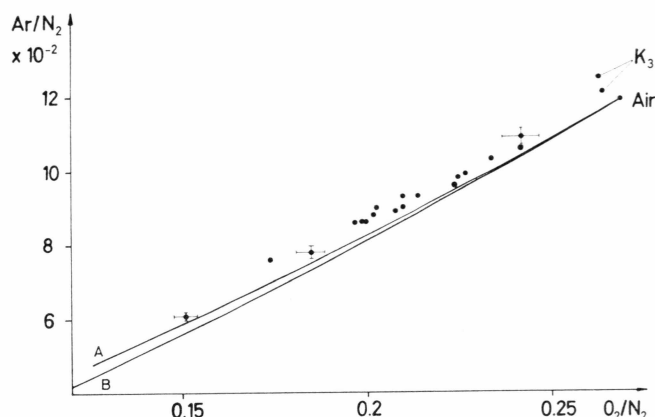


Fig. 25. Ar/N_2 versus O_2/N_2 in gas extracted from ice samples. Curves A and B represent gas compositions obtained from theoretical models discussed in the text. Estimated errors for Ar/N_2 are ± 2 percent. These errors are drawn for three of the samples.

$$(A) \quad \frac{\text{Ar}}{\text{N}_2} = \frac{\text{Ar}}{\text{N}_{2\text{air}}} \cdot \frac{K_{\text{Ar}}(1 + K_{\text{N}_2} \cdot t)}{K_{\text{N}_2}(1 + K_{\text{Ar}} \cdot t)}$$

$$\frac{\text{O}_2}{\text{N}_2} = \frac{\text{O}_2}{\text{N}_{2\text{air}}} \cdot \frac{K_{\text{O}_2}(1 + K_{\text{N}_2} \cdot t)}{K_{\text{N}_2}(1 + K_{\text{O}_2} \cdot t)}$$

$$0 \leq t \leq \infty$$

t is a parameter dependent on the air-to-water volume ratio, and K_{Ar} , K_{N_2} and K_{O_2} are the solubility constants of Ar, N_2 and O_2 respectively. Curve A is calculated for 0°C . In model B, air is successively equilibrated with infinitesimal amounts of gas-free water and the dissolved gases are continuously removed with the water. One obtains the following relations:

$$(B) \quad \frac{\text{Ar}/\text{N}_2}{(\text{Ar}/\text{N}_2)_{\text{air}}} = \left[\frac{\text{O}_2/\text{N}_2}{(\text{O}_2/\text{N}_2)_{\text{air}}} \right] \exp. \frac{K_{\text{N}_2}/K_{\text{Ar}} - 1}{K_{\text{N}_2}/K_{\text{O}_2} + 1}$$

Curve B (Figure 25) is also calculated for 0°C .

Models A and B represent boundary cases in which Ar/N_2 and O_2/N_2 are lowered by removing dissolved gases. The measured Ar/N_2 and O_2/N_2 ratios shown in Figure 25 approximately follow these theoretical curves. The observed systematic deviation could be taken to suggest an accidental similarity between the experimental and theoretical curves. It seems more likely, however, that this deviation is caused by an additional effect, such as removal of oxygen by oxidation. In fact SCHOLANDER, DANSGAARD, NUTT, DE VRIES, COACHMAN and HEMMINGSEN [SCHOLANDER *et al.*, 1962] have found $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in Greenland ice indicating

oxidation of organic material. The experiment on the shaved ice described under 4.2.4.3. suggests a possible explanation for the enrichment of CO_2 in the enclosed gas, i.e. adsorption of CO_2 during precipitation.

Acknowledgements

The authors would like to thank Prof. H. OESCHGER and Dr. P. EBERHARDT for valuable discussion, Dr. C. C. LANGWAY, jr. and Dr. M. E. LIPSCHUTZ for critically reading the manuscript. We gratefully acknowledge the support given our work by Prof. A. VON MURALT and Dr. P. VON TAVEL who made available to us the cold laboratory at the Theodor Kocher Institute of the University of Bern. We thank Mr. H. WYNIGER for his assistance in performing the measurements. This work was supported by Grants NF 2648 and NF 2649 of the Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

(received May 1965)

4.3. OBSERVATIONS SUR LA GLACE BORDIÈRE

A. RENAUD

4.3.1. Origine et description des échantillons

Les échantillons proviennent du Camp III-BK 1, de la moraine près du Camp III, et de la Station K 3. Les détails de situation, de prélèvement et de distribution ont été donnés dans 1.2. et fig. 1.

4.3.2. Teneur en air, densité et pression des gaz occlus

La teneur en air a été déterminée par un pycnomètre d'après la méthode de P. A. SHUMSKY [SHUMSKY, 1957]. Toutes corrections faites, les résultats sont les suivants:

Echantillon	Volume d'air conditions normales cc/kg	Pression cond. norm. atm.	Densité g/cc
Camp III-BK 1			
1	49,05	0,966	0,877
1	50,6	1,7	0,892
1	68,9	0,984	0,862
2	62,3	1,884	0,899
2	54,4	0,928	0,870
3	45,8	1,96	0,897
Moraine			
6	6,4	2,7	0,914
7	13,8	1,5	0,910
Station K 3	8,48	0,826	0,908

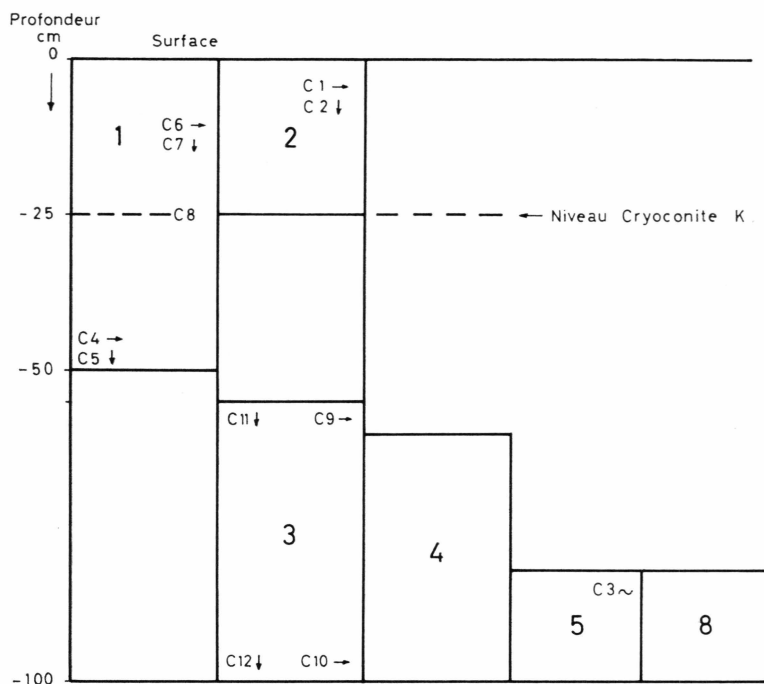


Fig. 26.

Ces valeurs sont disparates et difficilement exploitables. Cela est normal car, en ces trois zones de prélèvement, l'ablation est forte et, pendant l'été précédant l'isotherme zéro atteint une profondeur de l'ordre du mètre. A la fin de l'été de 1958, cette glace a déjà été amenée à une température de fusion, soumise à une micro-fracturation qui a permis aux gaz occlus, suivant la position des inclusions de reprendre une pression voisine de la normale. Et ainsi la glace, soumise au regel de l'hiver 1958–59, a des densités voisines de celles d'une glace de congélation.

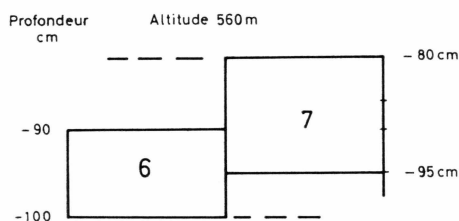
Une étude plus systématique de cette vieille glace demanderait le prélèvement des échantillons à une profondeur, non seulement en-dessous de la profondeur atteinte par l'isotherme zéro l'été précédant, mais aussi en-dessous des fractures dynamiques qui peuvent atteindre 20 m.

4.3.3. Coupes minces

(voir Planches 1–12)

Les échantillons, ramenés à l'état solide en Suisse, ont permis la fabrication de coupes minces à titre expérimental. Ces études, non systématiques par suite de la qualité des échantillons, ne pouvaient servir qu'à servir d'introduction à une étude future. Les clichés noirs ou

Moraine du Camp III 15.5.59



Station K 3

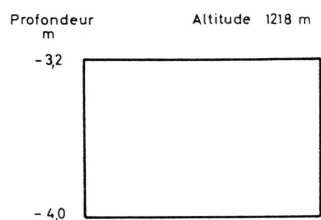


Fig. 27.

couleurs, en lumière noire ou polarisée, ont été obtenus grâce à un polariscope spécialement construit pour ces recherches. L'emplacement des coupes minces est donné dans 4.3.1.

4.3.4. Concentration en Deuterium et Tritium

L'échantillon 167 provient de l'échantillon 3 de KB 1. Il a été établi une température de condensation de -27°C . Cette température moyenne montre que cet échantillon est de la vieille glace provenant de l'intérieur, à plus de 200 km à l'est de BK 1.

Par contre, la concentration en Tritium est de 13,9 T.U. Cette valeur est faible, cependant bien trop forte pour une glace de cet âge. De même, l'échantillon 1 (168) a une concentration de 9 ± 1 T.U. Mais l'on peut expliquer cette anomalie. La glace se fissure pendant tout son parcours dans la zone d'ablation. Ces fissures et crevasses, de même que les chenaux intra-glaciaires, se remplissent d'eau de fonte qui, à un moment

ou un autre, avant d'arriver vers BK 1, regèlent par suite des températures négatives de la glace. Cette eau de congélation par suite de l'ablation et du mouvement de la glace, atteint un âge au maximum de quelques dizaines d'années, donc bien plus jeune par rapport à la glace originelle. Il faut remarquer que cette contamination par de la glace plus jeune a une influence sur D/H, qui donne la température de condensation, beaucoup plus faible que sur la teneur en Tritium. D'autre part, déjà au moment des prélèvements, malgré des températures extérieures négatives, par suite du rayonnement et de son absorption dans l'horizon de cryoconite, une circulation d'eau de fonte de la neige d'hiver superficielle existe et naturellement provoque une contamination supplémentaire.

Il en résulte que, dans le futur, les échantillons doivent, non seulement être prélevés à grande profondeur, mais aussi au cœur de l'hiver.

Nous pouvons, en conclusion, affirmer qu'il s'agit de vieille glace, mais des précautions particulières doivent être prises pour des études futures.

4.3.5. Conclusion

Les résultats de cette étude montrent le chemin à suivre pour des études ultérieures. La glace est vraiment vieille, encore faut-il déterminer son âge par des études complémentaires en particulier par le datage au ^{14}C . Il est avant nécessaire d'opérer l'hiver et à grande profondeur.

5. SCHLUSSBEMERKUNGEN

H. OESCHGER und E. ROTH

Anlässlich der EGIG 1957–1960 wurden zum erstenmal in grösserem Masse kombinierte Untersuchungen an stabilen und radioaktiven Isotopen durchgeführt.

Das wichtige glaziologische Ziel bestand in der Bestimmung der Akkumulationsraten auf dem grönländischen Eisschild auf Grund von Messungen der Tritiumkonzentration in Bohrprofilen, die an den verschiedenen Stationen entnommen wurden. Leider hat dieser Versuch wegen der unerwartet hohen Schwankungen der Tritiumkonzentrationen nicht zum erhofften Ergebnis geführt. Immerhin stimmt im Falle der Station Centrale die mit dieser Methode bestimmte Akkumulationsrate mit dem durch Sauerstoffisotopen-Stratigraphie erhaltenen Wert gut überein. Das dabei untersuchte Bohrprofil umfasst kontinuierlich mehrere Jahrzehnte und stammt aus einer Zone ungestörter Stratigraphie. Es zeigt sich also, dass unter derartigen Voraussetzungen von Tritiumanalysen brauchbare Werte für die Akkumulationsraten erwartet werden dürfen. Es wurde auch der Versuch unternommen, Akkumulationsraten auf Grund der Deposition von Bombentritium zu bestimmen. Für eine exaktere Ermittlung der Bombenschichten müssten jedoch Proben mit besserer Auflösung entnommen werden.

Die stratigraphische Bestimmung der Firnschichten des grönländischen Inlandeises mit Hilfe der stabilen und radioaktiven Isotope konnten nicht eingehend mit den klassisch stratigraphischen Untersuchungen diskutiert werden, da leider die letzteren zur Zeit noch nicht definitiv vorliegen.

Haben die Isotopenuntersuchungen im Hinblick auf die Akkumulationsraten ermutigende Resultate geliefert, so sind auch in anderer Hinsicht interessante Perspektiven eröffnet worden:

1. Zum erstenmal wurde ^{210}Pb in Firnproben nachgewiesen. Diese Tochterprodukt des Radon wurde dann auch von PICIORO in der Antarktis gefunden und zur Bestimmung von Akkumulationsraten benutzt.

2. Die Untersuchungen an den stabilen Isotopen ergaben als wesentliche Resultate:
 - Weitere Aufschlüsse über die Korrelation der D/H-mit den $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnissen.
 - Einen wichtigen Beitrag zum Zusammenhang zwischen Temperatur und den Sauerstoff-oder Wasserstoff-isotopenverhältnissen im Bereich der Temperaturen des grönländischen Eisschildes.
 - Anzeichen für eine Aenderung des Klimas während der letzten 50 Jahre, sowie von Störungen der Stratigraphie.
3. Die Tritiumresultate erlaubten:
 - Schlüsse über die Durchmischungsgeschwindigkeit der Stratosphäre, sowie den Austausch durch die Tropopause in hohen Breiten.
 - Eine Abschätzung der Tritiumdeposition auf der polaren Eiskappe und somit einen Anhaltspunkt für die globale Tritiumproduktion.
 - Einen Hinweis auf den Einfluss der Sonnenaktivität auf die Tritiumdeposition, der jedoch noch einer weiteren Bestätigung bedarf.
4. Gasanalysen an Eisproben aus der Ablationszone zeigten, dass die besser löslichen Gase Sauerstoff und Argon relativ zum Stickstoff abgereichert sind.

Die vorliegenden Arbeiten zeigen, dass im Eis der polaren Eiskappen wichtige Informationen über atmosphärische und kosmische Phänomene aufgezeichnet sind. Es drängt sich eine Wiederholung derartiger Untersuchungen an Bohrprofilen auf, wobei auf die bisherige Erfahrung aufgebaut werden kann. Erstens müsste entlang der EGIG Stationen die gesamte Akkumulationsrate seit 1953 bestimmt werden durch Ermittlung des 1953-Horizontes mit Hilfe von Tritiumanalysen. Zweitens sollten an einer Station, wo ungestörte Stratigraphie vorausgesetzt werden darf Proben entnommen werden, deren Analyse einen Beitrag zur Beantwortung der in 3.2. aufgeworfenen geophysikalischen Fragen liefern würde. Sämtliche Isotopenanalysen müssten an Proben durchgeführt werden, die etwa einen Monat umfassen. Es muss eine verbesserte Technik der Probeentnahme entwickelt werden, die die Kontamination der Proben mit Schnee aus den oberen tritiumreichen Schichten ausschliesst. Unter anderem dürften die folgenden Ergebnisse erwartet werden:

- Auf Grund der klassisch glaziologischen Untersuchungen sowie Messungen stabiler und radioaktiver Isotope sollte versucht werden eine möglichst kohärente Vorstellung der Stratigraphie bis zum Anfang unseres Jahrhunderts zurück zu erhalten und damit eine Zeitskala für das Profil festzulegen.

- Von den Untersuchungen an ^{210}Pb und Tritium wären Aufschlüsse zu erwarten über den jahreszeitlichen Verlauf des Austausches durch die Tropopause.
- Ein Vergleich der Korrelationsmöglichkeit der Tritium bzw. der ^{210}Pb -Konzentration mit der Sonnenaktivität würde zeigen, inwieweit die Schwankungen der Tritiumdepositionsrate durch meteorologische oder kosmische Phänomene bedingt sind.

Die in dieser Publikation vorliegenden Resultate sind hier noch nicht erschöpfend diskutiert worden. Wir hoffen, dass sie noch zu manchen weiteren interessanten Schlussfolgerungen führen werden.

BIBLIOGRAPHIE

- BADER, H., 1961: The Greenland Ice Sheet, CRREL-Report-1-B2.
- BEGEMANN, F., 1959: Neubestimmung der natürlichen irdischen Tritiumzerfallsrate und die Frage der Herkunft des "natürlichen" Tritiums, *Zeitschrift für Naturforschung* **14a**, 334.
- 1960: Natural Tritium, in Summer Course on Nuclear Geology, Varenna 1960, p. 109 (Comitato Nazionale per l'energia nucleare, Laboratorio di Geologia, Pisa).
- BENSON, L. S., 1960: Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet, Ph. D.-Thesis, California Institute of Technology, Pasadena.
- BIGEISEN, J., op. cit. in "OSTLUND *et al.*, 1962", p. 167). Wir danken Herrn Dr. BIGEISEN bestens für die persönliche Beratung.
- BROWN, R. M., 1961: Hydrology of Tritium in the Ottawa Valley, *Geochim. and Cosmochim. Acta* **21**, 199.
- BURTON, W. M. and STEWART, N. G., 1960: Use of long-lived natural Radioactivity as an atmospheric tracer, *Nature* **186**, 584.
- COACHMAN, L. K., ENNS, T. and SCHOLANDER, P. F., 1958: Gas Loss from a temperate Glacier, *Tellus* **10**, 193–95.
- COACHMAN, L. K., HEMMINGSEN, E. and SCHOLANDER, P. F., 1956: Gas Enclosures in a temperate Glacier, *Tellus* **8**, 415–23.
- CRAIG, H., 1961: Standard for reporting Concentration of Deuterium and Oxygen-18 in natural Waters, *Science* **133**, 1833–34.
- 1961a: Isotopic Variations in meteoric Waters, *Science* **133**, 1702–03.
- DANSGAARD, W., 1954: The ^{18}O -abundance in fresh Waters, *Geochim. et Cosmochim. Acta* **6**, 241–60.
- 1961: The isotopic Composition of natural Waters, *Meddelelser om Grønland* **165**, Nr. 2, 1–120.
- 1964: Stable Isotopes in Precipitation, *Tellus* **XVI** **4**, 436–68.
- DANSGAARD, W., NIEF, G. and ROTH, E., 1960: Isotopic Distribution in a Greenland Iceberg, *Nature* **185**, 232.
- ECKELMANN, W. R., BROECKER, W. S. and KULP, J. L., 1960: Half-life of ^{210}Pb , *Phys. Rev.* **118**, 698.
- EPSTEIN, S. and BENSON, L. S., 1959: Oxygen Isotope Studies, *Trans. Am. Geophys. Union*, 81–84.
- FIREMAN, E. L. and POWLAND, F. S., 1955: Tritium and Neutron Production by 2.2-BeV Protons on Nitrogen and Oxygen, *Phys. Rev.* **97**, 780.
- FLAMM, LINGENFELTER, GORDON, McDONALD and LIBBY, 1960: The Mechanism of atmospheric Loss from the Earth and the Production of ^3H and ^3He in Solar Flares, *Inst. of Geophys. and Planet. Phys. UCLA Rep. No. 258*.
- FRIEDMAN, I., 1953: Deuterium Content of natural Waters and other Substances, *Geochim. et Cosmochim. Acta* **4**, 89–103.

- GFELLER, C. and OESCHGER, H., 1962: Untersuchung der Grenzen der Messung schwacher Aktivitäten, *Helv. Phys. Acta* **35**, 307.
- HILL, C. R., 1960: Lead-210 and Polonium-210 in Grass, *Nature* **187**, 244.
- HOUTERMANS, F. G. and OESCHGER, H., 1958: Proportionalzählrohr zur Messung schwacher Aktivitäten weicher-Strahlung, *Helv. Phys. Acta* **31**, 117.
- ISRAEL, H., 1951: Radioactivity of the Atmosphere, in *Compendium of Meteorology*, edited by T. F. MALONE, American meteorological Society, Boston, Mass., p. 157.
- KRELL E., 1960: *Kernenergie* **3**, 897.
- LAL, D. and CRAIG, H., 1961: The Production Rate of natural Tritium, *Tellus* **13**, 85.
- LANGWAY, C. C., 1962: Some physical and chemical Investigations of a 411 m deep Greenland Ice Core and their Relationship to Accumulation, I.A.H.S. Publication, No. 58, 101-118.
- LIBBY, W. F. and KAUFMANN, S., 1954: The natural Distribution of Tritium, *Phys. Rev.* **93**, 1337.
- MACHTA, L. and LIST, R. J., 1959: Open Hearings of the joint Committee on "Fallout from nuclear Weapon Tests", U.S. Gov. Print. Office, Wash. D.C., p. 741.
- MADDOCK, A. G. and WILLIS, E. H., 1961: *Advances in Inorganic and Radiochemistry* **3**, 287-335.
- MERCANTON, P. L., 1925: Travaux de l'escouade occidentale, in A. DE QUERVAIN et MERCANTON P. L., *Résultats scientifiques de l'expédition Suisse au Groenland 1912-1913*, Meddelelser om Grønland, **59**, Nr. 5.
- MÖLLER, F., 1951: *Petermanns Geogr. Mitteilungen* **95**, J 1.
- NUTT, D. C., 1959: Recent Studies of Gases in Glacier Ice, *Polar Notes*.
- OESCHGER, H., 1963: Radioactive Dating, IAEA, p. 13, Vienna.
- OESCHGER, H., RENAUD, A. and SCHUMACHER, E., 1962: Essai de datation par le Tritium des Couches de névé du Jungfraufirn et détermination de l'accumulation annuelle, *Bull. Soc. Vaud., Soc. Hélv. Sc. Nat.*, No. 306, **68**, p. 44.
- ÖSTLUND, H. G. and WERNER, E., 1962: Proc. of the Symposium on Tritium in the physical Sciences, **1**, p. 95, IAEA, Vienna.
- ROMA, KOIDE and GOLDBERG, 1961: Lead-210 in natural Waters, *Science* **134**, 98.
- SCHOLANDER, P. F., DANSGAARD, W., NUTT, D. C., DE VRIES, H., COACHMAN, L. K. and HEMMINGSEN, E., 1962: Radiocarbon Age and Oxygen-18 Content of Greenland Icebergs, *Meddelelser om Grønland* **165**, No. 1, 1-26.
- SCHOLANDER, P. F., HEMMINGSEN, E., COACHMAN, L. K. and NUTT, D. C., 1961: Composition of Gas Bubbles in Greenland Icebergs, *J. of Glaciology* **3**, 813-22.
- SCHUMACHER, E., 1950: Aufarbeitungsanlage für Tritium in natürlichem Wasser, *Helv. Chim. Acta* **43**, 1059.
- SHUMSKY, P. A., 1957: Principes de Glaciologie Structurale, (Traduction française A. BAUER), C.N.R.S. Annales du Centre d'Etudes et de Documentation Paléontologiques, No. 22, p. 1-309, 124 fig., 7 tabl.
- SIMPSON, J. A., 1960: The Production of Tritons and ^{14}C in the terrestrial Atmosphere by solar Protons, *J. of Geophys. Res.* **65**, 1615.

APPENDIX – RÉCAPITULATIF GENERAL

Les résultats exprimés et les notations utilisées sont les suivants:

- Colonne 1: numéro de l'échantillon
- 2: profondeur à partir de la surface (cm)
- 3: densité moyenne
- 4: valeur en eau cumulée de la surface à la base de l'échantillon (cm)
- 5: profondeur moyenne
- 6: valeur en eau cumulée à la profondeur moyenne (cm)
- 7: teneur en tritium à la date du prélèvement: $10^{18} \frac{T}{H}$
- 8: teneur en deuterium: $\frac{D}{H}$ ppm (fraction atomique)
- 9: teneur en deuterium: δ_D ‰ par rapport au SMOW**
- 10: teneur en ^{18}O : δ_{18} ‰ par rapport au SMOW
- 11: conductibilité électrique à 25° C en $\text{ohm}^{-1} \text{ m}^{-1} \cdot 10^{-6}$
- 12: observations (Station Crête: teneur en ^{210}Pb en desintégrations par heure et par litre)

* carotte non analysée.

** Cf. footnote p. 62 et annexe p. 123.

Camp VI – EGIG

Altitude 1677 m

Forage 0–2514 cm, 18–22 Mai 1959

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)*	(9)*	(10)	(11)	(12)
1...	de 0 à 70	0,372	26,04	35	13,61	420	130,1	–195,5	–26,40	308	
2...	70	156	0,487	67,94	113	46,03	266	134,2	–170,5	–23,45	–
3...	156	247	0,486	112,16	201,5	95,55	222	134,2	–170,5	–23,55	–
4...	247	336	0,488	155,60	291,5	130,77	134	134,5	–168,5	–23,65	355
5...	336	412	0,528	195,72	374	175,67	52,9	134,3	–170,0	–24,80	394
6...	412	494	0,544	240,30	453	216,96	107	130,6	–193,0	–25,45	–
7...	494	570	0,584	284,70	532	262,16	14,1	–	–	–25,10	–
8...	570	650	0,534	327,10	610	305,36	27,8	134,8	–166,5	–23,15	507
9...	650	725	(0,540)	367,60	687,5	347,35	35,0	–	–	–23,30	–
10...	725	800	(0,546)	408,50	762,5	388,05	28,0	133,4	–175,5	–23,60	473
11...	800	875	(0,551)	449,80	837,5	429,15	22,2	–	–	–26,15	–
12...	875	950	(0,557)	491,60	912,5	470,70	22,7	–	–	–24,30	417
13...	950	1020	(0,563)	531,00	985	511,30	27,5	–	–	–24,20	373
14...	1020	1098	(0,569)	575,40	1059	553,20	50,6	–	–	–24,45	–
15...	1098	1150	(0,574)	605,20	1124	590,30	9,69	131,0	–190,0	–25,25	–
16...	1150	1230	(0,579)	651,50	1190	628,35	7,22	–	–	–24,40	–
17...	1230	1310	(0,585)	698,30	1270	674,90	10,2	–	–	–25,40	–
18...	1310	1382	(0,591)	740,80	1346	720,05	12,7	–	–	–25,05	–
19...	1382	1462	(0,596)	788,50	1422	764,65	5,37	–	–	–25,55	–
20...	1462	1537	(0,603)	833,70	1499,5	811,10	22,2	132,8	–179,0	–24,05	–
21...	1537	1615	(0,609)	881,70	1576	857,70	13,8	–	–	–24,55	443
22...	1615	1690	(0,615)	927,90	1652,5	904,80	11,8	–	–	–24,60	–
23...	1690	1770	(0,621)	977,60	1730	952,75	4,31	–	–	–24,65	–
24...	1770	1850	(0,627)	1027,80	1810	1002,70	7,78	–	–	–26,25	–
25...	1850	1930	(0,633)	1078,40	1890	1053,10	11,2	130,9	–191,0	–26,10	–
26...	1930	2007	(0,639)	1127,70	1968,5	1103,05	8,23	–	–	–23,35	–
27...	2007	2087	0,645	1179,30	2047	1153,50	16,2	–	–	–15,90	955
28...	2087	2163	0,645	1228,30	2125	1203,80	37,4	–	–	–23,15	–
29...	2163	2241	0,612	1276,00	2202	1252,15	23,6	–	–	–22,90	–
30...	2241	2315	0,616	1321,60	2278	1298,80	14,5	134,0	–171,5	–22,65	–
31...	2315	2381	0,717	1368,90	2348	1345,25	32,5	–	–	–24,70	–
32...	2381	2443	0,699	1412,20	2412	1390,55	18,5	–	–	–24,95	–
33...	2443	2514	0,703	1462,10	2478,5	1437,15	15,5	132,1	–183,0	–24,55	591

Camp VI – EGIG

Altitude 1677 m

Puits glaciologique, Mai 1959

34...	220	370	0,505	173,60	295	133,0	113	–	–	–24,95	1035
35...	370	445	0,518	212,43	407,5	198,4	157	130,5	–193,0	–26,05	–
36...	445	520	0,506	255,48	482,5	234,4	53,6	132,8	–179,0	–25,15	–

* Cf. annexe p. 123.

Station K 3

Altitude 1219 m
Puits glaciologique, 12-19 Mai 1959

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
37...	de 50 à	60	0,374	24,82	55	22,82	116	129,6	-197,5	-25,65	- Neige de l'hiver
38...	100	110	∞0,480	45,42	105	43,03	-	125,8	-221,5	-20,10	- Neige de l'hiver
39...	150	160	∞0,880	155		72,4	133,2	-176,5	-23,10	765	glace surimposée
40...	200	210		205		129	134,3	-169,5	-22,65	-	
41...	250	260		255		139	134,8	-166,5	-21,90	-	
42...	300	310		305		62,2	135,7	-161,0	-22,15	263	
43...	350	360		355		78,5	135,0	-165,5	-22,50	-	
44...	400	410		405		47,1	132,4	-181,5	-24,65	-	
45...	450	460		455		94,8	133,7	-173,5	-23,35	405	

Station Milcent

Altitude 2452 m (Balise T₁₅)
Forage 0-2020 cm, 2-4 Juin 1959

46...	0	50	0,388	19,39	25	9,83	411	121,2	-250,5	-32,95	229	
47...	50	100	0,363	37,56	75	28,31	704	125,1	-226,0	-30,25	-	
48...	100	160	0,356	58,87	130	48,30	593	128,2	-206,5	-28,05	-	
49...	160	240	0,431	93,39	200	74,81	251	125,2	-225,5	-30,45	273	
50...	240	320	0,429	127,70	280	109,94	180	124,3	-231,0	-31,20	-	
51...	320	400	0,439	162,79	360	144,61	170	126,4	-218,0	-29,05	273	
52...	400	480	0,489	201,79	440	181,63	86	126,4	-218,0	-28,95	-	
53...	480	560	0,496	241,44	520	219,86	73	-	-	-30,60	-	
54...	560	640	0,497	281,18	600	260,86	177	125,4	-224,5	-29,15	-	
*...	640	760	0,426	332,28	700	301,34	-	*	*	*	*	
55...	760	846	0,508	375,96	803	354,35	20	129,8	-197,0	-26,65	-	
*...	846	920	0,554	416,90	883	396,18	-	*	*	*	*	
56...	920	1000	0,559	461,62	960	439,90	15,2	*	-	-28,35	-	
57...	1000	1070	0,558	506,29	1040	485,12	12,8	-	-	-31,05	-	
*...	1080	1160	0,548	550,17	1120	528,57	-	*	*	*	*	
58...	1160	1240	0,571	595,85	1200	572,97	8,93	125,3	-225,0	-30,05	-	
*...	1240	1320	0,570	641,45	1280	618,25	-	*	*	*	*	
59...	1320	1400	0,585	688,25	1360	664,45	11,4	-	-	-28,10	-	
*...	1400	1460	0,563	722,05	1430	705,33	-	*	*	*	*	
60...	1460	1540	0,587	769,01	1500	745,65	18,0	125,7	-222,5	-29,85	-	
*...	1540	1940	0,609	1012,73	1740	891,20	-	*	*	*	*	* 1 cm glace au milieu
61...	1940	2020	0,612	1061,77	2000	1037,05	4,46	127,9	-208,5	-28,05	236	

Station centrale

Altitude 2964 m (Balise T₃₁)

Forage 0-3085 cm, 0-13 juin 1959

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
95...	de 0 à 50	0,348	17,40	25	8,08	1395	120,4	-255,5	-35,25	—	
96...	50 100	0,362	35,60	75	26,79	414	125,7	-222,5	-30,65	—	
97...	100 160	0,361	57,26	130	46,01	367	123,6	-235,5	-31,15	—	
62...	160 240	0,406	89,78	200	75,37	129	122,4	-242,5	-31,75	—	
63...	240 332	0,402	126,65	286	108,49	166	120,4	-255,5	-33,95	—	
64...	332 450	0,468	181,99	391	151,89	80	119,9	-258,5	-33,55	546	
65...	450 530	0,462	218,91	490	199,50	102	119,2	-262,5	-34,40	—	
66...	530 610	0,480	257,33	570	237,32	505,	120,2	-256,5	-32,45	—	
67...	610 692	0,493	297,78	651	277,41	41,6	121,0	-251,5	-31,70	308	
68...	692 770	0,493	336,26	731	316,71	25,7	122,5	-242,5	-31,35	—	
69...	770 850	0,518	377,68	810	355,76	20,2	122,5	-242,5	-32,35	273	
70...	850 930	0,496	417,32	890	397,78	76,4	121,2	-250,5	-33,15	—	
71...	930 1010	0,635	460,21	970	438,72	19,7	121,1	-251,0	-33,25	245	
72...	1010 1094	0,545	505,96	1052	481,43	19,4	123,3	-237,0	-31,70	—	
73...	1094 1170	0,547	547,50	1132	520,64	16,3	123,3	-237,0	-30,45	284	
74...	1170 1250	0,554	591,84	1210	569,38	21,5	122,4	-243,0	-31,65	338	
75...	1250 1320	0,563	631,27	1285	611,13	29,7	121,7	-247,0	-31,80	—	
76...	1320 1400	0,571	676,97	1360	654,20	22,0	121,7	-247,0	-31,90	—	
77...	1400 1467	0,562	714,63	1433,5	695,09	17,4	122,4	-243,0	-31,45	—	
78...	1467 1545	0,578	759,71	1506	736,75	9,25	123,2	-238,0	-32,15	—	
79...	1545 1615	0,593	801,24	1580	781,42	16,0	121,4	-249,0	-32,05	—	
80...	1615 1680	0,595	839,88	1647,5	819,06	25,1	120,2	-256,5	-33,60	—	
81...	1680 1770	0,593	893,31	1725	866,30	10,3	122,5	-242,5	-31,15	—	
82...	1770 1836	0,604	933,15	1803	912,96	23,8	121,1	-251,0	-32,15	—	
83...	1836 1903	0,603	973,58	1869,5	953,72	22,3	121,9	-246,0	-31,75	—	
84...	1903 2000	0,604	1032,14	1951,5	1002,14	10,1	123,1	-238,5	-30,95	—	
85...	2000 2080	0,606	1080,64	2040	1056,08	4,43	123,2	-238,0	-31,10	—	
86...	2080 2160	0,616	1129,92	2120	1104,90	—	122,1	-245,0	-31,90	—	
87...	2160 2242	0,621	1180,83	2201	1155,29	7,11	122,9	-240,0	-31,45	—	
88...	2242 2314	0,624	1225,81	2278	1203,25	11,1	120,0	-257,5	-33,90	—	
89...	2314 2395	0,636	1277,31	2354,5	1251,65	8,87	120,0	-257,5	-33,90	—	
90...	2395 2490	0,633	1337,41	2442,5	1307,32	6,61	121,6	-248,0	-32,75	—	
91...	2490 2560	0,647	1382,70	2525	1359,93	3,82	121,6	-248,0	-32,65	—	
92...	2560 2660	0,656	1448,30	2610	1415,68	3,84	120,5	-254,5	-33,40	308	
*—...	2660 2900	0,650	1604,41	2780	1526,19	—	—	—	—	—	
93...	2900 2990	0,652	1663,04	2945	1633,79	7,99	121,7	-247,0	-32,55	245	
94...	2990 3085	0,658	1725,56	3037,5	1694,13	5,38	122,7	-241,0	-31,80	236	

Station Jarl-Joset

Altitude 2867 m (Balise T₅₃)
Forage 0-2700 cm, 26-29 Juin 1959

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
121...	de 0 à	50	0,377	18,87	25	9,12	674	119,1	-263,5	} moyenne -34,70	215
122...	50	100	0,351	36,44	75	26,31	490	116,8	-277,5		-
123...	100	160	0,387	59,66	130	47,08	-	118,5	-267,0		-
124...	160	230	0,392	87,10	195	73,36	141	117,1	-275,5		-
125...	230	340	0,388	129,78	285	107,46	83,7	120,1	-257,0		546
126...	340	420	0,428	164,77	380	150,47	36,1	122,6	-241,5	} moyenne -32,35	-
127...	420	500	0,443	200,21	460	181,80	10,9	119,3	-262,0		-
128...	500	584	0,454	238,36	542	218,42	10,9	119,7	-259,5		-
129...	584	655	0,481	272,53	619,5	254,87	16,9	118,3	-268,5		-
130...	655	740	0,499	314,95	697,5	293,28	9,30	122,9	-239,5		-
131...	740	820	0,511	355,72	780	335,17	7,09	122,8	-240,0	} moyenne -32,50	-
132...	820	900	0,514	396,74	860	376,31	11,4	122,6	-241,5		-
133...	900	980	0,536	439,53	940	418,15	7,87	123,1	-238,5		-
134...	980	1050	0,526	476,33	1015	457,70	6,53	122,0	-245,5		-
135...	1050	1140	0,544	525,31	1095	500,15	6,75	120,7	-253,5		-
136...	1140	1220	0,558	570,04	1180	547,46	8,88	120,5	-254,5	} moyenne -32,50	-
137...	1220	1300	0,558	614,70	1260	592,19	6,50	123,0	-239,0		-
138...	1300	1380	0,575	660,79	1340	638,01	5,30	120,8	-252,5		546
139...	1380	1460	0,564	705,99	1420	682,86	5,58	121,0	-251,5		-
140...	1460	1540	0,568	751,38	1500	728,93	6,43	119,3	-262,0	-34,20	-
141...	1540	1620	0,551	795,46	1580	773,64	4,94	120,3	-256,0	-32,95	-
142...	1620	1700	0,593	842,90	1660	818,90	5,24	121,4	-249,0	-32,85	-
143...	1700	1780	0,593	890,31	1740	866,43	5,91	119,1	-263,0	-33,90	788
144...	1780	1860	0,611	939,09	1820	914,64	5,69	121,6	-247,5	-33,30	-
145...	1860	1940	0,599	987,01	1900	962,92	4,59	119,6	-260,0	-34,70	546
146...	1940	2020	0,608	1035,68	1980	1011,22	3,40	121,4	-249,0	-32,65	-
147...	2020	2100	0,623	1085,55	2060	1060,43	5,56	117,4	-274,0	-35,40	-
148...	2100	2184	0,647	1139,83	2142	1113,86	11,6	121,2	-250,5	-32,25	709
149...	2184	2260	0,633	1187,94	2222	1164,13	2,73	121,9	-246,0	-33,20	-
150...	2260	2357	0,632	1249,24	2308,5	1218,38	5,43	118,5	-267,0	-34,20	779
151...	2357	2460	0,622	1313,24	2408,5	1280,78	4,02	117,8	-271,5	-35,20	507
152...	2460	2540	0,624	1363,15	2500	1338,11	5,84	120,4	-255,5	-32,90	-
153...	2540	2625	0,628	1416,57	2582,5	1389,90	6,67	118,6	-266,5	-35,10	322
154...	2625	2700	0,641	1464,57	2662,5	1440,57	6,65	119,3	-262,0	-34,20	-

Puits Dumont

Altitude 2867 m (Balise T₅₃)
Prélèvements, 20-30 Juillet 1959

155...	..	4000	..	..	4000	..	3,54	120,9	-252,0	-33,50	473
156...	..	4000	..	..	4000	..	3,91	120,1	-257,0	-33,40	-
157...	..	3500	..	..	3500	..	3,61	123,0	-239,0	-31,05	-
158...	..	3500	..	..	3500	..	2,05	120,9	-252,0	-32,55	296
159...	..	3000	..	..	3000	..	2,15	123,5	-236,0	-30,95	-
160...	..	2500	..	..	2500	..	4,0	118,6	-266,5	-34,80	-
161...	..	0	..	..	0	..	139	-	-	-35,60	-

Dépôt 420Altitude 2760 m (Balise TA₆₁)

Forage 0-1472 cm, 27-28 Juillet 1959

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
171...	0	50	0,391	19,55	25	9,85	714	118,9	-264,5	-34,60	236
172...	50	100	0,352	37,28	75	28,06	386	120,8	-252,5	-33,40	322
*...	100	180	0,399	69,18	140	51,82	—	—	—	} moyenne -33,40	—
173...	180	260	0,423	103,04	220	86,83	92,7	120,0	-257,5		—
*...	260	340	0,415	136,24	300	119,20	—	—	—		—
174...	340	420	0,452	172,36	380	154,38	19,5	122,0	-245,5		—
*...	420	500	0,417	205,73	460	189,15	—	—	—	} moyenne -32,35	—
175...	500	580	0,443	241,19	540	223,74	15,1	—	—		—
*...	580	660	0,458	277,85	620	259,40	—	—	—		—
176...	660	740	0,494	317,44	700	297,37	16,0	121,7	-247,0		—
*...	740	820	0,485	356,24	780	336,47	—	—	—	} moyenne -32,20	—
177...	820	900	0,498	396,07	860	376,14	12,4	—	—		—
*...	900	980	0,512	437,01	940	416,43	—	—	—		—
178...	980	1060	0,523	478,84	1020	457,75	7,67	120,8	-252,5		—
*...	1060	1140	0,536	521,74	1100	499,97	—	—	—	} moyenne -32,20	—
179...	1140	1220	0,525	563,77	1180	542,81	6,56	—	—		—
*...	1220	1300	0,552	607,93	1260	585,95	—	—	—		—
180...	1300	1380	0,546	651,63	1340	629,80	8,23	—	—		— 3 cm glace d = 0,701
181...	1380	1472	0,565	703,60	1426	677,19	5,16	121,2	-250,5	} 284	

Côte occidentale

Glacé de provenance diverse.

162...	Equip sermia Langue Alt. 150 m		16.8.59	..	10,6	116,0	-282,5	-36,50	1418
163...	Fjord de Kangerdlug- ssuaq	Iceberg	3.8.59	..	11,1	115,3	-287,0	-38,00	—
164...	Fjord de Kangerdlug- ssuaq	Iceberg	4.8.59	..	35,1	115,0	-288,5	-39,40	3640
165...	Fjord de Kangerdlug- ssuaq	Iceberg	9.8.59	..	10,0	131,7	-185,5	-24,50	—
166...	Fjord de Kangerdlug- ssuaq	Iceberg	13.8.59	..	46,2	131,1	-189,5	-25,45	—
167...	Glacé bordière Balise BK, 611 m	..	15.5.59	..	..	122,3	-243,5	..	..

Annex

The values for the isotopic ratios $\left[\frac{D}{H}\right]$ published here were submitted in 1965. They should be changed as indicated:

The δ_D values with respect to S.M.O.W. given in this book are to be multiplied by a factor of 1.035 to obtain the correct values.

A work in progress at Saclay under contract by I.A.E.A. (Service des Isotopes Stables) aims at the definition of an absolute isotopic scale for the deuterium content of water. The results (still) unpublished, show that the scale previously used in Saclay defines isotopic ratios too high by about 5 parts per million (p.p.m). This change in the absolute scale leads to the above mentioned correction.

The coefficients of the equations evaluated in this book are also to be corrected as follows:

- page 64
 - equation (1)

$$\delta_D = (8.4 \pm 0.3) \delta_{18} + (19 \pm 10)$$
 - equation (2) no change
 - equation (3) no change
- page 65
 - equation (4)

$$\delta_D = (8.1 \pm 0.2) \delta_{18} + (9 \pm 5)$$
- page 66
 - equation (5) no change
 - equation (5 bis) no change
- page 67
 - equation (6) no change
- page 68
 - equation (7)

$$\delta_D = (5.6 \pm 0.1) \bar{t}_A - (102 \pm 2) \text{‰}$$
- page 70
 - equation (8) no change
 - equation (9)

$$\delta_D = -52.8 \cdot 10^{-3} z - 96 \text{‰}$$

Færdig fra trykkeriet den 31. juli 1969.

PLANCHES 1-12

Coupe No.	Echantillon	Profondeur cm	Orientation
1	2 }	-25	↓
2	2 }	-25	→
3	5	90	∞
4	1 }	45 bas	→
5	1 }	45	↓
6	1 }	10 haut	→
7	1 }	10	↓
8	1	-25	↓
9	3 }	-60 haut	→
11	3 }	-60	↓
10	3 }	-90 bas	→
12	3 }	-90	↓

↓ = Coupe verticale

→ = Coupe horizontale

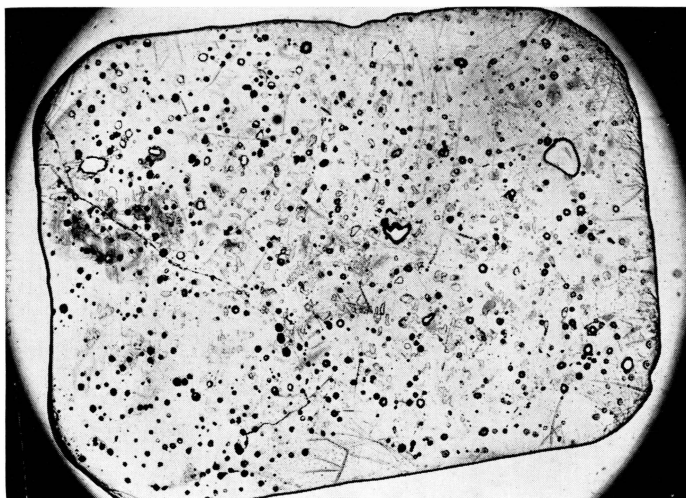
∞ = Orientation quelconque

Planche 1

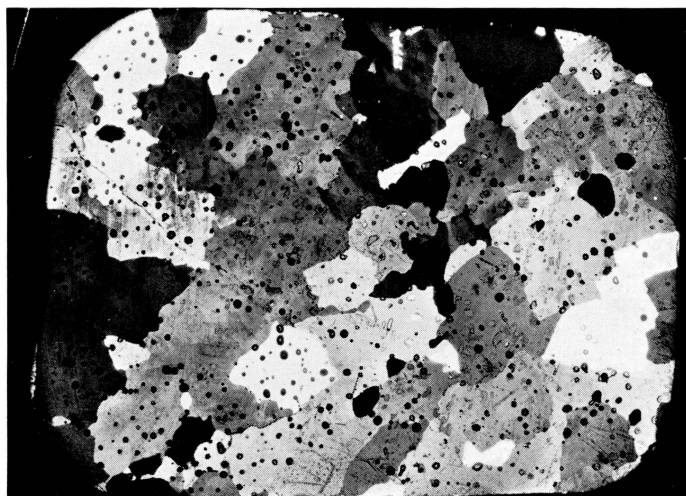
Figure a. Coupe 1a

Figure b. Coupe 1b

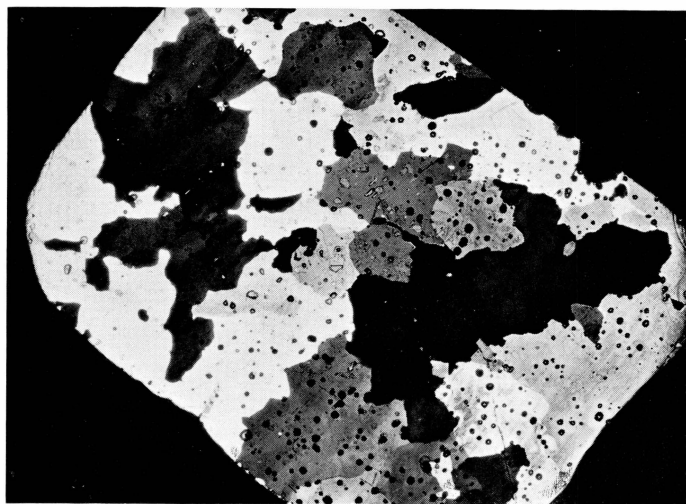
Figure c. Coupe 1c



a



b



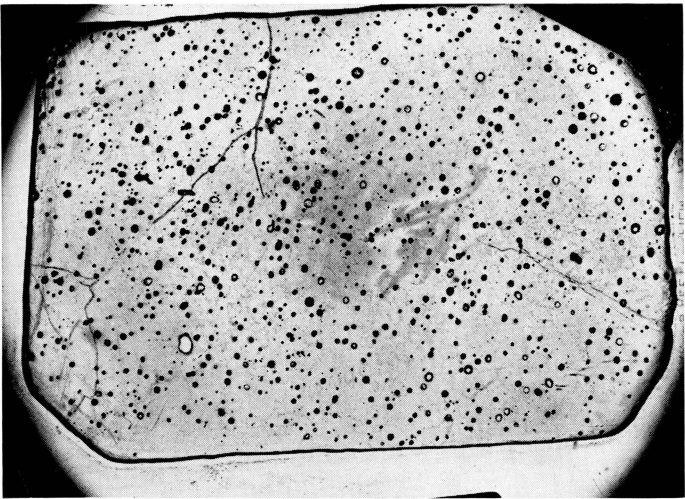
c

Planche 2

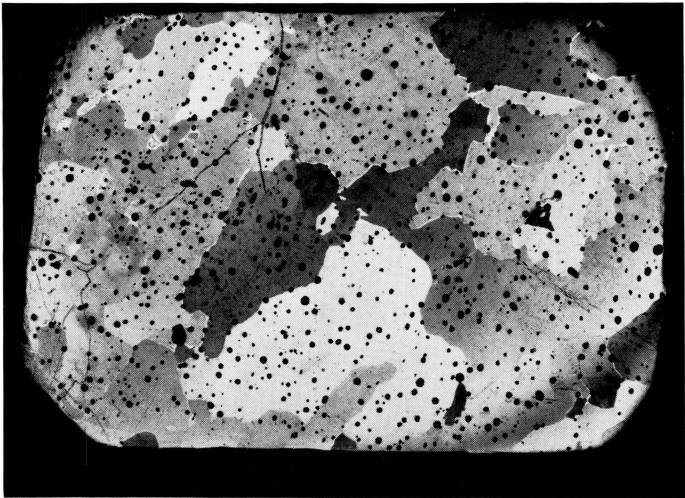
Figure a. Coupe 2a

Figure b. Coupe 2b

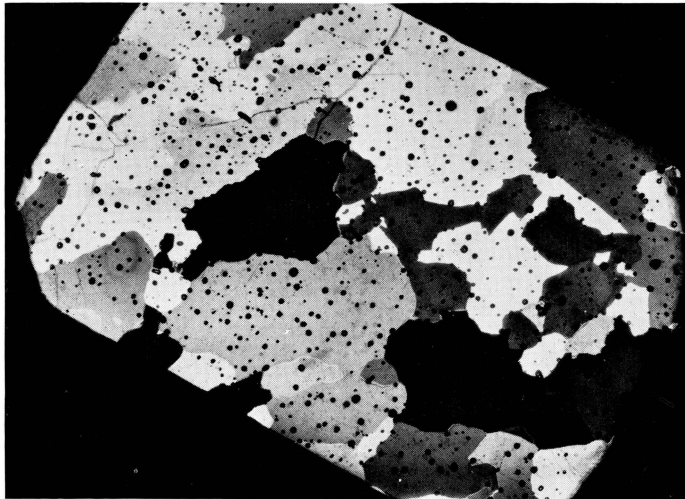
Figure c. Coupe 2c



a



b



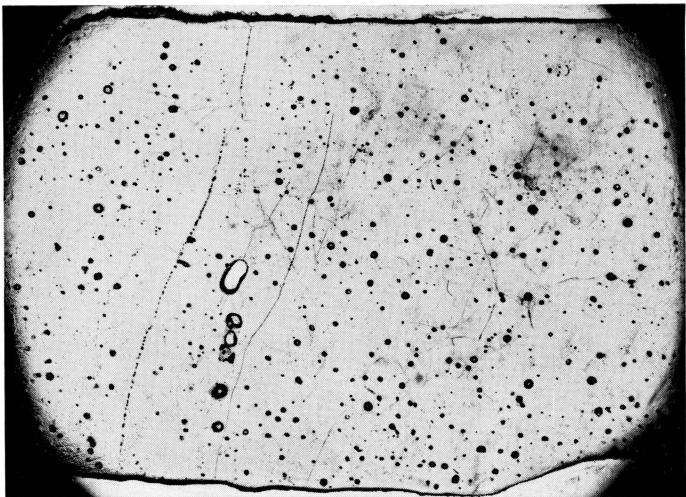
c

Planche 3

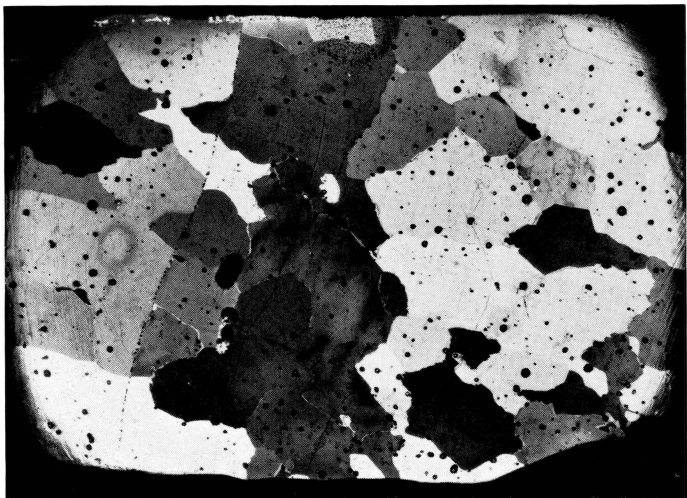
Figure a. Coupe 3a

Figure b. Coupe 3b

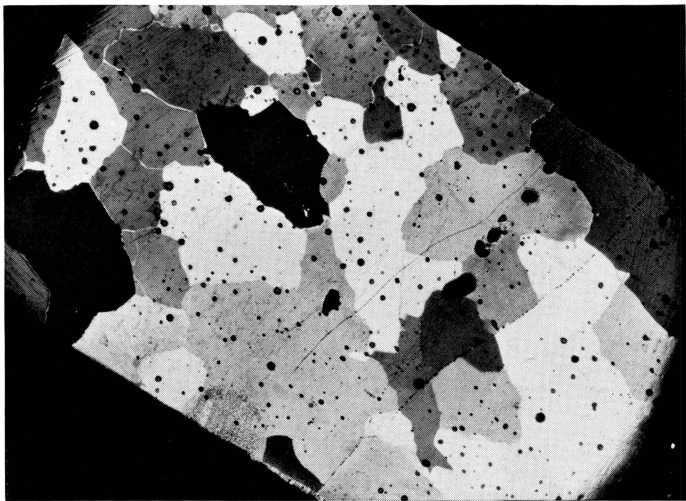
Figure c. Coupe 3c



a



b



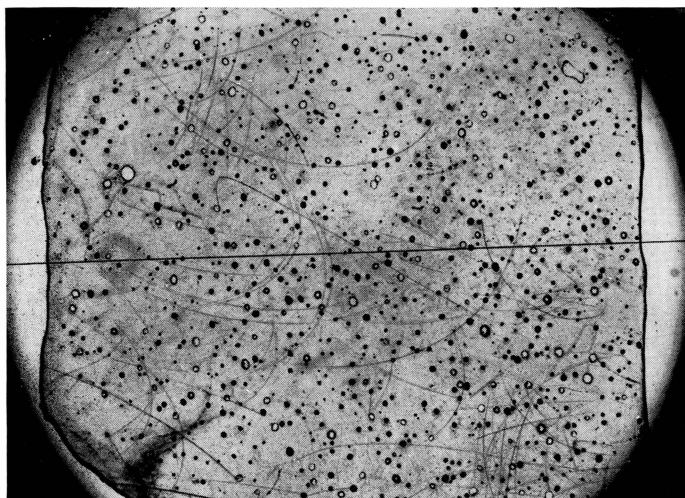
c

Planche 4

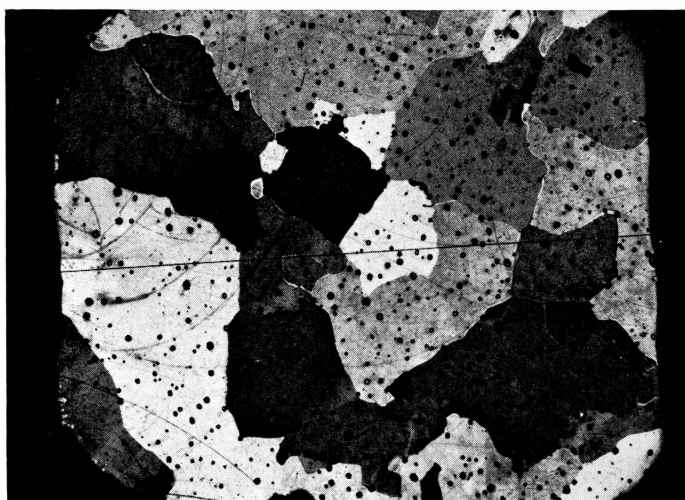
Figure a. Coupe 4a

Figure b. Coupe 4b

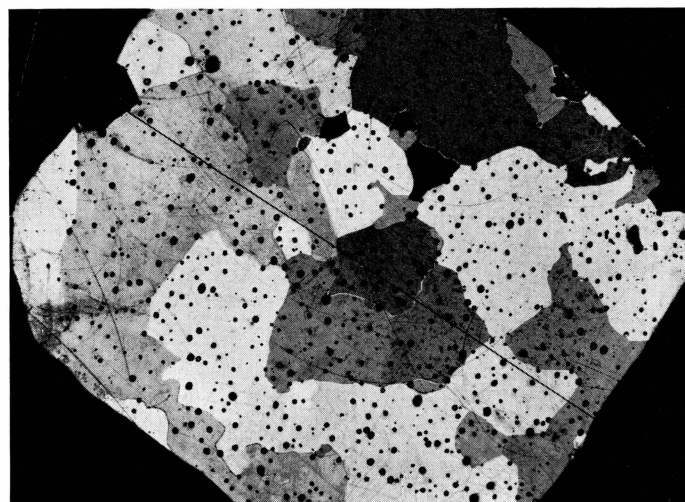
Figure c. Coupe 4c



a



b



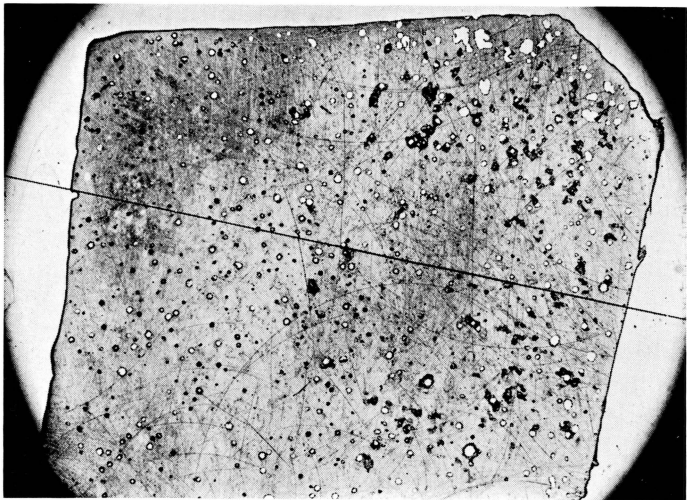
c

Planche 5

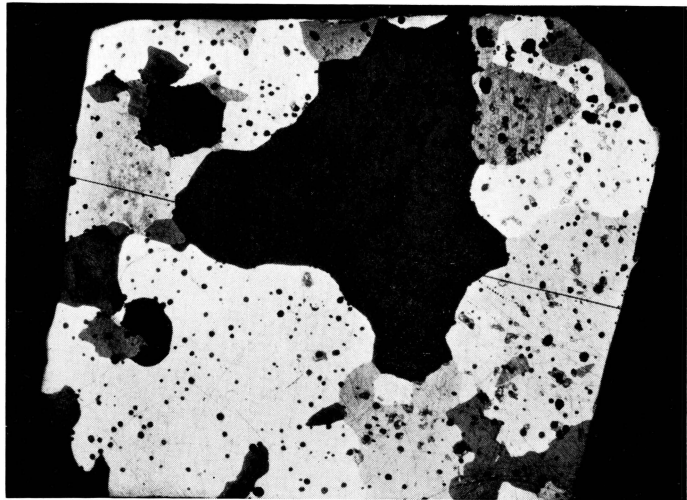
Figure a. Coupe 5a

Figure b. Coupe 5b

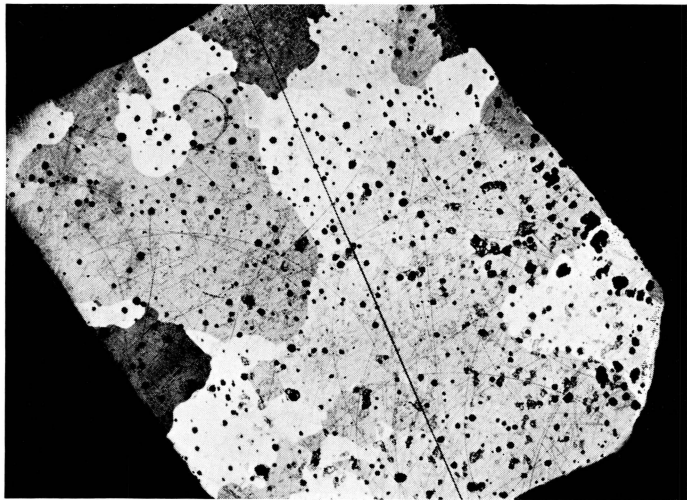
Figure c. Coupe 5c



a



b



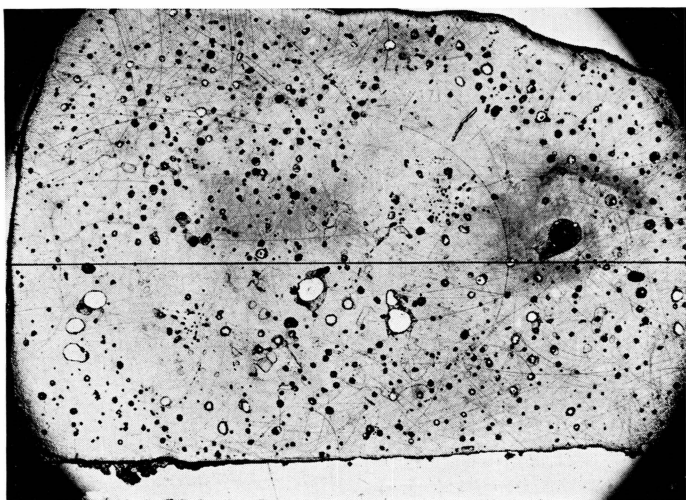
c

Planche 6

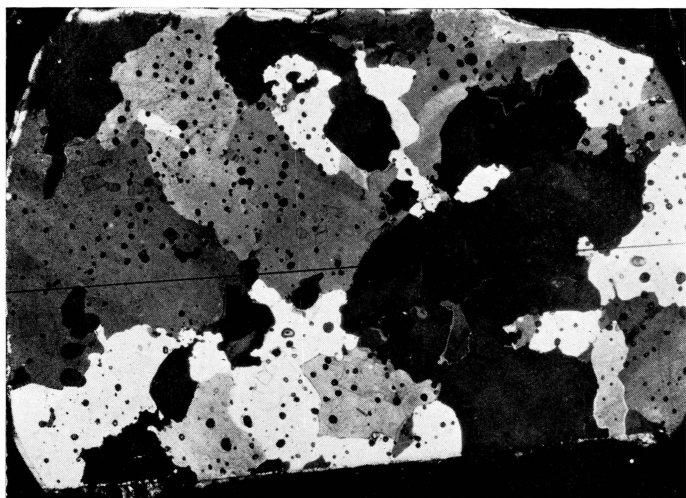
Figure a. Coupe 6a

Figure b. Coupe 6b

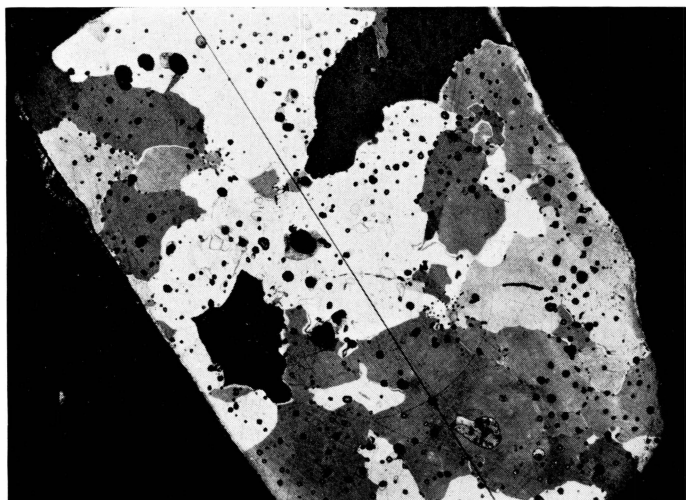
Figure c. Coupe 6c



a



b



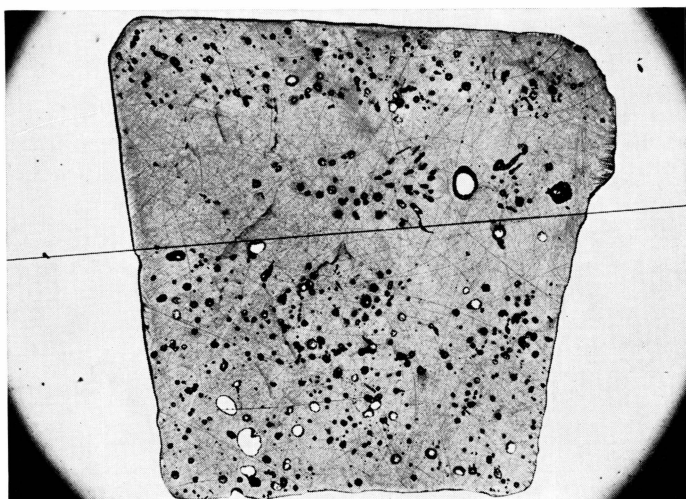
c

Planche 7

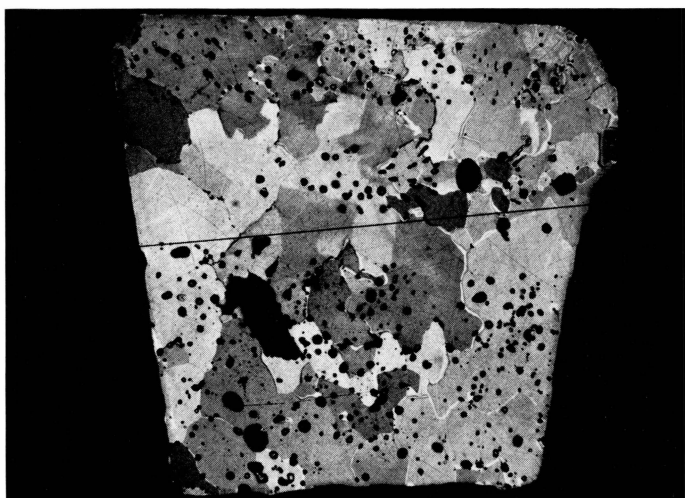
Figure a. Coupe 7a

Figure b. Coupe 7b

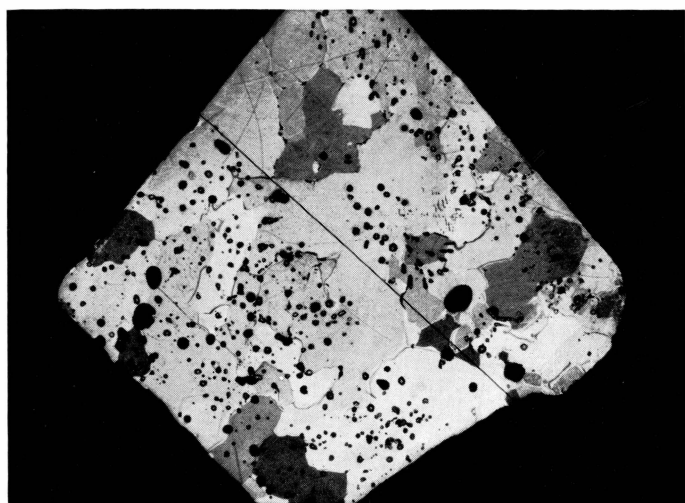
Figure c. Coupe 7c



a



b



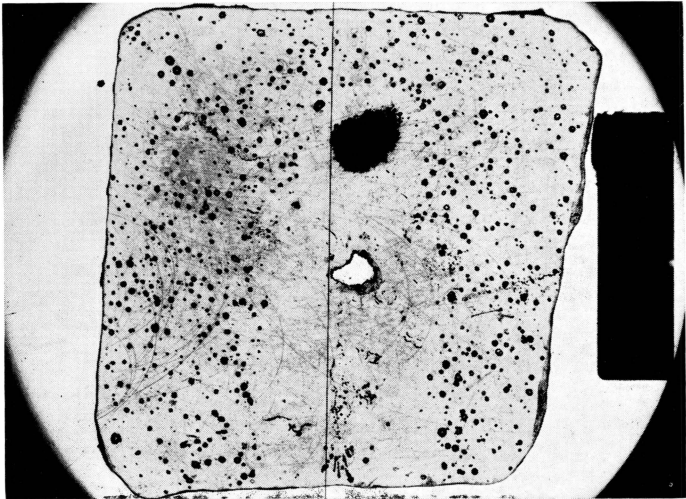
c

Planche 8

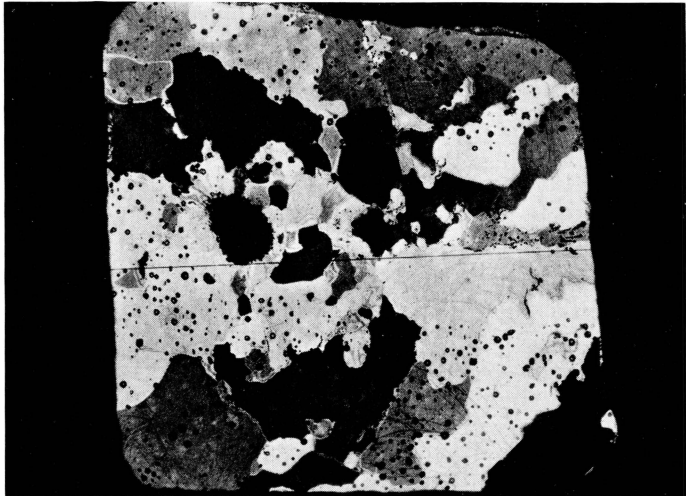
Figure a. Coupe 8a

Figure b. Coupe 8b

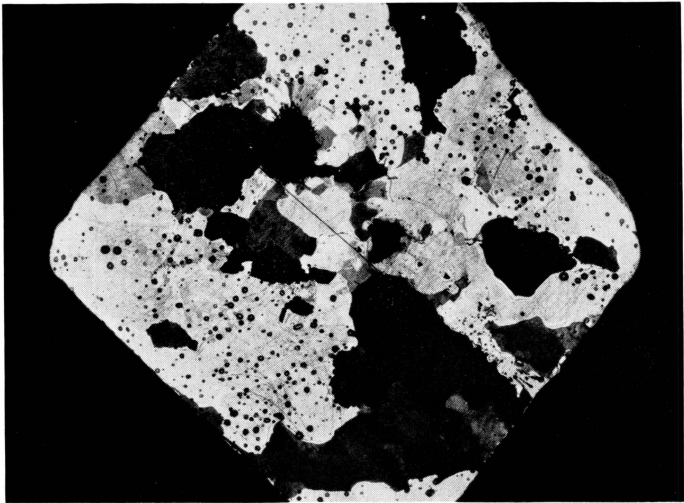
Figure c. Coupe 8c



a



b



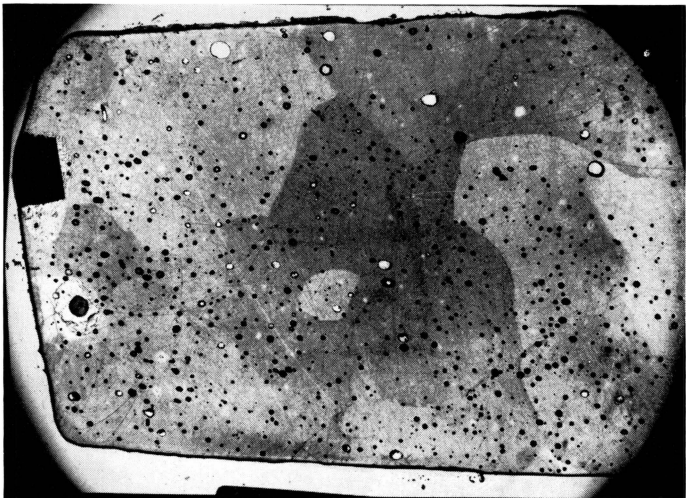
c

Planche 9

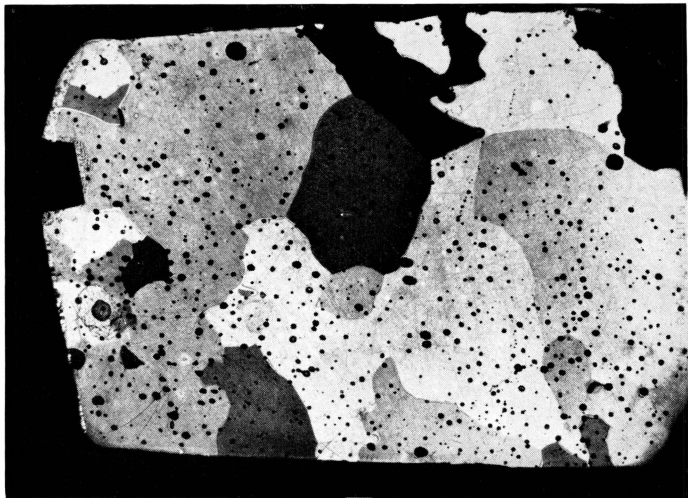
Figure a. Coupe 9a

Figure b. Coupe 9b

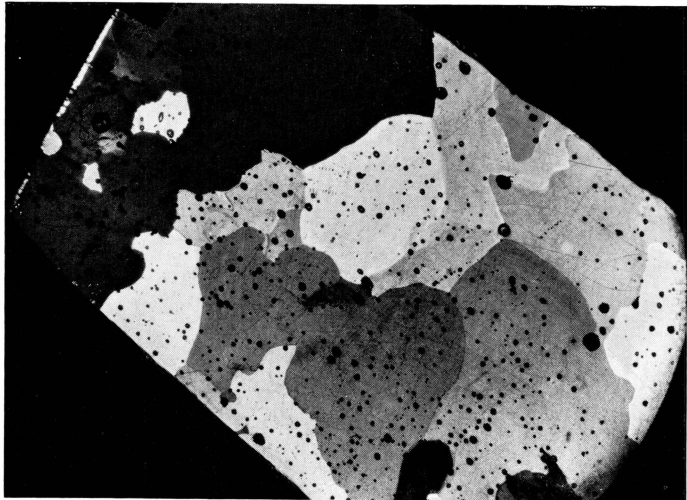
Figure c. Coupe 9c



a



b



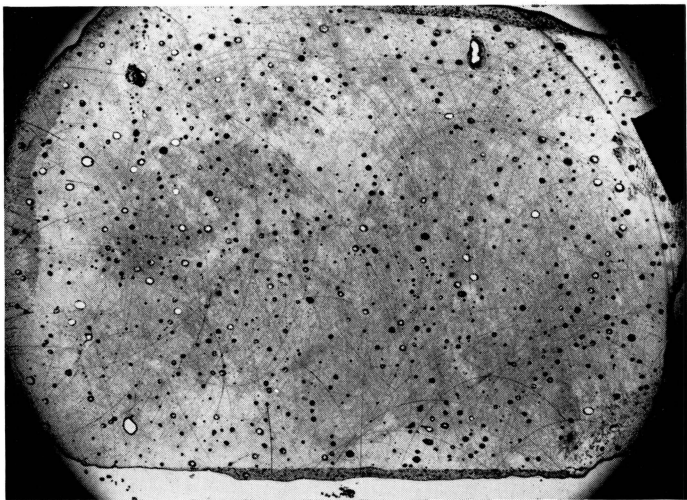
c

Planche 10

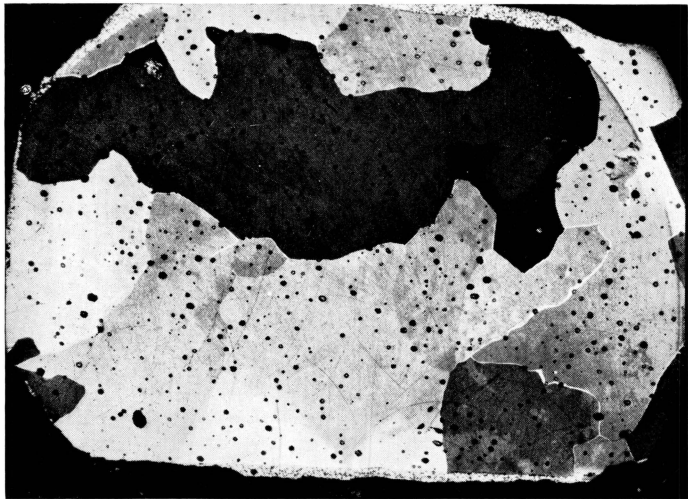
Figure a. Coupe 10a

Figure b. Coupe 10b

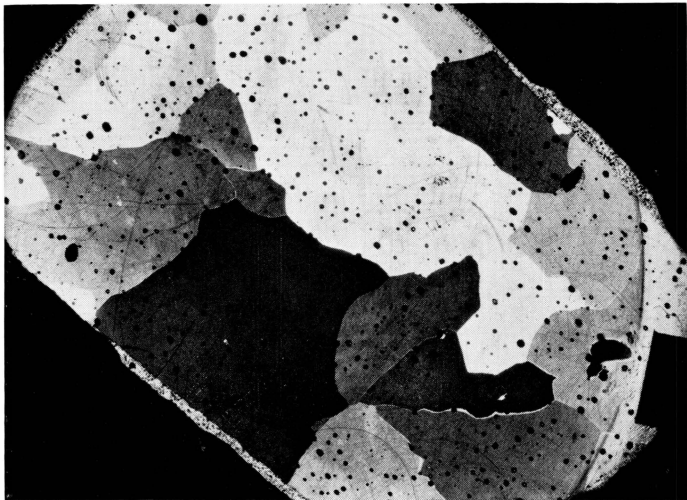
Figure c. Coupe 10c



a



b



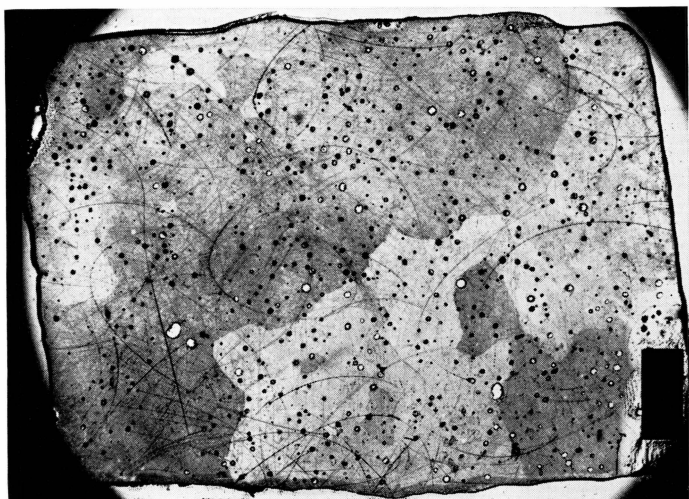
c

Planche 11

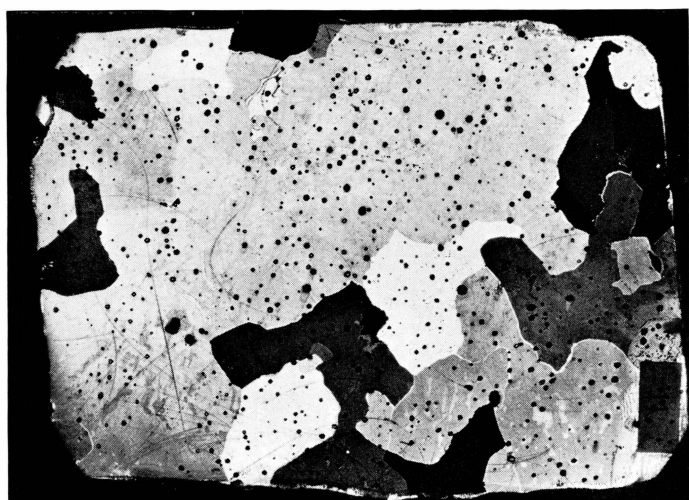
Figure a. Coupe 11a

Figure b. Coupe 11b

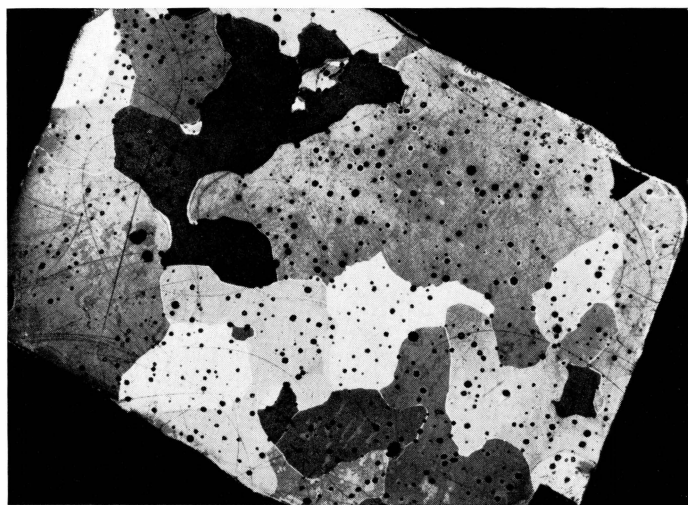
Figure c. Coupe 11c



a



b



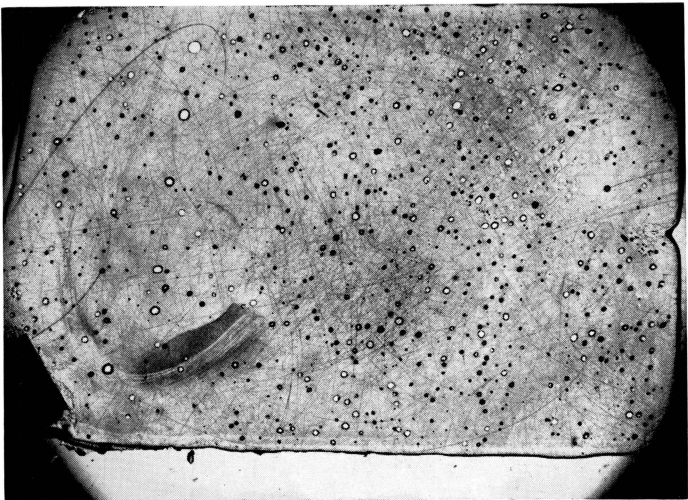
c

Planche 12

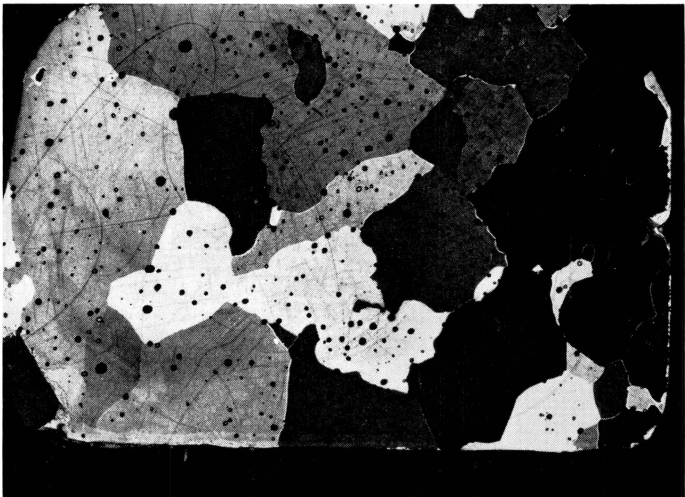
Figure a. Coupe 12a

Figure b. Coupe 12b

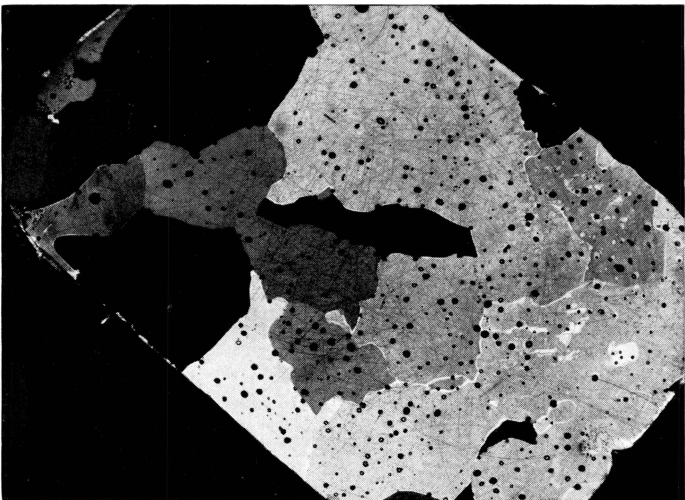
Figure c. Coupe 12c



a



b



c