Zeitschrift: Mémoires de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles. Géologie et géographie = Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg. Geologie und Geographie

Herausgeber: Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles

Band: 5 (1909)

Artikel: Revue de galciologie. Part 3, avril 1903 - 1er janvier 1907

Autor: Rabot, Charles

Kapitel: II: Glaciologie physique et dynamique

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-306916

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 14.12.2025

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

CHAPITRE II.

Glaciologie physique et dynamique.

Ouvrages généraux. Nouvelle formation glaciaire. Classification des formes glaciaires. Influence de la nature du sol sur le développement de la glaciation. Structure des glaciers. Genèse des corniches de glace. Forages glaciaires. Épaisseur des glaciers. Mouvement de progression. Érosion glaciaire. Moraines. Hydrologie glaciaire. Débacles.

Ouvrages généraux. En 1904 a paru un ouvrage d'une importance capitale pour nos études, *Die Gletscher,* dû au professeur Hans Hess [1]).

Depuis la publication du *Gletscherhandbuch* du professeur Heim (1884) la glaciologie et la connaissance des glaciers extra-européens ont fait des progrès considérables. Dans ces conditions une nouvelle synthèse s'imposait. Pour cette œuvre nul n'était plus qualifié que le professeur Hans Hess, l'auteur des expériences fécondes poursuivies sur le Vernagtferner et l'Hintereisferner.

Die Gletscher sont divisés en onze chapitres qui embrassent toute la science glaciaire : 1° Propriété physique de la glace ; 2° Climat des régions glaciaires ; 3° Formes glaciaires ; 4° Distribution et dimensions des glaciers ; 5° Mouvement des glaciers ; 6° Crevasses et structure des glaciers ; 7° Glace et roche (phénomène d'érosion et de transport) ; 8° Fusion des glaciers ; 9° Variations glaciaires ; 10° Théories de l'écoulement ; 11° Périodes glaciaires.

---

[1]) Un vol. in 8° de XI — 426 p. avec de nombreuses figures dans le texte, 8 planches et 4 cartes hors texte. F. Vieweg u. Sohn. Brunswick, 1904. Prix : 15 marks.

Une analyse complète de ce livre et la discussion des théories soutenues par M. H. Hess dépasseraient le cadre de cette revue. D'ailleurs, à plusieurs reprises dans le cours de ce résumé nous aurons l'occasion de revenir sur cet ouvrage. Qu'il nous suffise de dire que non seulement sa lecture, mais encore son étude s'impose à tout glaciériste. *Die Gletscher* est une œuvre indispensable dans les bibiiothèques de tous les instituts géographiques ; ajoutons que le style du professeur Hess est très clair et aisément accessible même aux personnes qui ne possèdent pas complètement l'allemand.

Signalons, en même temps, dans le monumental traité de géologie de MM. Th. Chamberlin et R. Salisbury (*Geology*. 3 vol. in 8°, Henry Holt, New-York) les chapitres consacrés à l'étude des glaciers et de la topographie glaciaire, d'autant plus intéressants que les exemples sont pris aux Etats-Unis, dans l'Alaska et au Grönland.

Mentionnons, enfin, dans cette rubrique une brochure de vulgarisation due au Dr Böttcher, de Wiesbade, [1]) et un excellent résumé de l'état actuel de la glaciologie publié par un maître, le professeur Hans Crammer, sous le titre de *Die Gletscher*, dans la *Nature* allemande (*Die Natur*. Jahrgang 1906, 15 fig. dans le texte et 3 planches).

Dans les pays de langue allemande Richter a été l'initiateur fécond de la renaissance des études glaciaires. Sa biographie se confond par suite avec l'histoire de leur progrès dans ces trente dernières années ; à ce titre nous devons signaler les articles consacrés par MM. A. Lukas et E. Marek à la mémoire de cet éminent naturaliste ; [2]) on

---

[1]) *Neuere Gletscherforschungen*, in *Jahrbuch des Nassauischen Vereins für Naturkunde*. Jahrgang 56. Wiesbaden, 1903. 39 p. in 8°.

[2]) A. Lukas, *Eduard Richters Lebenswerk*, in *Geographische Zeitschrift*. XII, 3, 4 et 5, mars, avril et mai 1906. Le N° 4 renferme l'exposé de l'œuvre glaciaire de Richter. — *Eduard Richters Leben und Wirken*, in *Mitt. der Kais. Königl. Geographischen Gesellschaft in Wien* XLIX, N° 5. Vienne, 23 juin 1906 (avec une bibliographie de l'œuvre de Richter, 237 numéros).

y trouvera retracée l'évolution de la glaciologie depuis 1880.

Nouvelle formation glaciaire. Les récentes explorations antarctiques ont amené la découverte d'un type de formation glaciaire intermédiaire entre les glaciers et les banquises. La longue et haute muraille de glace découverte par Ross à l'extrémité sud de la mer qui porte son nom et à l'est de la terre Victoria, la fameuse « Grande Barrière », en est l'exemple le plus remarquable. Entre cette dernière terre et celle du roi Edouard VII, sur une largeur de 800 kilomètres et sur une distance de plus de 600, s'étend une nappe de glace, d'une horizontalité parfaite, laquelle flotte sur la mer et manifeste un mouvement de progression ($1^m,34$ par jour). Cette « Barrière » est-elle constituée de glace de glacier, est-elle une branche d'un *inlandsis*, située plus au sud ou bien est-ce un agrégat d'*icebergs* recimenté par la gelée et transformé ensuite en une même masse de glace par l'entassement successif de couches de neige? A cet égard le chef de la récente expédition anglaise, le commandant R. Scott et le géologue de la mission, M. H. T. Ferrar [1]) gardent une prudente réserve. Aucun débris morainique n'a été observé sur cet appareil. L'expédition antarctique anglaise a observé deux autres nappes semblables à la terre Victoria, l'une dans la baie Lady Newnes, l'autre près du cap Gauss.

Cette formation paraît générale dans les régions antarctiques. Sur la côte est de la terre de Graham le Dr Otto Nordenskjöld en a rencontré une, constituant une terrasse, longue de quelques centaines de kilomètres, et large de 70 environ, absolument plane, et s'élevant de quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau de la mer [2]). M. O. Nor-

---

[1]) Robert F. Scott. *The Voyage of the Discovery.* Londres, Smith Elder. 1905. Vol. II. p. 416 et p. 461.

[2]) Den Svenska Sydpolar expeditionen 1901-1903. Otto Nordenskjöld, *Allmän öfversikt samt redogörelse för vinterstationen vid Snow Hill,* in *Ymer*, XXIV, 1904. Stockholm, p. 57.

denskjöld croit que cette masse de glace repose sur le fond de la mer d'ailleurs peu profonde et qu'elle s'est formée « *in situ* » [1]).

A l'ouest du Gaussberg, l'expédition allemande a observé une nappe du même genre, flottant également à la surface de la mer, masse de glace « morte », disjointe de l'*inlandsis*, et, ne recevant plus d'alimentation. D'après le professeur E. von Drygalski, ces formations seraient intermédiaires entre l'*inlandsis* et l'*iceberg* complètement libre [2]), et, composées d'*icebergs* qui, après leur mise en liberté, auraient été arrêtés par des bancs et se seraient soudés de nouveau en un énorme bloc que les chutes de neige auraient ensuite égalisé et transformé en une masse compacte et unie.

Classification des formes glaciaires. Dans la classification des formes glaciaires il y aurait lieu d'introduire une nouvelle subdivision comprenant les glaciers établis sur les volcans. Les caractères morphologiques de ces glaciers sont, en effet, intermédiaires entre les appareils alpins et les *inlandsis*. Chez les glaciers qui recouvrent les volcans le bassin d'alimentation est constitué par une nappe de névé enveloppant le sommet du cône ; au lieu d'être concave ainsi que dans les Alpes, il est donc convexe, comme les *inlandsis*, et dessine une sorte de calotte, plus ou moins régulière, singulièrement surélevée, de laquelle rayonnent des glaciers suspendus, individualisés dans des vallées ou des ravins.

D'autre part, il est intéressant de signaler un type spécial de « glacier remanié » observé dans les chaines centrales et orientales de la partie des Montagnes Rocheuses située sur territoire canadien au sud du Transcontinental. Au lieu de s'étaler en cônes au pied d'escarpements, comme c'est le cas habituel, les parties remaniées deviennent des

---

[1]) Otto Nordenskjöld, *The Swedish antarctic expedition,* in *The Geogr. Journ.,* XXIV, 1, juillet 1904, p. 41.

[2]) Erich von Drygalski, *Zum Kontinent des eisigen Südens.* Berlin, Georg Reimer, 1904, p. 439.

glaciers de vallée. Ce facies est la conséquence des formes du terrain. Dans cette région des Rocheuses les reliefs sont constitués par de formidables escarpements portant sur leurs terrasses supérieures des névés et des glaciers. De ces glaciers supérieurs tombent de fréquentes avalanches dont l'entassement dans les dépressions sous-jacentes engendre des glaciers remaniés occupant toute la largeur de ces vallons. Ces appareils se composent ainsi de deux parties séparées par un escarpement de plusieurs centaines de mètres : en haut, des névés et un glacier supérieurs, en bas un glacier de vallée très plat. Le glacier Victoria, l'exemple le plus remarquable ce type, est, dans sa partie inférieure, long de 4,8 km [1]).

Appareils glaciaires situés en-dessous de la limite des neiges. Grâce à des conditions topographiques particulièrement favorables, de petits glaciers peuvent se rencontrer dans des massifs situés entièrement et notablement en-dessous de la limite des neiges. L'existence de tels appareils glaciaires est la conséquence d'un abaissement considérable de la limite topographique des neiges.

Ainsi, en Savoie, la chaîne des Aravis renferme, entre les cotes 1900 et 2200 m., un véritable petit glacier qui a été récemment décrit par M. Gustave Beauverd, conservateur de l'Herbier Boissier. Cet amas glaciaire, long de 500 m. et dont la largeur varie de 5 à 50 m. (1903), occupe le fond d'un cirque très abrité des rayons solaires, à l'extrémité supérieure de la combe de Bombardelle ou de la Grande Forclaz (environs de Sallanches). Le front de l'appareil présentait, rapporte M. G. Beauverd, « une belle glace bleue avec abondant ruissellement supra — et infra — glaciaire ; des « moulinets » en miniature étaient formés

---

[1]) William Hunter Sherzer, *Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks* (Smithsonian expedition of 1904). Preliminary Report, in *Smithsonian Miscellaneous Collections* (Quarterly Issue). Vol. 47, Part. 4, N° 1567. Washington. 6 mai 1905, et, I. H. Ogilvie, *The effect of superglacial debris....*

par des cailloux de moyennes dimensions. Une rimaie minuscule nous a permis de mesurer près du bord inférieur une épaisseur de glace vive d'environ 1 m., tandis qu'une véritable moraine frontale située en aval attestait une période de recul pouvant remonter à quelques années » [1]).

Peut-être l'amas de matériaux qui précède cette plaque est, non point une moraine, mais un cône d'éboulis. Les cailloux qui se détachent des rochers voisins roulent sur la nappe glacée et viennent s'entasser à sa base sous forme de muraille circulaire.

Il est nécessaire d'ajouter qu'en son milieu l'appareil est recouvert par un éboulement d'énormes blocs. (Communication personnelle de M. Beauverd).

Cet amas glaciaire avait déjà été signalé en 1889 [2]); son existence est donc certaine pendant quatorze ans. A-t-il résisté aux étés torrides de 1904 et de 1906, à cet égard les renseignements font complètement défaut. En tous cas M. Beauverd a l'obligeance de nous informer que de 1895 à 1903 le glacier de la combe de Bombardelle a diminué. A la première de ces deux dates son front avait une puissance de 3 à 4 m., en 1903 elle était réduite à 1 m. —

Sur le versant nord du Ben-Nevis, le point culminant de l'Écosse et par suite de la Grande Bretagne (1343 m.) existe pareillement un glacier embryonnaire [3]). Cet appareil, logé dans un ravin, à l'altitude de 1080 à 1100 m. était, en 1905, long de 90 à 136 m., large de 50 m. environ, et, épais de 1m50 à son extrémité inférieure et de 3 à 3m50 dans sa partie supérieure. Il était constitué de

---

[1]) G. Beauverd, *Notes floristiques sur les Alpes d'Annecy*, in *Bulletin de l'Herbier Boissier*. 2e série, 1903, N° 10, et, communication personnelle de M. G. Beauverd.

[2]) Kieffer, *Un mois dans la Haute-Savoie*, in *Bull. Soc. botan. de Lyon*. Année 1889, p. 88.

[3]) Victor H. Gatty, *The glacial aspect of Ben Nevis*, in *The Geogr. Journ.* XXVII, N° 4, avril. 1906, p. 487. Cf. Rev. R. P. Dansey, *The glacial Snows of Ben Nevis*, in *Symons's Meteorological Magazine*, Londres. Vol. 40, N° 470, mars 1905, p. 29.

glace extrêmement dure. Au Folgefonn, en Norvège, qui se trouve par 60° de Lat. N. et sous un climat aussi marin que l'Écosse, la limite climatique des neiges passe entre 1300 et 1400 m. Au Ben-Nevis situé à trois degrés plus au sud, très certainement elle se trouve au-dessus de 1000 à 1100 m. altitude à laquelle se rencontre l'appareil glaciaire en question.

Influence de la nature du sol sur le développement de la glaciation. D'après le professeur J. Gunnar Andersson, les terrains constitués par des roches tendres seraient réfractaires au développement de la glaciation. Ainsi dans la partie de l'Antarctique située au sud de l'Amérique et explorée par le professeur Otto Nordenskjöld, l'absence d'un *inlandsis* sur l'île Seymour et sur des portions d'îles voisines (Snow Hill et Ross) ne peut être expliquée que par la présence de grès tendres, ces terres ne présentant avec leurs voisines qui sont couvertes de glaciers aucune différence sensible d'altitude, d'exposition ou de climat [1]).

Au Spitsberg le même contraste s'observe entre des régions très rapprochées. Ainsi la terre du roi Charles constituée, sur une grande étendue, par des sédiments mésozoiques friables est entièrement dépouillée de glaciation, tandis que celles de Giles et du Nord-Est, formées de roches éruptives et métamorphiques anciennes très-dures, sont occupées par des *inlandsis*. La légère différence en latitude existant entre ces terres ne peut nullement expliquer cette différence dans l'intensité de la glaciation. Les bords de l'Isfjord offrent le même contraste d'une manière encore plus frappante. Tandis que la rive ouest de cette grande baie du Spitsberg occidental est couverte de glaciers, la rive est, constituée par des schistes et des grès friables, en est presque entièrement dépouillée. Dès 1861 Chydenius avait appelé l'at-

---

[1]) J. Gunnar Andersson, *On the Geology of Graham Land,* in *Bull. of the Geological Institution of the University of Upsala edited by Hj. Sjögren.* Vol. VII, 1904-1906, N° 13-14. Upsala, 1906, p. 254.

tention sur ce fait, et attribué expressément l'absence de glaciers dans cette dernière région à la nature du sol [1]).

Structure des glaciers. Sur la constitution et sur les propriétés physiques de la glace comme sur la structure granulaire des glaciers signalons à l'attention des physiciens le mémoire du professeur G. Quincke [2]).

D'après les récentes études des professeurs Hans Crammer [3]), Hans Hess [4]) et Harry Fielding Reid [5]), la structure rubannée ou lamellaire (*Bänderung, Blaublätterstruktur* ou *Blätterstruktur*) dérive de la stratification du névé et les lamelles de glace sont des fragments de ces strates.

A la naissance de la langue terminale *(Zungenwurzel)* du Marzellferner, à l'altitude de 2900 m., et dessous d'une barre rocheuse, le professeur H. Crammer a observé la transformation de la stratification en structure rubanée. Immédiatement en aval de cette barre, la glace présentait une structure stratiforme, généralement horizontale, en dépit des nombreuses dislocations qu'elle avait subies. Un peu plus bas, à l'altitude de 2800 m., sur les parois d'une crevasse se voyaient des stries verticales représentant le fractionnement en blocs que la masse cristalline avait éprouvées plus haut au passage de l'obstacle et qui s'étaient ensuite

---

[1]) K. Chydenius, *Svenska expeditionen till Spetsbergen år. 1861 under ledning af Otto Torell.* Stockholm 1865, p. 372.

[2]) G. Quincke, *The formation of Ice and the Greined Structure of Glaciers*, in *Proceedings of the Royal Society.* Series A. vol. 76. N° A. 152. Mathematical and Physical Sciences. 13 sept. 1905, et, *Ueber Eisbildung und Gletscherkorn*, in *Annalen der Physik.* 4 Folge. Leipzig, 1905. B. XVIII, p. 80.

[3]) Hans Crammer, *Eis- und Gletscherstudien*, in *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palæontologie.* Beilage-Band XVIII. Stuttgart, 1903.

[4]) Hans Hess. *Die Gletscher.*

[5]) Harry Fielding Reid. *The Relation of the Blue Veins* of *Glaciers to the Stratification, with a Note on the Variations of Glaciers,* in *Comptes rendus du IXe Congrès géologique international de Vienne, 1903.* Vienne 1904, et, *The Flow of Glaciers and their Stratification,* in *Appalachia*, vol. XI, N° 1, juin 1905. Boston.

refermés. Dans ces blocs la stratification était encore apparente, mais tant soit peu redressée et affectant une direction parallèle à celle du mouvement d'écoulement de la glace.

Avançant toujours vers l'aval, M. Crammer vit, par l'ouverture d'une seconde crevasse, la stratification devenue verticale et ses couches entrer et s'effacer dans la glace, absolument comme les lamelles que l'on observe plus bas. Dans une quatrième station située en aval, seule la structure lamellaire apparaissait.

Cette transformation, si elle est facilitée par le fractionnement de la glace au passage du seuil, est avant tout, déterminée par la pression que la glace subit, en dessous de la chute, du fait du rétrécissement du canal d'écoulement. Cette pression oblige les strates à prendre une orientation perpendiculaire à la direction dans laquelle elle s'exerce et parallèle à celle du mouvement d'écoulement.

Des observations sur le glacier de Vernagt ont confirmé la justesse de cette explication. Là également la stratification est transformée en structure lamellaire par l'effet d'une énorme pression subie par la glace.

Parfois la stratification du névé est coupée par des lamelles bleues verticales. Ces lamelles, de fausses « bandes bleues, » sont dues à la congélation d'une tranche d'eau et n'ont rien de commun avec la structure lamellaire.

D'après le professeur Crammer, la disposition des lamelles fournirait une indication sur la régime du glacier. Sur un appareil qui s'est retiré récemment et dont le front actuel est une section verticale de la langue terminale, laquelle avant le retrait se trouvait à quelque distance de l'extrémité inférieure du glacier, les lamelles sont orientées parallèlement à l'axe du courant. Si le glacier est stationnaire, les lamelles affectent une disposition en forme de cuiller plus ou moins parallèle au sol.

La troisième conférence des Glaciers qui s'est tenue à la Maloja, dans les premiers jours de septembre 1903 a réalisé un progrès important dans la question si discutée de la structure rubanée des glaciers et de ses relations

avec la stratification du névé. Après avoir étudié le glacier de Forno, la conférence a adopté les principes mis en lumière par le professeur Harry Fielding Reid et a exprimé son opinion sur la question dans le procès-verbal suivant[1] :

« 1° La stratification propre de chaque lobe du névé persiste, après la réunion de ces lobes dans le bassin collecteur général ; les couches des divers composants sont pressées les unes contre les autres et plissées. Il en résulte que les strates du névé transformés en glace apparaissent à la surface du glacier proprement dit sous la forme d'ogives. Cette forme arquée des différentes couches, que la coloration due aux poussières éoliennes permet de distinguer les unes des autres, d'aplatie et irrégulière qu'elle est dans les régions supérieures, devient, à mesure qu'on descend le glacier, toujours plus étirée dans le sens de la longueur de celui-ci. Finalement les segments des arcs d'affleurement parallèles à l'axe du glacier prennent une telle prépondérance que sa surface apparaît couverte de stries parallèles longitudinales. Cependant, dans quelques cas isolés les sommets des arcs sont encore visibles à 1 kilomètre du front du glacier [de Forno] (longueur : 8 km. environ).

« Les anticlinaux et les synclinaux du plissement ont pu être reconnus, en plus d'un point, aux parois des crevasses transversales. A la surface du glacier, sous l'influence de l'ablation, les affleurements des plis donnent naissance à des crêtes isoclinales (crêtes de Reid).

« 2° Dans la mesure même où l'on s'éloigne du névé, la stratification de celui-ci revêt de plus en plus nettement les caractères distinctifs de la *Bänderung (Blaublätterstruktur, structure rubanée)* de telle sorte qu'au glacier de Forno il ne peut faire aucun doute que cette *Bänderung* ne procède graduellement de la stratification. La *Bänderung* issue de la stratification peut être suivie jusqu'à 300 m. de l'extrémité du glacier.

---

[1]) Paul-L.-Mercanton, *La IIIe conférence glaciaire internationale*, in *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, Genève. T. XXI. Mars 1906. p. 313.

« 3° La *Bänderung* caractérisée ci-dessus, est traversée, comme la stratification dans les régions supérieures, par des failles à très fortes inclinaisons, qu'on doit attribuer à des crevasses plus tard refermées. Ces failles sont généralement accompagnées de flexures.

« Les cicatrices des crevasses apparaissent le plus souvent comme des bandes bleues recoupant la *Bänderung*. Vers le bout du glacier les cicatrices de crevasses sont étirées en ogives et déversées vers l'aval. De la sorte nait, au front du glacier, une nouvelle structure rubannée.

« 4° La *Bänderung* issue de la stratification présente, au point de vue de la régularité de sa disposition, des différences considérables, entre les divers affluents. Ces différences s'atténuent au fur et à mesure qu'on descend vers l'extrémité du glacier et finissent par disparaître complètement.

« La *Bänderung* due à la cicatrisation des crevasses est, au contraire, en raison même de la grande extension du crevassement transversal, développée d'emblée d'une rive à l'autre du glacier et conserve jusqu'à l'extrémité cette particularité. »

Sur le Snehættabræ (Jostedalsbræ), le Dr J. Rekstad a pu, lui aussi, suivre le développement de la structure rubanée depuis le sommet du plateau d'où sort ce glacier jusqu'à son confluent avec le Lodalsbræ. Le Snehættabræ est découpé par un système régulier de crevasses transversales en arcs de cercle dont la partie convexe est tournée vers l'amont. « Par l'ouverture de ces fentes on peut suivre pas à pas la structure rubanée du glacier vers l'aval. Si la glace présente quelques dislocations, la continuité de cette structure est cependant évidente, et il ne peut exister aucun doute que la structure rubanée que présente le Snehættabræ à son confluent avec le Lodalsbræ ne tire son origine de la stratification de la neige dans la zône du névé » [1]).

---

[1]) J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*, in *Bergens Museums Aarbog*, Bergen, 1904. 1. (p. 81 du tirage à part).

Quoiqu'il en soit, le professeur F. A. Forel n'a pas été convaincu, et, d'après ce qu'il a observé au glacier du Rhône il ne lui paraît pas que la structure rubanée puisse être la conséquence de la stratification des couches superposées du névé. « Il y a, en effet, écrit-il, interruption presque complète de continuité entre ces deux régions : le névé et la coquille du glacier. En passant par la cataracte de la Saas, le glacier s'amincit beaucoup, la lame de glace qui joint encore la coquille au glacier supérieur, lame qui sera peut-être bientôt rompue, si la décrue du glacier continue encore pendant quelques années, est trop peu épaisse pour que la stratification du névé puisse rester apparente après un tel étirement du corps du glacier, réapparaître aussi brillante qu'est la structure rubanée dans la masse entière du tas de glace amoncelé au pied de la cataracte [1]). Et, le professeur Forel conclut formellement : « La structure en bandes bleues de la coquille du glacier du Rhône ne peut être due à la stratification du névé ».

Sur les glaciers remaniés apparaissent également des bandes bleues très nettes. D'après le professeur H. F. Reid, elles seraient produites par une stratification secondaire engendrée par l'entassement successif du produit des avalanches [2]). Cette opinion est partagée par le Dr J. Rekstad, à la suite de ses observations au Suphellebræ (Jostedalsbræ) qui est, comme on sait, un magnifique glacier remanié (fig. 5).

Sur les glaciers de l'Antarctique, si la structure rubanée fait défaut, ou du moins est très atténuée, une stratification fort nette apparaît. Le glacier de Snow-Hill, voisin de la station d'hivernage du Dr Otto Nordenskjöld, « ne présente pas de bandes bleues (ogives), en revanche, partout il montre une stratification horizontale remarquablement nette, formée de bandes alternativement bleues et blan-

---

[1]) F. A. Forel. *Structure rubanée du glacier*, in *Zeitschrift der Gletscherkunde*. Berlin, I, 1, mai 1906, p. 65.

[2]) Harry Fielding Reid. *The relation of the Blue Veins of Glaciers to the Stratification.*

ches... Cette stratification dérive du dépôt successif des neiges, comme le prouve la présence de couches particulièrement riches en particules étrangères dispersées dans la masse glaciaire. Il est facile de reconnaître que ces matériaux formaient primitivement des horizons de kryokonite et que sous l'influence de la fusion, ils ont été entassés dans des cavités isolées [1]. » « Je n'hésite pas par suite à croire, ajoute le professeur Otto Nordenskjöld que la structure rubanée que j'ai observée sur tous les *icebergs* antarctiques dérive de cette cause et est déterminée par la superposition des couches de neige ».

Sur l'*inlandsis* de la terre de l'Empereur Guillaume II, au pied du Gaussberg, le professeur E. von Drygalski a fait une constatation semblable. Dans le voisinage immédiat de la rive la structure rubanée apparaissait; mais, en s'éloignant de la terre, elle s'atténuait et n'était plus visible que par l'ouverture des crevasses. Une véritable stratification parallèle à la surface du glacier et à toutes ses ondulations se montrait très nette même dans les zônes où des traces de structure rubanée étaient visibles. Sur l'*inlandsis* de la terre de l'Empereur Guillaume II, comme à Snow-Hill, les différentes couches sont marquées par des horizons de kryokonite, et la stratification dérive de l'entassement successif de couches de neige qui se transforme sur place en glace. Dans ces rayons les glaciers ne possèdent en somme qu'un bassin d'alimentation et point de zône de fusion.

Genèse des corniches sur les parois des glaciers. Les fronts de ceux des glaciers polaires qui se terminent sur le sol et même souvent leurs parois latérales forment généralement des escarpements à pic dominant le terrain environnant. Fréquemment ces falaises montrent des corniches produites par des strates de glace pure faisant saillie au-dessus de couches constituées de glace souillée de matériaux détritiques. Sur le front des glaciers de l'île Disko (Grönland), le pro-

---

[1]) Otto Nordenskjöld, *Note sur la glaciation antarctique*, in *La Géographie*, IX, 1, 15 janv. 1904, p. 5.

fesseur T. C. Chamberlin a observé de telles corniches dont le surplomb variait de quelques centimètres à 1^m15. D'après le savant professeur de l'université de Chicago, ces saillies seraient dues soit à une progression plus rapide des couches supérieures, soit à une fusion plus active des couches de glace noire [1]).

Des observations faites sur le glacier des Three Sisters (Orégon) ont conduit Israël C. Russel à attribuer la formation de ces corniches uniquement à l'inégalité de la fusion [2]).

La lèvre supérieure d'une *bergschrund* de ce glacier, haute de $10^m,80$ et constituée de couches superposées de névé pur entremêlées de strates noires, présentait deux corniches surplombant de $0^m,15$ à $0^m,17$ les parties sous jacentes. Or, ces saillies ne s'observaient que sur la face exposée entièrement au soleil, et disparaissaient complètement dans la partie du mur de la *bergschrund* située un peu plus loin et qui se trouvait abritée des rayons solaires par un « pont » de neige. En raison de sa couleur foncée la couche de névé souillé fond plus rapidement que la neige pure, et le produit de sa fusion détermine à son tour la fonte de la partie de la paroi sous jacente. La *bergschrund* étudiée par le professeur Israël C. Russel était située à une distance variant de 15 à 60 m. du sommet du névé, par suite dans une partie de la nappe glaciaire qui n'éprouve aucun mouvement.

Dans une note accompagnant l'article de I. C. Russel, le professeur T. C. Chamberlin, tout en reconnaissant la part prépondérante de la fusion dans la formation de ces corniches, affirme que, dans beaucoup de cas, l'inégalité dans le glissement des diverses couches contribue également à la production de ces saillies.

Forages glaciaires. Grâce à MM. A. Blümcke et H. Hess

---

[1]) *Bull of the geological Society of America*, Vol. VI, 1905 p. 206, et, *Journal of Geology* vol. IV (1896).

[2]) *Glaciers cornices*, in *The Journal of Geology*, Chicago, XI, n° 8, Novembre-Décembre 1903, p. 783-785 avec une figure.

les opérations de forages à travers les glaciers sont entrés dans le domaine de la pratique. Dans ces difficiles et délicates expériences nos deux confrères allemands ont tout inventé, la méthode technique comme l'outillage nécessaire, et, en dotant la glaciologie de ce procédé d'investigation ils se sont acquis la reconnaissance des glaciéristes. Considérables sont les résultats de ces opérations ; elles fournissent d'abord des repères d'une stabilité absolue, pour la mesure des vitesses d'écoulement et d'ablation ; de plus, elles donnent le moyen de connaître la température interne du glacier à diverses profondeurs et la loi qui lie la vitesse d'écoulement à la profondeur. Enfin ces expériences révèlent les formes du lit sous-glaciaire. Les sondages exécutés par les professeurs A. Blümcke et H. Hess ont, en outre, demontré que dans la région où ils ont été effectués la masse de l'Hintereisferner s'appliquait généralement sur son lit. En un seul des points sondés il y avait intervalle entre la glace et le sous-sol, comme l'a démontré l'écoulement par le fond de l'eau qui remplissait un trou de sonde.

On doit espérer que l'exemple donné par MM. Blümcke et Hess sera suivi et que des forages seront entrepris dans d'autres régions glacées. Aussi bien, ne saurait-on trop appeler l'attention sur l'important mémoire du professeur Paul L. Mercanton, dans lequel se trouvent décrit très clairement les méthodes et l'outillage nécessaire à ces opérations [1]). En quelques pages l'auteur a condensé tous les renseignements techniques, tous les faits d'ordre pratique susceptibles de faciliter de futures entreprises de forages glaciaires.

Il serait injuste de ne pas mentionner l'appui financier donné par le Club alpin allemand-autrichien à l'œuvre si féconde accomplie à l'Hintereisferner. Avec un zèle scientifique qui ne saurait être trop loué et trop cité en exemple aux sociétés alpines, cette association a couvert

---

[1]) Paul L. Mercanton, *Forages glaciaires,* in *Archives des Sciences physiques et naturelles.* Genève, 10e année. Quatrième période. T. XIX. Avril et mai 1905.

les frais de cette expérience qui pour la période de 1901 à 1906 se sont élevés à pas moins de 16,800 fr.

Épaisseur des glaciers. Un des résultats les plus intéressants des forages exécutés à l'Hintereis a été de fournir une mesure précise de l'épaisseur que peuvent acquérir les glaciers alpins. Sur un point situé à 2 kilomètres de son extrémité inférieure, les professeurs A. Blümcke et H. Hess avaient, en 1902, rencontré une puissance de 152m,6. En 1904 un nouveau sondage entrepris tout près de ce même point a donné comme résultat 214 m. —

Observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers.

Alpes.

Des observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers ont été effectuées dans le Tyrol par le docteur Hans Angerer [1]), par les professeurs A. Blümcke [2]) et Finsterwalder et dans les Alpes de Savoie par M. P. Mougin, inspecteur des forêts, chef de service du Reboisement dans le 5e conservation [3]).

Tirol. Les opérations du Dr H. Angerer ont porté sur un petit glacier de cirque du massif de l'Ankogel, le Klein-Elendkees, et embrassent une période de trois ans, 1902, 1903 et 1904.

---

[1]) Berichte über die wissenschaftlichen Unternehmungen des D. u. Oe. A.-V. — XL. Dr Hans Angerer, *Gletscherbeobachtungen im Ankogel-Hochalmenspitzgebiete in den Jahren 1898 bis 1904,* in *Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.*, 1905, 15 sept., n° 17, p. 201.

[2]) Berichte über die Wissenschaftliche Unternehmungen des D. u. Oe. A.-V.-XXXV. Ad. Blümcke. *Ueber die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1902-1903,* in *Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.*, 1904, 29 février, n° 4, p. 47, et, Berichte etc. XXXIX. *Ueber die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslarferner im Jahre 1903-1904*, in *Ibid.* 1905, 30 juin, n° 12, p. 139.

[3]) Voir Commission internationale des Glaciers. *Les variations périodiques des glaciers. XI rapport. 1905*, in *Zeitschrift für Gletscherkunde*, I, 2, sept. 1906 (p. 8 du tirage à part).

Durant cette période la vitesse moyenne annuelle d'écoulement a été, sur une ligne placée en 1902, de 14m,1 en 1902-1903, avec un maximum de 21m,75, puis de 13m,7 en 1903-1904 avec un maximum de 23m,1.

En 1903 une seconde ligne de pierres, placée sur le même profil que celle de 1902, a cheminé, de 1903 à 1904, à la vitesse moyenne de 14m,9 avec maximum de 22m,2. Pour la même section du glacier, il y a donc eu, entre 1902-1903 et 1903-1904, augmentation de vitesse de 0m,80 bien que le glacier ait reculé dans cet intervalle de 9m,6, recul sensiblement égal à celui observé l'année précédente 9m,9.

Sur certains appareils la vitesse d'écoulement peut atteindre des variations considérables, comme le montrent les observations du professeur A. Blümcke sur le Vernagtferner et le Guslarferner.

A. *Vernagtferner.*

I. Vitesse annuelle sur le profil bleu (1900).

	1900-1901	*1901-1902*	*1902-1903*	*1903-1904.*
Pierre N° 2	146m6,	50m,5	44m,3	27m,6

II. Vitesse annuelle sur le profil vert (1897).

Pierre N° 2	122m,7	40m,8	35m,3	29m,4
N° 4	—	46m,4	40m,9	29m,1
N° 5		41m,5	36m	30m,2

III. Vitesse annuelle sur le profil rouge-brique (1903).

Pierre N° 6	136m,1	40m,8	30m,9	18m,5
N° 7	—	39m,7	29m,9	19m,3

IV. Vitesse annuelle sur le profil rouge (1889).

Pierre N° 8	134m,6	41m,1	32m,5	16m,8

A la diminution de vitesse correspond une diminution d'épaisseur. Sur la ligne de 1889 elle atteint en moyenne 7 m. en 1904, et, à une plus grande distance du front, 1m,6 contre 1m,2 l'année précédente.

Ce ralentissement et cet affaissement correspondent à une diminution très sensible de la crue du Vernagt. Alors

qu'en 1901 ce glacier avançait à raison de 50 m., il était stationnaire en 1904.

B. *Guslarferner.*

Vitesse annuelle.

	No 1	*No 3*	*No 4*	*No 6*	*No 7*	*No 8*
1898-1900	6m	37m,3			28m,7	
1900-1901	6m,4	14m,1 moy.	26m,9 moy.	26m,6	21m,2	13m,5 moy.
1901-1902	3m,7		18m	19m,6	14m,3	5m,8
1902-1903	1m,7	24m,8	18m,1	18m,4	15m	10m,3
1903-1904	4m,1	11m,2	16m,9	18m,8	14m,1	8m,2

De 1901 à 1902 un gonflement de la surface s'est produit, suivi en 1904 d'un affaissement. Pendant toute la période considérée le glacier a toujours reculé.

Dans la Savoie M. Paul Mougin a obtenu les résultats suivants [1]):

I. *Massif du Mont-Blanc.*

1° *Glacier de l'Argentière.*

	1904-1905	*1905-1906*
	Vitesse annuelle maxima.	
Ligne bleue à 640 m. en amont du front, oblique à l'axe du glacier.	109m	Pas d'observation, les pierres n'ayant pu être retrouvées.
Ligne rouge à 1500 m. en amont du front	136m,8	

2° *Glacier des Bossons.*

	1904-1905	*1905-1906*
	Vitesse annuelle maxima	
Ligne rouge à 165 m. en amont du front.	44m,4	34m,50
Ligne bleue à 372 m. en amont du front.	61m,10	47m,50

En 1905, sur la ligne rouge les affaissements sont légèrement supérieurs aux gonflements, sur la ligne bleue,

affaissement général. En 1906, sur la ligne rouge affaissement dominant, et, gonflement important sur la ligne bleue.

En 1905, recul de 20 m. sur le flanc gauche du glacier et progrès de 15 m. dans la partie nord du front.

En 1906 recul de 18 m. au milieu du front et progrès de 16 m. dans sa partie nord.

3° *Glacier de Bionnassay.*

	1904-1905	*1905-1906*
	Vitesse annuelle maxima.	
Ligne rouge à 400 m. en amont du front	$27^m,1$	26,2
Ligne bleue à 895 m. en amont du front	34^m	40^m

En 1905, sur la ligne rouge état stationnaire, sur la ligne bleue gonflement général (maximum : $5^m,70$). En 1906, ligne rouge, léger affaissement, tandis que sur la ligne bleue les gonflements compensent les affaissements.

En 1905 recul de 10 m. en 1906 également recul.

II. *Maurienne.*

Glacier des Sources de l'Arc.

	Vitesse annuelle maxima.	
	1904-1905	*1905-1906*
Ligne bleue, à 170 m. en amont du front.	$12^m,30$	$22^m,30$
Ligne rouge, à 637 m. en amont du front.	$17^m,90$	$25^m,30$

En 1905 sur la ligne bleue affaissement général (valeur maxima : $0^m,55$), sur la ligne rouge affaissement dans la partie sud, gonflement dans la partie nord. En 1906 affaissement général et considérable ; il atteint $9^m,50$ en un point.

En 1905 recul de 10 m. en 1906 recul également de 10 m.

Himalaya.

Au cours de l'expédition Workman de 1903 des observations sur la vitesse d'écoulement des glaciers ont

été faites au Hoh-Loumba et au Tchogo-Loungma [1]). Ces glaciers, longs respectivement de 17,5 km. et de 46,5 km., progressent très lentement.

Hoh-Loumba. Sur une section située à 7250^{m} du front, la vitesse maxima constatée a été de 0^{m},07 par vingt-quatre heures, à 223 m. de la rive ouest. La largeur de la section n'est pas indiquée. La pente du glacier est de 2°32′.

Tchogo-Loungma. Vitesse maxima par vingt-quatre heures sur une section située à 24 kil. du front : 0^{m},81. Le point possédant cette vitesse se trouvait à 1004 m. de la rive sud, soit à peu près au milieu du courant.

Sur une section, large de 2800 m. environ et située à 29 kil. en amont du front, la vitesse d'écoulement s'est montrée très variable en différents point du profil, comme le montre le tableau suivant :

Distance du repère par rapport à la rive sud.	*Mouvement en 24 heures.*
481^{m}	0^{m},480
577^{m}	0^{m},960
859^{m}	0^{m},729
1340^{m}	0^{m},978
1526^{m}	0^{m},744
1548^{m}	0^{m},936

Nouvelle Zélande.

Depuis 1889 des observations régulières sont poursuivies par le Service de l'Arpentage de la Nouvelle Zélande sur l'écoulement du glacier de Mueller [2]). Elles indiquent

---

[1]) Fanny Bullock Workman, *Exploration des glaciers du Kara-Korum,* in *La Géographie*, IX, 4, 15 avril 1904, p. 252 et 254.

[2]) J. W. A. Merchant, *Report on the Department of Lands and Survey, New Zealand, for the year 1904-1905,* Wellington. By authority. John Mackay, Government Printer. 1905, p. 112 (avec une carte) ; Thomas Humphries, *New Zealand. Report on the Department of Lands and Survey, for the year 1905-1906.* Wellington. By Autority. John Mackay, Government Printer. 1906, p. 16 (avec une carte au 720e montrant le déplacement des pierres peintes sur le glacier de Mueller de 1889 à 1906 et un tableau des vitesses d'écoulement pendant cette période.

de très grandes variations : d'abord un accroissement de vitesse en été, ensuite un ralentissement durant la période 1895-1906 par rapport à celle s'étendant de 1889 à 1895. Cette diminution, d'environ 0m,025 par jour, est d'autant plus remarquable que de 1890 à 1906 le front du glacier a progressé de 75 à 90 m. — L'arpenteur chargé des observations, M. Brodrick, attribue cette crue à une diminution de l'ablation et non point à une augmentation de l'enneigement.

Régions antarctiques.

Au cours des récentes expéditions vers le Pôle Sud des mesures de la vitesse d'écoulement ont été effectuées sur les nappes de glace qui recouvrent le continent antarctique.

Sur l'*inlandsis* de la terre de l'Empereur Guillaume II, à l'ouest du Gaussberg, cette vitesse n'a pas dépassé 0m.33 par vingt-quatre heures, à la lisière de la nappe de glace ; vers l'amont elle décroit de 0,04 pour une distance de 2 km. [1]) Nous sommes loin des valeurs observées sur les glaciers de l'*inlandsis* du Grönland qui débouchent au fond des fjords : 18 m. par vingt-quatre heures au Grand Karajak avec un coefficient de ralentissement de 4 m. à 2 km. vers l'amont. Cela tient, d'après le professeur E. von Drygalski, à ce que, dans sa partie inférieure, l'*inlandsis* antarctique ne se trouve pas canalisé, comme celui du Grönland, entre des crêtes rocheuses et que son épaisseur est moindre : 200 m. au lieu de 600 à 700 m. au Grand Karajak.

A la terre Victoria, la « Grande Barrière », qui est un colossal *piedmond-glacier* flottant, possède une vitesse d'écoulement singulièrement plus grande que l'*inlandsis* voisin du Gaussberg [2]). Un dépôt de vivres de l'expédition antarctique anglaise, établi sur ce glacier à 100 km. du front

---

[1]) E. von Drygalski, *Die Bewegung des Antarktischen Inlandeises,* in *Zeitschrift für Gletscherkunde.* Berlin, I, 1, mai 1906, p. 61.

[2]) Capitaine Scott, *La « Discovery » au Pôle Sud,* Hachette et Cie Paris, 1908, vol. II, p. 269.

de mer le plus voisin, s'est déplacé vers l'aval de 556 m. en treize mois, soit à raison de $1^m,35$ par jour.

Les autres glaciers de la terre Victoria paraissent, au contraire, pour ainsi dire stagnants, comme l'indiquent les observations suivantes effectués par l'expédition anglaise [1] :

1° Glacier Bleu, issu d'une calotte locale : $0^m,10$ par mois.

2° Glacier Ferrar, émissaire de l'*inlandsis*, long de 90 km. : $0^m,05$ par jour en hiver, et $0^m,12$ par jour en été.

Dans l'Antarctide américaine, certains glaciers, comme celui de Snow-Hill, ne manifestent pas une plus grande activité [2].

Etudes diverses sur l'écoulement des glaciers.

D'après MM. Blümcke et S. Finsterwalder, la vitesse d'écoulement subit des variations de trois ordres différents [3] :

1° des variations embrassant une longue période et correspondant à des modifications dans les dimensions de la langue terminale ;

2° des variations d'une durée plus courte et qui n'engendrent de changement ni dans l'étendue, ni dans l'épaisseur de l'extrémité inférieure du courant.

3° des variations saisonnières.

Les premières peuvent atteindre une grande amplitude. Ainsi, au fameux glacier de Vernagt, sur un profil voisin du front on a vu la vitesse annuelle passer de 17 m. en 1889, à 250 m. en 1899 pour retomber à 50 m. en 1901. Après

---

[1]) Results of the National Antarctic Expedition. — H. T. Ferrar, *Notes on the Physical Geography of the Antarctic*, in *The Geogr. Journ.*, XXV, 4, avril 1905, p. 381.

[2]) Otto Nordenskjöld, *Note sur la glaciation antarctique.*

[3]) *Zeitliche Aenderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegungen*, in *Sitzungsberichten der math. phys. Classe der Kgl. Bayer. Akademie der Wissenschaften.* Munich. B. XXXV, H. 1. 1905 (Tirage à part).

avoir été en recul jusqu'en 1897, le Vernagt, à la suite de l'arrivée de cette onde de glace à son extrémité inférieure, progressa et atteignit au printemps 1904 le maximum de cette poussée en avant. L'accélération de la vitesse d'écoulement correspond donc bien à un état de crue et se manifeste avant que l'allongement ne se produise.

Le même phénomène a été observé sur le Gliederferner (Zillertal). De 1885 à 1897, la valeur annuelle de l'écoulement de cet appareil, sur une ligne située dans la partie centrale de sa langue terminale, s'est élevée de 14 à 40 m. pour s'abaisser ensuite à 34 m. Or, à partir de 1904 ce glacier a éprouvé une crue passagère. Peut-être sur des glaciers ayant un tempérament différent l'accélération de l'écoulement pendant les crues est-elle moindre que celle constatée sur le Vernagtferner et sur le Gliederferner ?

Les variations de second ordre dans la vitesse d'écoulement ont une durée plus courte, et ne sont accompagnées que par de légers gonflements dans les parties supérieures du glacier. Leur existence est démontrée par les observations de Seeland et du professeur Angerer sur le Pasterzenkees, et des professeurs Hess, Blümcke et Finsterwalder sur l'Hintereisferner.

Sur le Pasterzen, au point H. (milieu du profil Hoffmannshütte-Glocknerfuss), pendant une période de plus de vingt ans (1882 à 1903) durant laquelle le glacier est toujours demeuré en retrait, la vitesse annuelle d'écoulement a varié du simple au double, de $30^m,6$ (1886-1888) à $60^m,6$ en (1898-1899), en passant par des séries de fluctuations. Aussi bien la représentation graphique de sa vitesse pendant cette série d'années, est une ligne dessinant quatre dents et les amorces de deux autres.

Sur l'Hintereisferner pareille variation a été relevée par Hess de 1894 à 1898. A partir de 1894 la vitesse d'écoulement a diminué progressivement pour atteindre son minimum pendant l'été 1895 et se relever ensuite rapidement [1]).

---

[1]) H. Hess. *Die Gletscher*, p. 295. fig. 54.

Les observations postérieures de Blümcke et de Finsterwalder sur ce même glacier révèlent dans toute son étendue des variations semblables. De plus, dans un court intervalle la vitesse d'écoulement sur un même point peut présenter de très sensibles différences. Ainsi, sur un point d'un profil, après être restée égale à $0^m,054$ par jour du 23 juillet au 4 août 1902, la vitesse s'est élevée à $0^m,091$ du 4 août au 14 septembre. L'écoulement du glacier se produit donc par à coups, une accélération de vitesse survenant entre deux phases de ralentissement.

Ces changements de vitesse se propagent très rapidement dans toute la longueur du glacier. Ainsi le minimum observé, en 1900-1901, à 4800 m. en amont du front du glacier, se manifeste, en 1902-1904, à 4450 m. plus en aval sur le profil distant de l'extrémité du glacier de 600 m. seulement. Ces ondes, que le professeur Finsterwalder désigne sous le nom de *Druckwellen* (ondes de pression), sont distinctes de celles observées par M. J. Vallot sur la Mer de glace de Chamonix (*Schwellungswellen*). Si ces deux vagues concourent également à l'écoulement de la glace, leur vitesse de transmission est très différente. Tandis que pour les premières elle est de 20 à 150 fois supérieures à celle du glacier, pour les secondes elle ne l'est plus que de quatre ou cinq fois.

L'existence des variations saisonnières a été très contestée. Sur la Mer de glace de Chamonix, M. J. Vallot, n'ayant relevé qu'une très faible accélération de l'écoulement pendant l'été, a conclu à la constance de la vitesse ; il n'avait, il est vrai, considéré qu'une partie de la langue du glacier (*Gletscherzunge*). Les professeurs Blümcke et Finsterwalder, qui, eux, ont opéré sur toute la longueur de l'Hintereisferner, ont obtenu des résultats plus précis et d'une importance considérable. Ils ont reconnu une accélération estivale sur le tiers inférieur de la partie de l'appareil comprise entre le front et la ligne du névé, et, une accélération hivernale dans les deux autres tiers de cette région. Ces deux accélérations deviennent de plus en

plus faibles à mesure que l'on s'éloigne de l'extrémité inférieure du glacier.

La vitesse d'écoulement est la résultante entre, d'une part, le glissement vers l'aval déterminé par la pesanteur et la pression du névé, et, de l'autre la résistance due à la friction interne de la glace et à celle du glacier contre son lit. Pendant l'hiver, la partie supérieure du glacier se charge de neige ; par suite sous la pression de cette masse, l'écoulement devient plus rapide ; pendant l'été, dans la partie inférieure, l'élévation de la température détermine une abondante circulation des eaux de fusion dans et sous le glacier ; de ce fait résulte une diminution des frictions et par conséquent une augmentation de la vitesse d'écoulement.

L'écoulement n'est donc pas constant, et il se produit par à coups, plus fréquents durant l'hiver dans la partie supérieure du glacier, et, durant l'été dans la partie inférieure.

Il serait imprudent de généraliser les faits signalés par MM. Blümcke et Finsterwalder à l'Hintereisferner, avant de les avoir contrôlés par des séries de nouvelles observations effectuées sur d'autres glaciers. Toutefois, les résultats obtenus par M. J. Vallot à la Mer de glace de Chamonix semblent, eux mêmes, confirmer ceux acquis par Blümcke et Finsterwalder. Les mensurations de notre collègue exécutées dans la partie inférieure du glacier des Bois accusent, en effet, une augmentation de l'accélération estivale inversement proportionnelle à l'éloignement du profil considéré par rapport au front du glacier.

La température de l'air exerce une influence sur la vitesse d'écoulement.

Ainsi, durant une période de dix jours (9-19 juillet 1904) pendant laquelle la moyenne des minima fut de + 3°,75 et celle des maxima de + 15°,7 la vitesse du profil du glacier Victoria (Colombie britannique) où l'écoulement était le plus rapide, a été seulement de 0m,05 par jour.

Durant une période d'égale durée (19-29 juillet 1904) pendant laquelle la moyenne des minima fut de + 4°,21 et celle des maxima de + 19°,9, elle s'éleva à 0m,091.

L'observation d'un profil établi, à 900 m. en amont du front, sur le glacier de Nisqually, au Mont Rainier (Monts des Cascades, États-Unis) a fourni un résultat semblable [1]) durant une période de dix jours (18-28 juillet 1905). Ainsi on vit la vitesse de toutes les pierres de ce profil augmenter notablement pendant les journées du 20 au 22 juillet, chaudes et sèches, puis diminuer les jours suivants en même temps que la température s'abaissait.

Prenons, comme exemples, les points 3 et 4 de ce profil qui ont eu les plus grandes vitesses.

Vitesse journalière en centimètres.

	18-20 juillet.	*20-22 juillet.*	*22-26 juillet.*	*26-28 juillet*
N° 3	40,1	55,6	38,4	33,3
N° 4	39,6	56,7	35,6	33,8
Temp. moy.	*Temp. moy.*		*Temp. moy.*	

le 18 : + 12°,8 ; les 20 et 21 : + 21° à + 24° ; du 22 au 26 : + 15°,6 ; du 26 au 28 : tempête et pluie.

Les opérations de forage accomplies par les professeurs Blümcke et Hess à l'Hintereisferner ont permis de constater que la vitesse d'écoulement diminue en profondeur. Le rapport entre la vitesse moyenne de tout un profil et celle de la surface est, en moyenne, de 0,77 avec une erreur d'environ 8 pour cent. Il est même possible que le taux de progression des parties les plus profondes du glacier ne soit seulement que le quart ou le cinquième de celui de la surface [2]).

---

[1]) J. Leconte, *The motion of the Nisqually Glacier. Mt. Rainier, U. S. A.*, in *Zeit. für Gletscherkunde*, I, 3, Sept, 1906, p. 198.

[2]) Berichte etc. XXXVI. Dr A. Blümcke und Dr H. Hess. *Tiefbohrungen am Hintereisgletscher*, in *Mitt. d. D. u. Oe. A.-V.* — 1905, n° 4.

Sur la valeur de la composante verticale de la vitesse d'écoulement, qui est la différence de niveau parcouru dans l'unité de temps, les professeurs Blümcke et Finsterwalder ont publié un important mémoire résumant les observations qu'ils ont poursuivies au glacier d'Hintereis [1]).

D'après M. Crammer, l'apparition de la structure lamellaire aux environs de la limite entre la zone du névé et la langue de glace, indique une relation entre cette modification structurale et le mouvement de la glace. Obéissant à la pesanteur, dans la région stratifiée les strates, isolées par la mince couche superficielle de poussière, glisseraient les unes sur les autres dans le sens de la pente.

Le professeur Chamberlin a publié une intéressante étude sur le mouvement des glaciers. Le savant géologue américain propose une théorie qui est une combinaison de celle de la viscosité avec celle du regel et de la modification des grains de glace [2]).

Érosion glaciaire. Le professeur Hans Hess, un protagoniste ardent de l'érosion glaciaire, s'est livré, sur le glacier d'Hintereis, à d'intéressantes expériences en vue d'étudier la valeur métrique de cette érosion.

A la jonction de l'Hintereisferner et du Langtaufererferner il a débarrassé le glacier, sur une longueur de 20 m. et une largeur de 5, des matériaux de la moraine médiane et enfoncé en ce point un pieu pour la mesure de l'ablation superficielle [3]).

Dix jours plus tard, l'ablation ayant été de $0^m,20$ ap-

---

[1]) A. Blümcke et S. Finsterwalder, *Die Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteil,* in *Zeit. f. Gletscherkunde,* I, 1, mai 1906, p. 4.

[2]) *A contribution to the theory of glacial motion*, in University of Chicago, *Decennial Publications*. Vol. IX, Chicago 1904.

[3]) Berichte über die wiss. Unternehmungen der D. u. O. Alpenvereins. XXXIII. Prof. Dr. Hans Hess. *Gletscherbeobachtungen im Stubai-und Ötztale 1903,* in *Mitt. d. D. u. Ö. A. V.* 1903, n° 24.

paraissaient sur l'espace nettoyé des débris détritiques dont le volume s'élevait à 60 ou 100 dcm. cubes. De ce rendement, M. Hess conclut que la moraine interne contiendrait 15 décimètres cubes par mètre carré, et, que chaque mètre carré superficiel de la surface inférieure de l'Hintereisferner, dans la région du névé, renfermerait 7,5 décimètres cubes de matériaux provenant de son lit. Le calcul le conduit ensuite à évaluer de $0^m,02$ à $0^m,03$ le montant de l'érosion que le glacier fait subir à son *substratum*

Une seconde expérience exécutée dans la région de l'Hintereisferner voisine du front, a fourni les résultats suivants :

A la surface d'un petit triangle de 330 m. de base, se trouvaient environ 72 mètres cubes de matériaux morainiques lesquels avaient été fournis par une section du glacier de 11,000 m^3. La quantité de débris inclus dans chaque mètre superficiel du glacier était donc de 73 m^3 : 11,000 m^2, soit de 6,5 décimètres cubes. Partant de cette donnée et faisant intervenir la vitesse moyenne d'écoulement qui est de 11 m. par an pour la tranche du glacier fondue, puis la déformation subie par cette tranche, M. Hess évalue à 1,5 m^3 le volume des matériaux enlevés par le glacier dans la partie inférieure de son lit.

D'après le profeseur Hess, ces deux expériences montrent que « l'hypothèse suivant laquelle le glacier protège son lit n'est pas admissible ». Notre savant collègue allemand évalue à 1 m. l'approfondissement crée par le glacier en 30 ou 50 ans. « La glace aurait donc une puissance d'érosion décuple au moins de celle de l'eau courante ».

Par une série de sondages les professeurs Hans Hess et A. Blümcke ont pu établir le profil en travers de la vallée remplie par l'Hintereisferner.

En 1903, un sondage effectué en aval du confluent du Langtaufererferner, à 47 m. de la rive, a indiqué une épaisseur de glace de 36 m. ; un second, exécuté à 100 m. plus loin, une puissance de 116 m. Ainsi, le versant de la vallée glaciaire présente une rupture de pente, et la partie

axiale du lit est plus creuse que ne l'indique l'inclinaison des pentes émergées. L'Hintereisferner a donc surcreusé son lit, concluent les professeurs A. Blümcke et H. Heiss.

Une nouvelle campagne de forages accomplie en 1904 a confirmé ces glaciéristes dans cette opinion [1]).

D'après M. Willard D. Johnson [2]), les glaciers détermineraient le sapement des crêtes contre lesquelles ils s'appuient et produiraient indirectement une érosion régressive. C'est ainsi qu'auraient été engendrés les cirques de la haute montagne.

Descendu au fond de la *bergschrund* d'un glacier de cirque de la Sierra Nevada (Californie), M. W. D. Johnson observa, entre la glace et la paroi rocheuse, un intervalle de 3 à $4^{m},50$; le sol de la crevasse était parsemé de blocs à angles saillants tombés du versant rocheux et les assises de ce versant toutes disloquées par les alternatives de gel et de dégel. Sous l'influence des variations de température, qui se font sentir jusqu'au fond de la *bergschrund* la muraille rocheuse se dégrade donc rapidement et les matériaux provenant de sa démolition sont ensuite entrainés par le glacier. Le glacier mange ainsi progressivement la montagne et entaille dans son épaisseur un cirque de plus en plus échancré.

Par ce processus le Dr G. K. Gilbert explique la dissymétrie des versants de la Sierra Nevada de Californie [3]). Dans ce relief les crêtes orientées est-ouest présentent des à pic vers le nord, et des pentes modérées vers le sud, tandis que celles dirigées nord-sud ont leurs versants orien-

---

[1]) Berichte über die wiss. Unternehmungen des D. u. Ö. A.-V. XXXIV. Dr. A. Blümcke und Dr. Hans Hess, *Tiefborungen am Hintereisferner im Jahre 1903,* in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.* 15 février 1904, n° 3. — XXXVI. Dr. A. Blümcke und Dr. H. Hess, Tiefborungen *um Hintereisferner.* in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.* 1905, n° 4.

[2]) Willard D. Johnson, *The Profile of Maturity in alpine glacial Erosion,* in *Journal of Geology*, Chicago. XII, 7, oct.-nov. 1904.

[3]) G. K. Gilbert, *Systematic Asymmetry of Crest Lines in the High Sierra of California*, in *Ibid.*

taux abrupts et leurs flancs occidentaux moins inclinés. Cette situation résulte de ce que sur les pentes nord et est les glaciers pleistocènes étaient plus vigoureux et exerçaient une destruction très active sur les parois rocheuses qui les enfermaient suivant le procédé observé par M. W. M. Johnson.

La seule observation directe d'érosion glaciaire faite dans ces dernières années concerne le Gliederferner, en Tirol. En 1904 le front de ce glacier en crue creusa les alluvions glaciaires situées devant lui, déterra dans la nappe détritique un bloc d'un volume de 7m³ et le culbuta [1]).

Exposons maintenant les observations restreignant l'importance de l'érosion glaciaire et que nous avons rencontrées dans la littérature glaciaire pendant la période qu'embrasse cette revue.

A cet égard la belle monographie consacrée par le Dr G. Voskule [2]) au glacier d'Hüfi renferme plusieurs faits du plus haut intérêt.

Le lit abandonné par cet appareil dans sa retraite depuis 1850 est couvert par de la moraine de fond. Or, ce dépôt ne représente pas les matériaux arrachés par le glacier au lit sur lequel il se meut, comme le pensent les partisans de l'érosion glaciaire. Dans cette couche abondent, en effet, des grès éocènes, dont on ne trouve aucun affleurement dans le lit du glacier, et qui s'observent seulement sur les crêtes du cirque supérieur. Leur présence sous le glacier ne peut donc être expliquée qu'en admettant que ces matériaux sont tombés de ces crêtes sur le glacier, puis ont constitué à sa surface des moraines et finalement ont dégringolé par l'ouverture de crevasses sur le lit du glacier.

---

[1]) Berichte über die wiss. Untern. d. D. u. Ö. A.-V. — XXXVII. S. Finsterwalder, *Nachmessungen am Gliederferner im Jahre 1904*, in *Mitt. d. D. u. Ö. A.-V.* 1905, n° 5.

[2]) Gedeon Voskule, *Untersuchung und Vermessung des in der letzten Rückzugsperiode verlassenen Boden des Hüfigletschers*, in *Vierteljahrsschrift d. Naturfors. Ges, in Zürich*, XLIX Jahrgang. 1904. Zurich.

Le Dr Voskule apporte cinq autres observations empruntées au glacier d'Hüfi et qui, à son avis, prouvent la prééminence de l'érosion torrentielle sur l'érosion glaciaire.

1° Dans la partie du lit glaciaire mise à découvert vers 1880, on observe un canyon profond de 100 m. que le torrent a creusé, dans l'épaisseur d'un seuil, alors que le glacier n'a pu enlever les têtes de roches calcaires qui dominent ce seuil.

2° A l'extrémité inférieure de ce lit se trouve une bosse rocheuse (gneiss à amphibole). Le glacier l'a simplement polie, arrondie et striée, tandis que l'eau courante a creusé sur deux de ses flancs un profond sillon.

3° La barre rocheuse, dans l'épaisseur de laquelle est établi le canyon signalé plus haut, porte, à 250 m. de l'extrémité actuelle du glacier, une tête de roche qui se trouvait en travers du mouvement d'écoulement de la glace. Elle est constituée par un calcaire tendre, à coup sûr moins résistant que la moraine de fond, néanmoins la glace n'a pu l'araser.

4° Sur des saillies rocheuses, s'observent deux systèmes de stries entrecroisées. Les unes datent du maximum de la glaciation, alors que la glace passait par dessus les mamelons, les autres, postérieures, ont été burinées lorsque le glacier avait diminué, et partant, était obligé de contourner les obstacles. Or, les secondes n'ont pu faire disparaître les premières : « ce qui montre combien faible est l'érosion glaciaire », ajoute le Dr Voskule [1]).

5° Enfin, comme dernière preuve de l'impuissance du glacier, M. Voskule signale que, lors de sa récente extension le glacier d'Hüfi n'a pu bousculer des cônes d'éboulis situés dans son *talweg* et les a recouverts. Ces cônes ont été ensevelis de 1840 à 1875-1880 et se trouvaient à 800 m. en amont du point où s'arrêtait alors le glacier.

---

[1]) *Loc. cit.* p. 47.

Un de nos plus éminents confrères, le professeur Harry Fielding Reid, se montre également sceptique concernant la puissance d'érosion des glaciers, et n'hésite même pas à déclarer qu'à son avis la glace protège le sol sur lequel elle se meut. L'examen des versants du mont Hood (Orégon) lui a fourni à cet égard, une observation topique [1]).

Les pentes de cet ancien volcan, sont sillonnées de profonds ravins divergents. Or, ces canyons ne commencent qu'au-delà de leurs moraines les plus anciennes des glaciers. Les ravins qui découpent les versants du mont Adams ne s'ouvrent également qu'en aval des glaciers. Il est donc clair que leur creusement est dû aux eaux courantes, et que si les glaciers n'existaient pas, l'érosion régressive aurait poussé la tête de ces ravins beaucoup plus avant dans la montagne. Les glaciers et les champs de neige s'opposent à la concentration des eaux de ruissellement en torrents susceptibles d'exercer des effets d'érosion, conclut le professeur H. F. Reid.

Nous avons signalé plus haut le cas du Gliederferner entamant les alluvions étalées devant son front. A cet égard le Dr G. K. Gilbert cite une observation contradictoire [2]).

Devant le glacier Columbia (Alaska) l'espace compris entre le front actuel de l'appareil et la moraine la plus rapprochée, est parsemé d'alluviens morainiques Ce dépôt, que le glacier avait précédemment recouvert, est comme cannelé, par des crêtes hautes de quelques pieds, orientées dans la même direction que le mouvement d'écoulement de la glace. Au milieu de ce *drift* on remarque un gros bloc, et, en aval, correspondant à ses dimensions, une crête de ces matériaux morainiques. Suivant toutes probabilités

---

[1]) Harry Fielding Reid, *Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams*, in *Zeitschrift der Gletscherkunde*. I, 2, juillet 1906, p. 120.

[2]) Harriman Alaska Expedition. *Alaska*, vol. III. Glaciers and Glaciation, by Grove Karl Gilbert. Doubleday, Page et Co, New-York. 1904. p. 78.

la glace a dû se mouler sur ce bloc, par suite, le *drift* situé en aval s'est trouvé protégé, tandis qu'à droite et à gauche de ce quartier de roche il était entamé. Toutes ces crêtes auraient, d'après M. G. K. Gilbert, pareille origine.

Moraines. La nature et le facies des matériaux morainiques sont très variables. Certaines moraines sont sableuses, tandis que d'autres sont argileuses ; certaines sont composées de cailloux arrondis qui ont tout l'air d'avoir une origine torrentielle, alors que d'autres sont formées de blocs à angles saillants.

D'après M. David Martin, l'actif et consciencieux conservateur du musée de Gap, ces différences de constitution sont en rapport avec les terrains qui ont fourni les matériaux morainiques.

Ainsi dans le massif du Pelvoux, constitué de roches granitoïdes, les moraines actuelles des glaciers d'Arsine et du Sélé comme des glaciers Noir et Blanc, sont formées de blocs en majorité roulés et arrondis, de graviers et de sables [1]). Les cailloux striés y font à peu près complètement défaut. « Sans la forme extérieure de ces dépôts et surtout sans leur position au bord du glacier, il serait absolument impossible de les distinguer des formations torrentielles. Ce caractère torrentiel se trouve encore exagéré par l'absence totale d'argile ». Au contraire, les glaciers des massifs schisteux ou calcaires paraissent former des moraines argileuses rappelant tout à fait l'argile à blocaux typique. « Il y a donc, conclut M. David Martin, deux types principaux de dépôts morainiqeus : les moraines caillouteuses des massifs granitiques à facies torrentiel et les moraines à argile à blocaux des massifs schisteux ».

Signalons la puissance que revêt le phénomène morainique sur les grands appareils du Karakorum et du massif du Khan-Tengri dans le Tian-Chan.

---

[1]) David Martin. *Faits nouveaux ou peu connus relatifs à la période glaciaire* in *Mem. de l'Acad. des Sciences, Belles-Lettres et Arts de Lyon.* T. VIII. Lyon 1903.

Jusqu'à une distance de 50 kilomètres de son front, le Baltoro est recouvert de débris au point que nulle part la glace n'apparait au jour [1]). Le Tchogo Lougma, long de 48 km., est pareillement tellement chargé de moraines sur une distance de 15 km. environ, qu'il ressemble à une énorme coulée de boue et de pierres [2]). Plus loin les matériaux que porte ce glacier sont ordonnés en six moraines qui se trouvent elles-mêmes divisées en plusieurs crêtes de telle sorte que le nombre total des traînées morainiques s'élève de 15 à 20 [3]).

Dans le massif du Khan, Tengri, sur une longueur de 18 km, le glacier d'Inyltchek est, dans toute sa largeur (3 km), recouvert d'une couche de débris détritiques et de gros blocs puissante de 100 m. au moins [4]). Le glacier Mouchketov, long d'environ 20 km., disparaît également sous un revêtement morainique jusqu'à une distance de 5 à 6 km. de son front [5]).

Dans le Karakorum comme dans le Tian Chan, la plus grande partie des matériaux que portent les glaciers, dérivent d'éboulements fournis par les crêtes qui les dominent; une très petite quantité provient des moraines internes.

Sur des glaciers de la baie du Désenchantement (Alaska) le phénomène morainique est également très développé [6]). D'un bord à l'autre, et sur une longueur de 1,5 à 4,6 km., de petits appareils sont noirs de moraines, si bien qu'il devient difficile de distinguer leurs limites. Ce sont en

---

[1]) Dr J. Jacot-Guillarmod. *Six mois dans l'Himalaya*, p. 156.

[2]) William Hunter Workman, *From Srinagar to the sources of the Chogo Lungma glacier*, in *The Geographical Journal*, XXV, 3, mars 1905, p. 251.

[3]) *Ibid.* p. 253.

[4]) G. Merzbacher, *Forschungsreise in Tian-Schan*, in *Sitzungsberichte d. math.-phys. Klasse der K. B. Akad. der Wissenschaften.* Munich. 1904. Heft. III. p. 301.

[5]) *Ibid.* p. 340.

[6]) Ralph S. Tarr et Lawrence Martin, *Glaciers and Glaciation of Yakutal Bay*, in *Bull. of the American Geographical Society* XXXVIII, 3, mars 1906. New-York.

réalité des « glaciers morts » qui ne subsistent que grâce à la protection que leur apportent ces couches de débris et ces dépôts sont si épais qu'une végétation arbustive s'y est établie. Pareillement la partie inférieure du glacier Bigarré *(Variegated glacier)* situé sur cette baie est toute recouverte de matériaux. On y observe notamment une série de moraines concentriques ayant chacune une coloration différente due à la prédominence de certains matériaux dans chacune d'elles. L'une, composé de blocs de gneiss à amphibole noire est sombre, tandis que l'autre est blanche en raison de la présence de granite clair et qu'une troisième possède une teinte jaunâtre produite par une patine de cette couleur dont sont revêtus ses éléments. Ces dépôts forment des levées en saillie d'une trentaine de mètres, par suite de la fusion de la glace autour d'eux. Le glacier se trouvant aujourd'hui notablement en dessous du niveau des montagnes riveraines qui ont fourni ces matériaux, MM. Tarr et Martin considèrent ces dépôts comme datant d'une époque où la glaciation était plus intense.

Une seconde particularité remarquable s'observe sur sur le glacier Bigarré. C'est, au milieu de ces moraines, une nappe de glace unie, couverte de graviers et lavée par les eaux de fusion, formant entre les crêtes morainiques une dépression profonde de 45 m. — Devant le front du glacier Hidden (fjord Russel) existe une semblable nappe de glace, longue de 1600 m. environ, dissimulée sous une couche de graviers, parsemée de mares et sillonnée par les eaux de fusion.

Comment une partie de la moraine de fond pénètre-t-elle dans l'épaisseur de la glace et devient-elle moraine interne?

D'après le professeur Crammer[1]), cette transformation

---

[1]) Hans Crammer, *Ueber Gletscherbewegung und Moränen,* in *Neuer Jahrb. für Miner., Geol. und Paläont.* Jahrg. 1905, vol. II. p. 33. Stuttgard. 1905.

est en relation directe avec la structure rubanée du glacier *(Bänderung, Blaublätterstruktur)*. Les matériaux situés sur le lit de l'appareil, cailloux, graviers, sables, pénètrent par pression dans la couche inférieure du glacier et cheminent avec lui. Maintenant, vient-il à se produire une pression de la glace contre un obstacle, elle subit un pli et les matériaux inclus dans sa couche inférieure ou qui lui sont adhérents, se trouvent plissés eux-mêmes dans la glace ; après l'atténuation de cette ondulation, ces débris forment, sur les plans des lamelles de glace *(Blätter)*, de très minces trainées, parallèles, comme elles, au lit de l'appareil. La répétition de ce processus détermine la formation de nouveaux lits de matériaux dans la glace et en outre la division de ceux qui existent déjà en couches plus minces. Deux glaciers viennent-ils à confluer, à leur confluent, les moraines inférieures se trouvent redressées de même que les lamelles de glace et transformées ainsi en moraines internes, tout en conservant la disposition qu'elles avaient antérieurement.

Plusieurs glaciers issus de la grande nappe de glace qui recouvre la Cordillière centrale de la Patagonie (49°—51° de Lat. S.), et qui descendent dans les lacs Argentino et Dickson, sont remarquablement dépourvus de matériaux de transport, bien qu'ils soient entourés de saillies rocheuses d'un grand relief. Sur cinq appareils étudiés par le professeur Hauthal dans cette région [1], seul le glacier Richter porte une moraine superficielle, encore n'a-t-elle qu'une étendue très limitée. En revanche, ces glaciers, particulièrement le glacier Bismarck (lac Argentino), ont des moraines profondes considérables et composées de matériaux de dimensions énormes. Les plus petits ont la grosseur de la tête et les plus grands sont des quartiers de roche. Tels sont deux blocs que le professeur R. Hauthal trouva, en 1900,

---

[1]) Rudolf Hauthal, *Gletscherbilder aus der Argentinischen Cordillere*, in *Zeitschrift der Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*. XXXV, 1904. Innsbruck.

sur un monticule rocheux tout proche du glacier Bismarck, et qui y étaient arrivés depuis sa précédente visite en 1899. D'après la figure jointe à la notice de ce naturaliste [1]), ils paraissent aussi volumineux que les plus gros blocs erratiques de la Suisse.

L'origine de ces deux quartiers de roche ne saurait être douteuse. Le glacier Bismarck ne charrie pas de débris ; ses rives sont boisées dans son cours inférieur; l'hypothèse d'un transport superficiel ou d'un éboulement doit donc être écartée. Les blocs proviennent donc certainement de la moraine profonde et ont été soulevés de bas en haut par le glacier en crue, ce qui explique leur situation sur un monticule.

En état de crue, d'après le professeur Hauthal, un glacier éprouve un mouvement d'expansion qui repousse les matériaux de la moraine profonde vers la périphérie, et qui est déterminé par une progression des couches profondes plus rapide que celle des nappes superficielles, puis un mouvement de recouvrement, lorsque, au contraire, les nappes superficielles avancent plus rapidement que les couches profondes. Ainsi sur un même point, un glacier en crue éprouve d'abord une poussée vers l'extérieur et en second lieu recouvre ce qu'il a rejeté devant lui. Aussi bien est-ce en état de crue que le glacier construit des moraines terminales.

Concernant la genèse des *åsar*, le Dr J. Rekstad fournit une intéressante observation [2]).

La partie inférieure du Lodalsbræ (Norvège) porte deux grosses moraines médianes. Dans cette région elles sont très saillantes, mais plus haut leur relief diminue ; finalement elles forment à la surface de la glace deux longues dépressions que parcourent des torrents. Ces cours d'eau remanient les matériaux morainiques et par suite leur impo-

---

[1]) Voir fig. 2, in Rudolf Hauthal, *Loc. cit.*

[2]) J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*, in *Bergens Museun Aarbog* 1904, n° 1, p. 82.

sent un facies torrentiel. Que, durant une période de recul, les glaciers, dont la réunion forme ces moraines médianes, viennent à se disjoindre, et que la glace qui les supporte fonde, ces traînées se trouveront déposées sur le sol, dans une longue dépression ; dans cette nouvelle position, par les apports des deux glaciers voisins leur relief augmentera progressivement, en même temps que les eaux courantes continueront à remanier leurs matériaux ; ainsi naîtra dans la dépression une levée de cailloux roulés pareille à un *åsar*.

De l'avis de M. J. Rekstad, un certain nombre d'*åsar* ont dû se former dans des conditions semblables.

Remarquons, à ce propos, que le Lodalsbræ est remarblement plat ; or, les *åsar* s'observent surtout dans les régions très-peu accidentées. D'après notre collègue norvégien, une telle genèse expliquerait plusieurs particularités dans la constitution de ces dépôts dont les théories, aujourd'hui adoptées, ne rendent pas compte.

Alluvionnement glaciaire. Quelle est la puissance de transport d'un glacier. A cette très intéressante question, les professeurs H. Hess et A. Blümcke apportent par le calcul une précieuse contribution.

Le Hintereisferner et le Kesselwandferner, qui occupent une superficie de 18 km², transporteraient annuellement un volume de 360,000 m³ de matériaux ; 25,000 m³ demeureraient déposés comme moraines et le reste serait entraîné par le torrent. Le débit annuel de ce torrent étant de 20 millions de m³, chaque mètre cube d'eau entraînerait donc environ 16,5 décimètres cubes de matériaux, soit en poids environ 40 kilogrammes. Une proportion aussi considérable n'a précédemment été relevée dans aucun torrent glaciaire, mais, comme le fait remarquer le professeur Hess, dans les jaugeages du volume des sédiments charriés par les cours d'eau il n'a été tenu compte que des matières en suspension et jamais des cailloux et des graviers entraînés sur le lit [1]).

---

[1]) Berichte über die wiss. Unternehmungen d. D. u. Oe. A.-V. XXXIII.

Ultérieurement le professeur Hess a réduit à 2100000 m³ le cube des matériaux transportés par l'Hintereisferner [1]).

A ce propos, remarquons que les frères Schlagintweit ont évalué à 960000 m³ le volume des alluviens déversés par les torrents de l'Hintereisferner, du Hochjochferner et du Kreuzferner dans le Rofental, pendant les trois ans et demi que le Vernagt obstrua cette vallée et y forma un lac (mai 1845 à novembre 1848) [2]). A ce volume il faut ajouter une couche d'argile épaisse de 2 à 3 m., qui recouvrait les 24 hectares occupés par le lac. Et ces dépôts n'étaient que le résidu de ceux que les torrents glaciaires avaient déposés dans la nappe de barrage. Pendant les 42 mois qu'elle persista, il se produisit, en effet, pas moins de sept débâcles lesquelles durent entraîner une grosse partie [3]) des matériaux précédemment déposés.

Quelle puissance revêt l'alluvionnement glaciaire ? Les plages que construisent les glaciers arctique se terminant en eaux peu profondes en fournissent la preuve la plus évidente. Le Spitzberg [4]) et l'Alaska offrent des exemples typiques de ces formations. Dans cette dernière région M. G. K. Gilbert signale la plage édifiée par le glacier Davidson, laquelle barre en partie une des branches du canal Lynn [5]).

D'autre part, le remplissage des vallées par les apports glaciaires est très rapide et devient perceptible après un laps de temps relativement court.

---

[1]) *Die Gletscher*. p. 200.

[2]) Berichte über die wiss. Unternehmungen d. D. u. Ö. A.-V. XXX.

[3]) Le professeur Hess oubliant que le lac du Rofental a persisté pendant trois ans et demi et non point durant deux ans, évalue le volume annuel des matériaux déversés par le glacier de Vernagt à 360,000 m³. qui correspond à la valeur obtenue par le calcul.

[4]) Sir Martin Conway, *With Ski and Sledge over arctic Glaciers*, 1898. p. 12.

[5]) Harriman Alaska Expedition. Vol. III. G. K. Gilbert. *Glaciers and Glaciation*. p. 13.

Ainsi la nappe d'alluvions qui s'étend en aval du glacier de Loddal (Jostedalsbræ, Norvège) a recouvert la partie inférieure de sentiers qui escaladent les montagnes voisines, et, il y a quatre-vingts, ans les indigènes ont dû déplacer un chalet menacé par les divagations du torrent engendrées par l'exhaussement de son lit [1]).

Dans ces dernières années deux séries d'observations sur les quantités de sédiments charriées par les torrents glaciaires ont été effectuées.

Du 1er avril 1904 au 31 mars 1905, le Dr Uetrecht a mesuré le volume des matières dissoutes et en suspension dans le Rhône, à Porte de Scex, à 5 km. en amont de son embouchure dans le Léman [2]), et le professeur G. Greim a exécuté des opérations analogues à Galtür, sur le Jambach, torrent issu du Jamferner (massif de la Silvretta) [3]). Ces dernières expériences, poursuivies pendant quatre ans et cinq mois, du 1er août 1896 au 31 décembre 1900, sont suffisamment longues pour que toutes les modalités du phénomène aient pu être embrassées.

Il y a lieu d'observer qu'à Porte de Sex le Rhône n'est plus, à proprement parler, un torrent glaciaire. Si le fleuve et la plupart de ses tributaires sortent des glaciers et si les glaciers couvrent 17,9 % de la surface du bassin en amont de cette station, plusieurs de ses affluents sont des cours d'eau ordinaires, et, dans la traversée du Valais, le Rhône se trouve soumis à d'autres influences que celles dérivant de la fusion des neiges et des glaces. Le Jambach est, au contraire, un véritable torrent glaciaire, avec un bassin, long seulement de 13,5 km, où les glaciers occupent 30 % de son étendue totale (52,7 km²).

Du 1er avril 1904 au 1er avril 1905, le Rhône a dé-

---

[1]) J. Rekstad, *Fra Jostedalsbræen*. p. 88.

[2]) Erich Uetrecht, *Die Ablation der Rhone in ihren Walliser Einzugsgebiete im Jahre 1904-1905*. Berne 1906.

[3]) G. Greim, *Studien aus dem Paznaun*, in *Gerland's Beiträgen zur Geophysik*, V, 4. Leipzig, 1903.

versé dans le Léman 4 millions de tonnes métriques (4,039,012) de limon et de matières en suspension représentant en volume un million et demi de m^3 (1,507,100). Reporté sur l'ensemble du bassin, ce volume représente, comme résultat de l'ablation, 288 m^3 par km^2, correspondant à une tranche épaisse de 288 microns ou millièmes de milimètre. Ainsi dans l'année 1904-1905 la dénudation du bassin du Rhône a été inférieure à un tiers de millimètre. L'ablation d'une épaisseur d'un mètre exigerait donc une période de 3470 ans.

En comparaison du Rhône, le Jambach est un travailleur modeste; en moyenne il ne charrie, par an, que 16,019 tonnes métriques de matières en suspension ou dissoutes correspondant à un volume de 5933 m^3, soit à une ablation de 112 m^3 par km^2. D'après cette proportion, l'érosion annuelle dans le bassin du Jambach, serait de 113 microns; à ce compte là une période de 7042 ans serait nécessaire pour déterminer une dénudation d'un mètre.

La puissance de transport d'un torrent glaciaire suit une marche parallèle à celle de son débit. Très faible en hiver, elle augmente au printemps pour atteindre son maximum en été et décroître ensuite en automne, absolument comme le volume des eaux. A cet égard, démonstratif est le tableau suivant donnant la moyenne mensuelle, en tonnes métriques, des sédiments charriés par le Jambach pendant la période 1897-1900, et la moyenne de leur poids en grammes par mètre cube d'eau pour chaque mois durant la période considérée.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Total en tonnes	250	205	277	281	673	1744	5538	3187	2573	670	347	274
Gr. p. m^3	71	67	63	71	60	80	194	144	138	71	60	68

Les expériences de M. Uetrecht révèlent les mêmes fluctuations saisonnières dans le Rhône, à Porte de Scex.

La quantité de matières transportées par un torrent glaciaire éprouve non seulement une variation saisonnière mais encore des variations de trois ordres différents. Elle présente des écarts considérables d'une année à l'autre, puis

pour le même mois dans une série d'années, enfin d'un jour à l'autre dans le même mois.

Durant les quatre années d'observations du professeur Greim à Galtür, le poids des sédiments entraînés annuellement par le Jambach a varié du simple au double, sans que les débits aient subi d'aussi fortes fluctuations, comme le montre le tableau suivant.

	Poids en tonnes métriques des slams passées annuellement à la station de Galtür	*Débit annuel du Jambach à la station de Galtür en milliers de m³.*
1897	19,679	147,762
1898	14,361	127,830
1899	9,841	124,725
1900	20,192	121,048

Pendant la même période, la moyenne des quantités de slams charriés par le Jambach par m³ d'eau a varié, en mai, de 45 à 87 gr., en novembre, de 53 à 66 gr., et, en juillet, de 90 gr. à 425 gr.

Enfin, d'un jour à l'autre, la proportion des troubles présente de grands écarts. Pour un même débit de 530 m³ secondes, le Rhône, à Porte de Scex, a entraîné, le 9 juin 1904, 700 gr. par m³, et, le 12, 619 gr., les 22 et 23 juillet, respectivement 1337 gr. et 754 gr. par m³ pour un même débit de 545 m³ secondes.

De ces mesures il résulte qu'une seule observation, comme cela a été pratiqué jusqu'ici, ne saurait donner aucune valeur exacte de la quantité des sédiments entraînés par un torrent glaciaire. Tous les nombres fournis sur ce phénomène que l'on trouve reproduits dans les traités de géologie ayant été obtenus dans ces conditions sont par suite complètement faux.

Si maintenant on distingue les matières dissoutes et les matières en suspension, comme l'a fait M. Uetrecht pour le Rhône, on voit que leur proportion réciproque dans le volume total des matériaux charriés, varie également d'une saison à l'autre. En été les eaux renferment plus de matières en suspension que de matières dissoutes, tandis que du 1er sep-

tembre au 1er mai les premières sont de beaucoup inférieures aux secondes.

La variation saisonnière du volume des sédiments s'explique par les conditions différentes que présente la surface du sol aux diverses époques de l'année. En hiver le sol étant entièrement couvert de neige, les sédiments sont fournis pour ainsi dire uniquement par la fusion de la semelle du glacier, tandis qu'en été à cette source s'ajoutent les produits du ruissellement à la surface du glacier et sur les dépôts meubles de la haute montagne, des coulées de boue, enfin, les matériaux enlevés aux berges par l'érosion.

Les variations saisonnières, mensuelles et journalières ne paraissent pas en relation avec les précipitations. Ainsi en juin 1898 qui fut remarquable par son abondante pluviosité (142 mm.), la plus copieuse observée pendant ce mois à Galtür de 1895 à 1900, la quantité de slams charriés par le Jambach, n'atteignit pas le maximum que l'on ait constaté pour ce mois durant la période d'observation. En juillet 1898 où les précipitations ont été également très fortes (139 mm.), se produisit le minimum de transport observé durant ce mois de 1897 à 1900. En août de la même année, dont les pluies furent inférieures à celles de juillet, le volume des sédiments est plus que double de celui relevé le mois précédent. Enfin, c'est en 1900, année la plus sèche après 1898 durant la période 1897-1900 que fut constaté le maximum de transport.

Après ces exemples, le professeur Greim ajoute que toutefois dans certaines circonstances les précipitations paraissent exercer une certaine influence sur la quantité de slams charriés par le torrent.

Hydrologie glaciaire. Les glaciers sont des réservoirs d'eau solide, et, après avoir étudié les actions exercée par leur masse dans son lent mouvement de progression, il importe maintenant de considérer les écoulements liquides auxquels ils donnent naissance.

Température du torrent glaciaire. A la sortie du glacier l'eau a une température légèrement supérieure à 0°.

Son degré thermique est en relation avec l'altitude et les dimensions du glacier qui la produit. Il est plus élevé dans les torrents issus d'appareils étendus et situés à une faible altitude et plus bas dans les eaux produites par de petites plaques de glace sises à une grande hauteur [1]).

A mesure que l'on s'éloigne du glacier, la température de l'eau s'élève très rapidement. D'après les observations du professeur Greim, en juillet et en août, l'eau qui, à la sortie du glacier, possède une température de 0°,5 se réchauffe de 2°,6 par kilomètre sur les trois premiers kilomètres à partir de la porte du glacier, de 0°,29 par kilomètre sur les 3500 m. suivants, et, de 1°,25 par kilomètre sur les deux kilomètres suivants.

Si le torrent traverse une petite nappe d'eau immédiatement sa température monte. Telle est la raison de la différence de température que le Dr Greim a observée à Galtür dans le Vermuntbach, à 11,8 km. de sa sortie du glacier, et dans le Jambach à 10,2 km. de l'appareil qui lui donne naissance. Les mêmes jours et aux mêmes heures, le premier de ces torrents qui traverse deux petits lacs avait une température supérieure de 1°,7 en moyenne à celle que possédait le second; parfois même la différence s'élevait à 2°,2.

La température du torrent accuse une variation journalière et une variation annuelle, toutes deux de faible amplitude en relation avec celles de l'air. Le minimum annuel se produit en janvier dans les eaux qui découlent du massif de la Silvretta et le maximum en juillet et en août. Il est à remarquer, d'autre part, que les oscillations de la température de l'air se répercutent très rapidement sur celle des eaux glaciaires.

Régime des torrents glaciaires [2]). Les torrents glaciaires

---

[1]) P. A. Öyen, *Studier over Vandtemperaturen i elve og indsöer i Jotunheimen.* in *Nyt Magazin f. Naturvidenskab.* B. 43. H, 1. Kristiania, 1905.

[2]) Erich Uetrecht, *Loc. cit.* et Dr G. Greim, *Loc. cit.*, p. 626.

ont un régime complétement différent de celui des cours d'eau alimentés par les sources et par les pluies. Alors que les seconds ont leurs hautes eaux en hiver et leur étiage en été, les premiers atteignent leurs niveaux les plus élevés pendant la saison chaude et demeurent très bas durant la saison froide. En second lieu, la courbe des débits annuels des torrents glaciaires, à la différence de celle des autres rivières, ne présente pas de dents de scie ; elle est régulièrement croissante pendant le printemps, puis, après son maximum estival, non moins régulièrement décroissante.

Le maximum de la crue annuelle se place de juin à août. En 1904-1905 le plus fort débit mensuel du Rhône à Porte de Scex se produisit en juin et le plus gros débit journalier de toute l'année, le 27 de ce même mois. Durant les sept ans qu'embrassent les observations du professeur Greim sur le Jambach, à Galtür, le maximum mensuel a toujours été relevé en juillet, sauf en 1898 où il eût lieu en août.

L'époque du débit mensuel minimum est plus variable. Pour le Rhône, en 1904-1905, l'étiage *minimum minimorum* se place en février ; pour le Jambach, durant la période considérée, il se rencontre cinq fois également en février, une fois en janvier (1896) et une fois en mars (1895).

Considérable est l'amplitude de la crue annuelle. En 1904-1905, le Rhône est passé à 743 m^3 secondes le 27 juin 1904, jour où le plus gros débit de l'année a été relevé, à 23 m^3 secondes, lors de l'étiage *minimum minimorum* (18-24 février 1905), soit un rapport de 1 à 31. Si maintenant on considère les débits mensuels à Porte de Scex, on trouve 60,220 milliers de m^3 pour février et 1,348,272 pour juin, soit un rapport de 1 à 22,3.

La courbe des débits annuels du Jambach ne présente pas une aussi forte saillie estivale que celle du Rhône en 1904—1905. De 1894 à 1900 le rapport entre les débits mensuels maximum et minimum d'une même année n'a jamais dépassé 1 à 13,2 (1895) et s'est abaissé à 1 à 7,3 en 1899.

Le pourcentage moyen de l'écoulement du Jambach

pour chaque mois pendant la période 1894-1900 reproduit ci-contre, d'après Greim, met bien en lumière l'importance de la crue estivale.

Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
2,6	2,3	3	3,1	8,2	16,2	20,4	17,6	12,6	6,7	4,4	3,1

Ainsi, en un seul mois d'été, en juillet, s'écoule le cinquième du débit annuel du torrent, et pendant le trimestre d'été, la moitié de ce volume d'eau.

En outre de leur crue annuelle, les torrents issus des glaciers éprouvent d'autres variations ; chaque jour ils présentent une oscillation rhytmique ; de plus, d'un jour à l'autre, ils accusent des écarts de débit parfois considérables, enfin, d'une année à l'autre, ils manifestent des différences remarquables dans le volume total de leurs écoulements.

La crue journalière a été étudiée sur la Gyronde à la Bessée, à son confluent avec la Durance, par M. R. Tavernier, ingénieur en chef des Ponts et Chaussées, un des directeurs du service d'Études des Grandes Forces Hydrauliques des Alpes. (Direction de l'Hydraulique agricole, du ministère de l'Agriculture). La Gyronde, qui collecte les eaux de la plupart des glaciers du versant oriental du massif du Pelvoux, est un torrent franchement glaciaire.

A la Bessée « le maximum du flot se produit à 3 h. du soir, le minimum à 8 h. du matin ; l'amplitude de l'oscillation a été, vers le 20 août 1905, de $0^m,22$ correspondant, d'après les indications des graphiques des hauteurs d'eau, à un écart de 12 m^3 dans les débits qui atteignaient à ce moment environ 20 m^3. Cette observation ne correspond pas d'ailleurs au maximum de la crue qui a eu lieu le 2 juillet. A ce moment l'enregistreur n'était pas en place » [1]).

D'un jour à l'autre, pendant un même mois, le débit d'un torrent glaciaire éprouve de fortes oscillations. Ainsi,

---

[1]) Ministère de l'Agriculture. *Annales*. Direction de l'Hydraulique et des Améliorations agricoles. Fascicule 32. Service d'études des Grandes Forces Hydrauliques (Région des Alpes). T. I. *Organisation et comptes rendus des travaux*. Paris. Imp. nat. 1905 (distribué en 1907), p. 73.

en juin 1904, le débit moyen du Rhône à Porte de Scex varie de 610 m³ secondes le 1er juin à 369 le 5, puis remonte à 573 le 10 pour retomber le 16 à 459. Pendant la saison froide, les variations sont plus sensibles. Le 1er janvier 1905 on note 43 m³ secondes, le 3,34, le 4,69, le 5,85, le 9,29.

Enfin, d'une année à l'autre, le débit annuel présente des écarts considérables. De 1894 à 1900 celui du Jambach a passé de 105,934 milliers de m³ en 1894 à 147,762 en 1897, un écart de près du tiers.

Avec les professeurs Greim et Hans Hess[1]) examinons maintenant les causes de toutes ces variations et l'influence des facteurs météorologiques sur leur production.

D'une manière générale on peut dire que le débit des cours d'eau issus des glaciers est en fonction de la température de l'air. On le voit, en effet, augmenter à mesure que la température moyenne s'élève et diminuer progressivement lorsqu'elle s'abaisse. Les courbes établies par le professeur Greim montrent la coïncidence presque constante des débits mensuels maxima du Jambach avec les moyennes thermiques mensuelles les plus élevées. Une seule fois en sept ans les deux phénomènes ne se sont pas produits dans le même mois; en 1899 le débit maximum mensuel eut lieu en juillet, alors que la température moyenne mensuelle atteignit en août son apogée. En outre, le plus fréquemment les anomalies que présente la courbe du débit du Jambach durant la période considérée peuvent être expliquées par des variations de la température de l'air. Ainsi, en 1898, si le maximum mensuel du Jambach eut lieu en août au lieu de juillet, comme les autres années, cela tient à ce que cette année là la température d'août fut supérieure de 2°,3 à la normale, tandis que celle de juillet avait été extraordinairement basse (11°,4, la moyenne la plus faible relevée de 1893 à 1900).

---

[1]) G. Greim, *Loc. cit.* et Hans Hess, *Winterwasser der Gletscherbäche*, in *Petermann's Mitt.* — 52 B., 1906. III. p. 59.

De même que la crue d'été est la conséquence de la chaleur, l'étiage d'hiver est déterminé par l'abaissement de la température. Le froid coagule toutes les sources d'écoulement dans la haute montagne. Comme l'a mis en évidence le professeur Hans Hess dans sa substantielle étude critique des jaugeages effectués en hiver sur les torrents glaciaires par le Bureau hydrométrique fédéral suisse [1]), en cette saison les débits sont, par suite de la température, inversement proportionnels à la surface des glaciers et à l'altitude des bassins. Ainsi un bassin, où la glaciation couvre de 5 à 10 % de son étendue totale, fournit de 11 à 7 litres secondes par kilomètre carré, tandis que, si la proportion des surfaces glacées s'élève à 40 %, le débit kilométrique tombe à 4,5 litres secondes. Pareillement entre les altitudes de 3500 et de 1800 m. un kilomètre carré donne seulement de 0 à 5 litres secondes, alors que la même surface comprise entre 1250 m. environ et 700 m. en produit de 15 à 35. Aussi bien, conclut le professeur Hess, l'alimentation du torrent en hiver provient-elle uniquement des régions basses de son bassin où le froid n'est ni aussi persistant ni aussi intense que sur la haute montagne et ses variations proviennent de phénomènes qui se passent dans cette zone. Pendant la saison froide le seul apport fourni aux torrents par les glaciers dérive de la fusion de leurs semelles sous l'influence de la chaleur du sol. Sur ce dernier point, M. von Lendenfeld professe une opinion différente ; d'après ce naturaliste l'eau qui s'écoule des glaciers en hiver proviendrait de la fusion de couches internes sous l'influence de la chaleur développée par des actions mécaniques [2]).

---

[1]) Hans Hess, *Winterwasser* etc. Consulter également le fascicule : Wasserverhältnisse der Schweiz. *Rheingebiet von der Quellen bis zur Taminamündung.* — Vierter Teil *Die Minimal Wassermengen und die Minimal-Wasserkräfte der fliessenden Gewässer, sowie ihre Wasserführung an den Haupt-Pegelsstationen.* Bearbeitet und herausgegeben von eidgen. hydrom. Bureau. 1907. (Texte allemand et français).

[2]) R. von Lendenfeld, *Über die Abschmelzung der Gletscher im Winter,* in *Globus,* LXXXV, 1904, p. 377.

D'autre part, suivant M. Hess, les formes topographiques exercent une influence sur les débits hivernaux des torrents glaciaires. En général, les cours d'eau bordés de pentes escarpées sont mieux alimentés en cette saison que ceux encadrés de versants très doux. Sur les terrains faiblement inclinés les eaux provenant de la fusion de la neige s'écoulent, en effet, lentement, par suite sont plus exposées à être congelées de nouveau avant d'arriver au torrent que celles qui circulent sur une pente accusée et qui sont très rapides.

Examinons maintenant l'effet des précipitations sur les débits.

Les pluies d'été ne semblent pas influencer les torrents glaciaires. En août 1896, à Galtür, elles s'élevèrent à 207 mm., le maximum pour ce mois constaté de 1893 à 1900, néanmoins le Jambach continua à baisser comme d'habitude et ses écoulements pendant ce mois sont notablement inférieurs à ceux constatés en août 1897, mois pendant lequel la hauteur de pluie fut notablement moindre (129 mm.).

Pareillement une tranche de pluie de 220 mm. en septembre 1894 n'arrêta pas la diminution progressive du torrent. Quoi qu'il en soit, concernant l'influence des pluies d'été sur les débits des torrents glaciaires, il faut se garder d'être trop absolu, comme le recommande le professeur Greim. En effet, les pluies d'été étant généralement chaudes, accélèrent la fusion de la glace et des névés ; par suite elles doivent nécessairement exercer une influence sur le débit des torrents glaciaires ; aussi bien en cette saison les crues se produisent-elles après de chaudes journées pluvieuses.

Les précipitations les plus utiles au débit estival sont celles de l'hiver et du printemps qui demeurent emmagasinées sur les montagnes sous forme solide. Ainsi les gros débits du Jambach en juin, juillet et août 1896 furent la conséquence d'abondantes chutes de neige survenues en mars précédent et qui atteignirent 482 mm., plus du tiers de la hauteur d'eau tombée cette année-là.

Pendant l'hiver, d'après Greim, le débit parait indépendant des facteurs météorologiques. Les hausses de

température au-dessus de 0° n'entraîneraient aucun relèvement de la courbe du débit mensuel. Mais là encore il faut se garder de l'absolu; ainsi les faibles écoulements du Jambach en janvier 1895, pourraient bien avoir été déterminés par la très basse température moyenne de ce mois (—9°,2), la plus froide température enregistrée de 1893 à 1900).

La crue quotidienne éprouvée par les torrents glaciaires est la conséquence de la variation diurne de la température. Très accusée en été, elle devient naturellement peu sensible en hiver; en janvier son amplitude ne dépasse pas 2 pour cent du débit moyen de la journée; en cette saison le maximum a lieu vers midi.

Les causes des oscillations que les débits subissent d'un jour à l'autre semblent complexes et n'apparaissent pas encore très clairement. En été la température de l'air a, croyons-nous, un rôle important dans le phénomène, comme l'indiquent les résultats des jaugeages du Rhône et des observations thermométriques à Zermatt fin mai et commencement de juin 1904. En revanche, en hiver l'action de la température de l'air sur les variations journalières du débit est loin d'être démontrée.

A Porte de Scex, si le débit le plus fort du Rhône en décembre 1904 (53 m³ secondes) a été relevé le 8, après une période de trois jours chauds dans la plaine (le 7, à Villeneuve, le thermomètre s'était élevé à + 9°,2), en revanche le maximum en janvier (85 m³ secondes) a été observé le 5, après plusieurs journées froides (— 15° le 3, à Villeneuve). Quatre jours plus tard le débit tombait à 29 m³ secondes, alors que, en plaine, depuis le 5 la température était presque toujours demeurée supérieure à 0°.

De 1894 à 1900 le débit annuel du Jambach a présenté de gros écarts. Après être demeuré entre 105,000 et 109,000 milliers de m³ en 1894 et 1895 il est monté à 142,000 et 148,000 les deux années suivantes pour descendre ensuite de 128,000 à 121,000 milliers de m³ en 1898, 1899 et 1900. En pourcentage du débit annuel moyen

de cette période, ces fluctuations s'expriment par 88 % pour l'année ayant présenté le plus faible écoulement, et par 118 % pour celle ayant eu le plus fort débit. Cette variation paraît être la conséquence des chutes de neige très abondantes survenues en mars 1896 et en février et mars 1897 et de la température élevée des étés 1896 et 1897. Les trois années suivantes les précipitations hivernales ont été faibles, et aussitôt s'est produit une diminution du débit annuel.

Quelle part importante les eaux de fusion d'un glacier ont dans l'alimentation d'un cours d'eau, les jaugeages effectués par le Bureau hydrométrique fédéral sur le Rhône à Gletsch, en août 1902 en apportent une nouvelle preuve. Durant la période d'observation, le glacier du Rhône a fourni par km² 387 litres secondes au maximum, et 157 litres secondes au minimum, tandis que la partie du bassin dépouillée de glaciation a donné seulement par km² 257 litres secondes au maximum et 112 litres au minimum. Les eaux de fusion du glacier entrent donc dans le débit du Rhône, à Gletsch, pour 88 % au maximum et 82 % au minimum.

De plus, et c'est là un fait d'une très grande importance au point de vue industriel et agricole, les torrents glaciaires peuvent avoir, grâce à la fusion des glaciers, un débit supérieur à la somme des précipitations annuelles survenues dans leurs bassins. Ainsi, pendant l'été très-chaud et très-sec de 1904, les glaciers ayant subi une très forte ablation, le débit du Rhône à Porte de Scex pendant l'année 1904-1905 a été notablement supérieur au volume des pluies tombées durant cette période dans le bassin supérieur. La quantité d'eau passée pendant cette année à la station de jaugeage dépasse 6 milliards de m³; or, d'après la moyenne des observations météorologiques, les précipitations durant cette même année, dans le Valais, n'ont pu produire que 5,6 milliards de m³. [1]) La différence provient probablement d'une fusion excessive des glaciers.

---

[1]) Erich Uetrecht, *Loc. cit.*, p. 60.

Pour le Jambach le professeur Greim est arrivé au même résultat.

Débâcles. Loin d'être des accidents rares, comme on le croît, les débâcles glaciaires sont des phénomènes relativement fréquents et doivent être considérées comme une forme normale de l'activité glaciaire.

La production d'une débâcle suppose l'existence d'un réservoir et son évacuation brusque. D'après leurs conditions génétiques, on distingue trois catégories de réservoirs : 1° lacs formés par l'obturation d'une vallée par un glacier en crue. Le cas le plus connu est celui du glacier de Vernagt (Tirol) qui, en état de maximum, ferme le Rofental et engendre une nappe de barrage qui peut atteindre une longueur de 1200 m. et une profondeur de plus de 100 m. ; 2° lacs créés par l'obturation permanente d'une vallée par un glacier. Le Märjelensee est l'exemple le plus célèbre de nappes de ce genre ; 3° nappes d'eau installées sur, sous ou dans un glacier. La poche d'eau du glacier de Tête-Rousse, dont l'écoulement engendra la terrible catastrophe des bains de Saint-Gervais, appartient à cette classe de réservoirs.

Considérable est le volume d'eau qui est mis brusquement en liberté par la rupture du barrage : dix millions de m^3 (débâcle de Märjelensee en 1873 ; un million de m^3 (débâcle de Crête-Sèche en 1894 et 1898) ; cent mille m^3 (débâcle de Tête-Rousse en 1892).

Ces énormes flots d'eau balayent les talwegs et exerçent par suite des actions d'érosion et de transport remarquables. Ils rasent les moraines déposées, bousculent les autres formations meubles qu'ils rencontrent sur leur chemin, puis transportent tous ces matériaux loin de leurs gisements primitifs pour les déposer finalement, profondément altérés, en cônes de déjection. Les débâcles transforment ainsi les matériaux glaciaires en dépôts fluvio-glaciaires ou plus exactement en dépôts torrentiels ; elles sont par suite un des agents de la dynamique externe les plus importants en même temps que l'un des plus actifs.

Dans toutes les régions montagneuses glacées, où, pendant l'été la température s'élève suffisamment pour déterminer la fusion de la glace, ces phénomènes se produisent avec une intensité proportionnelle à la puissance de la glaciation.

Dans un mémoire publié d'abord dans le *Geographical Journal*, puis dans le *Bulletin de géographie historique et descriptive* avec plus de détails, nous avons essayé d'établir un historique statistique de ces débâcles dans les diverses chaînes de montagnes du monde [1]).

Pour les Alpes nous sommes arrivés à un total de vingt-quatre glaciers ayant donné naissance à ces projections d'eau. En dehors de l'Europe ces phénomènes paraissent revêtir une intensité particulière dans les Himalayas. La fréquence de ces inondations dans cette chaîne est due, d'une part, à la puissance qu'y acquiert la glaciation, et, de l'autre, à l'étroitesse des hautes vallées lesquelles peuvent, par suite, être facilement obturées.

A mesure que s'étendent les recherches dans les anciens textes et dans les archives pour les régions alpines et la connaissance des massifs extra-européens, le nombre de ces catastrophes augmente.

Ainsi depuis la publication de notre étude, de nouveaux cas de débâcle ont été signalés dans les Alpes ou en Norvège.

M. Paul Mougin, inspecteur des Forêts, a découvert dans les archives de Moutiers la relation d'une débâcle formidable déterminée par le glacier de Lépénaz au commencement du XIXe siècle [2]).

Cet appareil, situé sur le versant nord de la Grande-Casse, en crue à cette époque, comme tous ceux des Alpes,

---

[1]) Charles Rabot, *Glacial reservoirs and their outburst*, in *The Geographical Journal*, Londres, XXV, 5, mai 1905 ; *Les débâcles glaciaires*, in *Bull. de géographie historique et descriptive*, Paris. 3, 1905.

[2]) P. Mougin, *La débâcle de Champagny en 1818*, in *Revue Alpine*. XIIe année, n° 9, 1er sept. 1906. Champagny.

obtura le cours supérieur du Doron de Champagny, en aval des lacs de la Glière et détermina la formation d'une nappe d'eau de 48 hectares. D'après M. Paul Girardin [1]), le barrage aurait été produit par l'allongement du glacier jusque dans la vallée, lequel aurait amené le dépôt d'une moraine dans toute la largeur de cette dépression; au contraire, les documents recueillis par M. Mougin attribuent l'obturation à des avalanches de glace. Pendant ses périodes de stationnement, le glacier Lépénaz s'arrête sur une pente très escarpée; aussi bien, lorsqu'il éprouve une crue, son front, sans cesse poussé en avant, s'écroule dans le vide sous-jacent et le produit de ces éboulements crée, au pied de la pente, un glacier remanié. Dans la vallée de Champagny l'arrêt du cours des eaux aurait donc été déterminé, semble-t-il, par le même phénomène que dans la vallée de Bagnes en 1595 et en 1818.

La débâcle se produisit le 15 juin 1818. Le volume d'eau mis brusquement en liberté n'aurait pas été inférieur à 3 millions et demi de m^3. —

Tous les ponts de la vallée du Doron, sauf celui de Salins, furent emportés, les villages inondés et les récoltes emportées. Les traces de ce cataclysme sont encore visibles dans la haute vallée.

Après cette catastrophe, le glacier de Lépénaz demeura en crue pendant une vingtaine d'années ensuite, et de nouvelles catastrophes seraient survenues si les habitants n'avaient pratiqué une rigole d'écoulement à travers la digue.

Ainsi, en 1820, une seconde débâcle aurait eu lieu sans une évacuation artificielle des eaux. Dès l'année suivante, le lac était cependant reformé. En 1826 une nouvelle alerte se produisit. Le 26 mai, « par suite de chutes d'avalanches », l'émissaire du lac se trouva de nouveau en partie

---

[1]) Paul Girardin, *Les phénomènes actuels et les modifications de modelé dans la haute Maurienne*, in *La Géographie*, XII, 1, 15 juillet 1905, p. 17.

obstrué. Aussitôt le canal est déblayé et cette fois encore les eaux filent sans entraîner de dommages.

Depuis 1892, date de la catastrophe de Saint-Gervais, de nouveaux réservoirs se sont formés dans l'épaisseur du glacier de Tête-Rousse. En 1894 la poche intra-glaciaire, dont la rupture avait déterminé la débâcle de 1892, contenait de nouveau de l'eau qui s'est fort heureusement écoulée sans entraîner d'accident. Six ans après on découvrit plus en aval un second réservoir intra-glaciaire dans lequel l'eau atteignait une profondeur de 38 à 41 m. Grâce aux travaux entrepris sous la direction de M. P. Mougin, cette masse liquide put être détournée et dirigée en dehors du talweg [1]).

Le Grand Névé de Belledone (Dauphiné) a peut-être donné naissance à une débâcle ; en tout cas, il a engendré un écoulement sous-glaciaire. Témoin la grotte creusée dans son épaisseur et explorée par MM. G. Flusin et P. Lory [2]). Cette galerie, longue de 134 m. et large de 7 m. environ, aboutit à une mare sous-glaciaire, longue de 18 m. et profonde de $0^{m},50$; c'est évidemment le canal d'écoulement d'une poche sous-glaciaire dont le petit lac est le témoin.

En Norvège, le glacier de Tunsbergdal (Jostedalsbræ) a engendré des débâcles en 1900 et 1903. Une troisième s'est produite en 1905 [3]).

Notre étude *Glacial Reservoirs* etc. mentionne seulement neuf glaciers de ce pays ayant donné naissance à ces flots dévastateurs. Des recherches récentes de M. P. A. Öyen élèvent ce nombre à douze [4]).

---

[1]) P. Mougin, *Les poches interglaciaires du glacier de Tête-Rousse*, in *La Géographie*, X, 5, 15 nov. 1904, p. 287.

[2]) G. Flusin et P. Lory, *Spéléologie alpine*, in *La Montagne*, n° 12, 20 déc. 1905, p. 578.

[3]) P. A. Öyen, *Breacoscillation i Norge 1905*, in *Nyt Magazin f. Naturv.*, Kristiania., B. 44, I, 1906.

[4]) P. A. Öyen, *Øvre Mjölkedalsvand*, in *Archiv for Mathematik og Naturvidenskab*, Kristiania. XXVIII, 6, 1907, p. 11 du tirage à part.

Dans tous les massifs extra-alpins où la glaciation revêt une grande puissance, les relations de voyage montrent la fréquence des écoulements brusques de lacs de barrage glaciaire, et de poches d'eau infra — ou intraglaciaires.

Aussi bien, au voisinage des grands glaciers les explorateurs doivent établir leurs campements et leurs dépôts de vivres sur des points très élevés, afin de les mettre à l'abri des crues brusques des torrents glaciaires. Au Spitsberg le camp installé par Sir Martin Conway sur les bords de la King's Bay faillit être enlevé par une débacle pendant son exploration dans l'intérieur des terres. La même mésaventure est arrivée plus complètement à l'expédition Ralph S. Tarr en 1906, près du grand glacier Malaspina (Alaska). Ses porteurs avaient établi un dépôt dans la vallée d'un torrent glaciaire, et dans une situation qui leur semblait absolument sûre. Grand fut leur étonnement, le lendemain, lorsqu'en revenant à cette « cache », ils virent tous les bagages emportés par le courant. L'écoulement brusque d'un réservoir glaciaire avait engendré une crue formidable du torrent et causé le désastre [1]).

En présence de la généralité et de l'ampleur des débacles il devient évident qu'il est nécessaire de leur faire une large part dans la genèse des terrains pleistocènes.

Phénomènes fluvio-glaciaires engendrés par des « glaciers morts ». Les étés anormalement chauds amènent une abondante liquéfaction des « glaciers morts » et par voie de conséquence la production de coulées de boue. Ainsi, le 30 août 1903, à la suite d'une semaine de fortes chaleurs, un « glacier mort », situé sur la face sud de la pointe d'Andagne (environs de Bonneval, haute Maurienne),

---

[1]) R. S. Tarr, *Second Expedition to Yakutat Bay, Alaska*, in *The Bull. of the Geogr. Soc. of Philadelphia*, vol. V, 1, janv. 1907, p. 8.

donna naissance à une « lave » torrentielle qui se répandit sur les pâturages situés en contre-bas [1]).

M. P. Mougin signale un autre curieux exemple d'activité d'un « glacier mort ». A partir de 1891 un peuplement de mélèzes, situé sur la rive droite du ravin des Arandellys, près du village des Houches (vallée de Chamonix), a été saccagé par des chutes de blocs dont la fréquence était proportionnelle à l'élévation de la température. On finit par découvrir que ces éboulements provenaient d'un « glacier mort », sis sur le flanc nord-ouest de la montagne des Rognes, à l'altitude de 2550 m. — Lorsque la chaleur devenait très forte, la glace qui retenait les matériaux formant la couverture détritique de l'appareil fondait et les quartiers de roche ainsi mis en liberté roulaient sur les pentes. Depuis 1903 l'activité de ce « dérochoir » a diminué. Peut-être la série d'étés chauds que nous venons d'éprouver a-t-elle amené la fusion complète de ce « glacier mort » ?

Fusion des glaciers dans les régions polaires. Les régions polaires ne sont pas soumises à un éternel hiver, comme le croit le grand public. Elles ont, elles aussi, leur été ; pendant cette saison, les terres basses perdent leur couverture de neige, tandis que les glaciers donnent naissance à des écoulements. On sait par les belles explorations de Sir Martin Conway et de M. E. Garwood qu'en juillet et en août les glaciers du Spitsberg subissent une fusion assez abondante pour donner naissance à de gros torrents et à des lacs supra-glaciaires qui engendrent des débâcles.

A la terre François-Joseph, bien que la température estivale soit beaucoup plus basse [2]) qu'au Spitsberg, neiges

---

[1]) P. Girardin, *Rapport sur les observations glaciaires en Maurienne... 21 août — 24 septembre 1903*, in *Ann. du Club Alpin Français*, XXX, 1903, Paris, 1904 (p. 26 du tirage à part).

[2]) Température moyenne annuelle de l'archipel François-Joseph — 14°, 15 ; température moyenne annuelle observée au cap Flora (79°50′ de Lat. N.) en 1894-1895 : — 14°,8 ; en 1895-1896, — 12°,3.

et glaciers engendrent des écoulements liquides jusque sur l'île la plus septentrionale, la terre du prince Rodolphe. Les glaciers de la baie Teplitz (81°50′ de Lat. N.), écrit le duc des Abruzzes[1]), sont soumis à « une fusion abondante pendant l'été, et, par les journées où la température est au-dessus de 0°, des torrents se précipitent du glacier jusqu'à la mer en formant de véritables cascades qui ont quelquefois plusieurs mètres de largeur. »

Sur les terres antarctiques, même pendant l'été, la température demeure basse. A Snow-Hill (64°22′ de Lat. S.), la station d'hivernage de l'expédition Nordenskjöld, l'été de 1902-1903 fut plus froid que l'hiver ne l'est généralement en Suède et ne fournit que des moyennes mensuelles inférieures à 0°. Celui de 1903-1904, fut, il est vrai, un peu moins sévère. A la terre Victoria les plus hautes températures observées par l'expédition anglaise sont : + 3°,8 et + 5°,5.

Dans ces conditions, la fusion est très faible et purement épisodique. D'après le professeur Otto Nordenskjöld, dans l'Antarctique, l'été, loin d'être la saison d'ablation des glaciers, serait celle de l'alimentation, l'hiver les neiges étant balayées par les ouragans au fur et à mesure de leur dépôt. Néanmoins, à la terre Victoria, l'expédition anglaise a observé des ruissellements assez abondants pour donner naissance à des phénomènes fluvio-glaciaires. Les eaux courantes charriaient les sables et les graviers épars sur les glaciers pour les distribuer, plus loin, par ordre de densité ; en même temps, en dehors des glaciers, elles déterminaient des entraînements de matériaux morainiques, et formaient de petites cônes de boue et de sable[2]).

(J. Hann, *Einige Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen auf Franz Josefs-Land zwischen 1872 und 1900*, in *Meteorologische Zeitschrift*, 1904, 12, déc. p. 547.

[1]) S. A. R. le Duc des Abruzzes. *Expédition de l'Étoile Polaire dans la mer Arctique 1899-1900.* Traduit et résumé par M. Henry Prior. Paris, Hachette, Vienne, 1904, p. 51.

[2]) Captain R. F. Scott. *The Voyage of the Discovery.* Londres,

Formation des icebergs. Dans les régions polaires, en raison de la faiblesse de la fusion et de l'abondance de l'alimentation, les glaciers non seulement arrivent jusqu'au niveau de la mer, mais encore empiètent sur son domaine; ils s'étendraient même indéfiniment si l'océan ne détruisait leurs fronts et ne les morcelait en glaces flottantes que les courants et les vents entraînent ensuite vers des régions plus chaudes où elles disparaissent rapidement. Dans l'Arctique comme dans l'Antarctique le velage, c'est-à-dire l'ablation des glaciers par la mer, remplace la fusion, et, suivant qu'il l'emporte sur l'alimentation ou qu'il lui est inférieure, les glaciers reculent ou avancent.

La destruction des fronts glaciaires par la mer donne naissance soit à des blocs de dimensions relativement petites, quelques mètres de haut et une centaine de tour, (*glacier-isblock* en suédois, *kalvis* en danois), soit à des *icebergs* proprement dits. Dans l'Arctique, les *icebergs* sont rares : il ne s'en forme guère qu'au Grönland, et, les glaçons de ce type issus de cette région ont généralement la forme de pyramides irrégulières et s'élevent parfois de 80 à 100m. au-dessus de la mer ; ils sont donc souvent beaucoup plus hauts que la partie émergée du front glaciaire qui les a engendrées. Dans l'Antarctique singulièrement plus abondants sont les *icebergs* ; loin d'être localisés dans une région, ils se rencontrent en énormes quantités sur toute la périphérie du continent polaire austral. De plus, les *icebergs* antarctiques ont, pour la plupart, une forme tabulaire caractéristique, rare dans le nord, et ne dépassent qu'exceptionnellement une hauteur de 30 à 40 m.

Comment sont mises en liberté ces montagnes de glace flottante ? Dans le nord la question demeure toujours très controversée et sur ce sujet les observations du Dr M.

Smith Elder, 1905. Vol. II. Capitaine Robert Scott, *La « Discovery » au Pôle Sud,* (édition française du précédent). Paris, Hachette et Cie, 1908, Vol. II, p. 318.

C. Engell au Grönland constituent une intéressante contribution [1]).

D'après ce géologue danois, il y a lieu de distinguer, au Grönland, entre les éffluents de l'*inlandsis* ne possédant ni une très grande puissance, ni un rapide mouvement d'écoulement, et, ceux ayant une épaisseur énorme et une vitesse de progression considérable. Sur les premiers les *icebergs* se formeraient par éboulement. Les couches supérieures se déplaçant plus vite que les couches inférieures surplombent, en même temps les secondes se trouvent minées par les eaux ; par suite, à un moment donné, la tête emporte les pieds.

Dans le cas de puissantes branches de l'*inlandsis* animées d'une grande vitesse, le mode de formation des *icebergs* est influencé par les conditions topographiques des fjords dans lesquels débouchent ces glaciers. Dans le Grand Karajak, par exemple, le velage est déterminé par la pression hydrostatique s'exerçant sur la partie inférieure du glacier, qui, sous la poussée des masses surincombantes, avance juqu'au-dessus de la partie profonde du fjord. Chaque fois qu'il a été témoin d'un velage, le professeur E. von Drygalski, qui a étudié ce glacier pendant plusieurs mois, à vu, en effet, le sommet de l'*iceberg*, lorsqu'il se détachait, s'élever rapidement au-dessus du niveau général du front du glacier.

Dans le fjord de Jakobshavn, où les conditions sont différentes et très spéciales, d'après le Dr M. C. Engell [1]), l'extrémité inférieure du glacier flotterait et les *icebergs* se formeraient à la suite de fractures dans la masse flottante.

---

[1]) M. C. Engell, *Undersögelser og Opmaalinger ved Jakobshavns Isfjord og i Orpigsuit i Sommeren* 1902, in *Meddelelser om Grönland*. XXVI, Copenhague, 1904, p. 24 ; *La région de Jakobshavn*, in *Annales de Géographie*, XV, n° 79, 15 janv. 1906. Paris, p. 67 ; *Einige Beobachtungen über die Kalbungen im Jakobshavner Eisfjorde und den benachbarten Fjorden*, in *Mitt. der Kais. Königl. Geographischen Gesellschaft in Wien*. vol, XLVIII, n° 8 et 9, p. 426.

La preuve, c'est que tout près du front du glacier de Jakobhavn, de nombreux *icebergs* tabulaires ont même hauteur que le front du glacier; ce qui indique qu'ils se sont détachés de la masse de glace suivant sa tranche terminale. Ces énormes blocs seraient donc engendrés dans les mêmes conditions qu'à la « Grande Barrière » de la terre Victoria.

Dans l'Antarctique les choses se passent, semble-t-il, plus simplement. A la terre de l'Empereur Guillaume II [1]) l'*inlandsis* arrive à la mer, non plus, comme au Grönland, fractionné par des massifs rocheux et canalisé dans des vallées et des fjords, mais étalé en une immense plaine libre de toute entrave. Aussi bien sa surface est-elle relativement plane, sans ces énormes crevasses et ces hérissements d'aiguille particuliers aux glaciers producteurs d'*icebergs* dans l'Arctique. Cette masse de glace déborde en mer, et, lorsqu'elle perd pied, se fractionne en blocs parallèlement à sa tranche terminale, sans que leur équilibre soit dérangé. Telle est, d'après le professeur Erich von Drygalski, la raison pour laquelle les *icebergs* antarctiques présentent généralement la forme tabulaire; en tout cas c'est dans ces conditions que se forment ces glaçons à la terre de l'Empereur Guillaume II. Une fois en liberté, leur sommet ne dépasse pas la hauteur du front du glacier qui les a produits, c'est donc que l'extrémité inférieure de l'*inlandsis* n'est point comprimée sur le fond de la mer [2]) comme au glacier du Grand Karajak, au Grönland. Ultérieurement les *icebergs* tabulaires peuvent éprouver, à la suite de circonstances diverses, des renversements et perdre ainsi leur forme primitive.

Dans la région explorée par l'expédition anglaise, les

---

[1]) Erich von Drygalski, *Zum Kontinent des eisigen Südens.* Georg Reimer, Berlin. 1904. p. 455, et, *Die Bewegung der Antarktischen Inlandeises*, in *Zeit. d. Gletscherkunde.* Berlin, I, 1, mai 1906, p. 64.

[2]) Erich von Drygalski, *Bewegung des Antarktischen Inlandeises*, p. 64.

icebergs proviennent surtout de la terre du Roi Edouard VII et de la « Grande Barrière ». A la terre du Roi Edouard VII, suivant toute vraisemblance, ils se forment dans les mêmes conditions, qu'à celle de l'Empereur Guillaume II. La « Grande Barrière », énorme radeau de glace large de 950 kilomètres environ et long de 600 pour le moins, flotte; le morcellement de son front en *icebergs* doit donc être la conséquence de fractures déterminées par l'érosion marine et par le mouvement d'écoulement de la glace. En tout cas, comme ceux de la terre de l'Empereur Guillaume, les *icebergs* produits par la « Grande Barrière » ne dépassent pas la hauteur de la nappe de glace qui les engendre.

Les dimensions des *icebergs* antarctiques ont été très exagérées [1]). Si près de la terre du Roi Edouard VII, le capitaine Scott a rencontré des blocs formidables, de véritables îles de glace flottantes, mesurant plus de 6 milles dans tous les sens, et des glaçons échoués, hauts de plus de 60 m., s'il a relevé des centaines de glaces flottantes longues de plus d'un mille et hautes de 45 m. le plus fréquemment les *icebergs* ne mesuraient guère plus d'un quart de mille de long et moins de 35 m. de haut.

Dans l'Antarctique, à des intervalles irréguliers sur les routes de navigation qui contournent les pointes méridionales des continents, se produisent d'énormes afflux d'*icebergs*. Ces poussées vers le nord des glaces australes sont-elles la conséquence de débâcles colossales qui affectent les glaciers de cette région ou bien sont-elles produites par la prédominence de certains vents qui nettoient les régions antarctiques des banquises qui les encombrent? Nous n'en savons rien. En tout cas, le phénomène doit attirer l'attention.

Ainsi, autour du cap Horn, après une période de douze ans durant laquelle les *icebergs* ont été peu abondants, de fin décembre 1892 à fin juin 1893 eut lieu un

---

[1]) R. Scott, *The Voyage of the Discovery*. Elder, Londres. 1905, vol. II. Le capitaine Scott. *La « Discovery » au Pôle Sud*, Hachette et Cie, Paris, 1908. Vol. II. p. 259.

afflux énorme de ces glaces flottantes. En mai 1893, par 50° de Lat. S. et par 50° de Long. O. de Gr., c'est-à-dire dans l'est des Falklands, elles formaient une muraille impénétrable en travers de la route suivie par les navires. Pareillement, de septembre 1893 à janvier 1894, une masse considérable d'*icebergs* arriva dans l'est-nord-est de cet archipel. Depuis, jusqu'en 1901 les *icebergs* sont ensuite devenus relativement rares dans ces parages.

Sur les routes de l'Inde et de l'Australie par le cap de Bonne Espérance, après être restées rares de 1876 à 1893, de 1893 à 1897, les *icebergs* ont fait trois formidables poussées vers le nord, l'une de septembre 1893 à avril 1894, l'autre de novembre 1894 à juillet 1895, la troisième de juin 1896 à mars 1897. Cette dernière fut particulièrement importante. A cette époque des *icebergs* dérivèrent jusqu'au 41° de Lat. S., sous le méridien de Madagascar, et en quelle quantité ? En une seule journée, un vapeur suivant une route passant au sud du 41° en rangea 708 !

Dans le Pacifique de 1892, à 1901, les glaces australes ont fait défaut ou ont été rares sur les routes de navigation ; mais, en avril 1901, une quantité énorme d'*icebergs* dériva au nord et vint couvrir l'espace compris entre le 150° et le 102° de Long. E. de Gr., au sud du 49° de Lat. S. — Pendant plus d'un an sans cesse arrivèrent des terres antarctiques d'énormes trains de colossales montagnes de glace flottantes.

Eboulements de glaciers. Depuis 1903, nous n'avons eu connaissance que de deux cas d'éboulement de glaciers, l'un dans le massif de la Vanoise (Savoie), l'autre dans l'Alaska.

Du 15 au 20 septembre 1903, le glacier supérieur de l'Arcelin, qui descend du plateau du Dard (versant nord de la Vanoise), a donné naissance à une énorme avalanche de glace. Les deux tiers de la cascade de séracs qui forme la partie supérieure de cet appareil se sont effondrés sur

sa portion inférieure et autour de son front, sur une largeur de 300 m. [1]).

En juillet 1904, un petit glacier suspendu des bords de la Baie du Desenchantement (Alaska), long de 1600 m., s'est décollé et éboulé complètement en mer. Les ondes provoquées par cette énorme avalanche balayèrent les rives de la baie à plusieurs kilomètres à la ronde et jusqu'à une hauteur de 45 m. — A 45 kilomètres du point où s'est produit l'accident, elles avaient encore de 4 à 6 m. de haut [2]).

Précédemment ces deux glaciers avaient déjà engendré de pareils éboulements. En 1855 un pan du glacier de l'Arcelin s'était abattu sur les paturâges situés en contrebas et les avait recouverts de débris et de blocs [3]). De même, d'après le témoignage des Indiens, quelque soixante ans auparavant, le glacier de la baie du Désenchantement s'était écroulé. Le souvenir de ce dernier accident s'était d'autant mieux conservé dans la mémoire des indigènes que le raz de marée qu'il avait produit avait englouti une centaine des leurs surpris sur les bords de la mer par l'arrivée de ces vagues monstrueuses.

L'éboulement du glacier de l'Altels survenu en 1895 avait été également précédé d'un accident semblable en 1782. On sait, d'autre part, qu'à des intervalles irréguliers le glacier collé sur le flanc oriental du Weisshorn, au-dessus de Randa donne naissance à des éboulements parfois considérables.

---

[1]) Joseph-Antoine Fabre (de Pralagnan), *Observation sur les glaciers du massif de la Vanoise pendant l'ètè de 1903,* in *Ann. du Club Alpin français.* XXX. 1903. Paris 1904. (Tirage à part publié par la Commission française des Glaciers, p. 46.

[2]) Ralph S. Tarr and Lawrence Martin, *Glacier and Glaciation of Yakutal Bay*, in *Bull. of American Geogr. Soc.*, New-York. XXXVIII, 3, mars 1906, p. 153.

[3]) Paul Girardin. *Les phènomènes actuels et les modifications du modelè en haute Maurienne*, in *La Géographie,* XII, 1, 15 juillet 1905, p. 3.

Ces accidents, qui sont la conséquence de la déclivité du lit du glacier, se reproduisent toujours sur les mêmes appareils. Il y a là une indication qui, au point de vue pratique, ne saurait passer inaperçue.

Effets des tremblements de terre sur les glaciers. Les chaînes de montagnes sont le siège de fréquents tremblements de terre. De ce fait les glaciers et les formations glaciaires se trouvent exposés à des bouleversements dont l'importance a été jusqu'ici méconnue. Les phénomènes séismiques viennent compliquer encore les problèmes glaciaires et introduire une nouvelle inconnue qu'il ne paraît pas aisé de dégager.

Une observation très intéressante est due à M. Lecarme, collaborateur de MM. Henri et Joseph Vallot dans leurs levers de la chaîne du Mont-Blanc[1]). Le 13 août 1905 ce topographe se trouvait sur une des aiguilles au nord du col du Tour, à l'altitude de 3321 m., lorsque se produisit un ébranlement qui affecta toute la vallée de Chamonix.

Aussitôt après le passage du séisme, de toutes les cîmes riveraines du glacier du Tour, roulèrent des avalanches de pierres. « Toutes les portions de crêtes qui n'étaient pas d'une solidité absolue venaient en bas. D'énormes rochers faisaient des bonds immenses sur les parois des aiguilles voisines du Tour, de la Grande-Fourche, et les avalanches de séracs et de neige couvraient entièrement la face visible du Chardonnet et de l'aiguille d'Argentière ». Toute la journée ensuite, sans répit, grondèrent des éboulements.

« Tout est bouleversé », constate M. Lecarme en regagnant son campement situé près de l'extrémité inférieure du glacier du Tour. « De gros blocs nouvellement tombés se rencontrent à chaque instant, ainsi que des sillons profonds

---

[1]) *La Montagne.* Revue mensuelle du Club Alpin Français, 2e année, n° 9, 29 septembre 1906, p. 421. Paris.

dus au passage de rochers énormes ». Les gros blocs de granite de la moraine orientale du glacier, « qui reposent là depuis un temps immémorial » ont disparu. En même temps la moraine avait été fendue dans toute sa largeur par une étroite crevasse. Au-delà le terrain se trouvait si profondément modifié que la caravane, qui en avait une très grande pratique, éprouva un moment d'hésitation sur la direction à suivre. Et toujours les avalanches roulaient, et cela plus de six heures après le passage du séisme !

Remarquons que la secousse n'avait pas été particulièrement violente. Elle détermina la chute d'une partie de la voûte de l'église d'Argentière et par suite peut être rapportée au n° VII de l'échelle Rossi-Forel.

Les observations très-précises de M. Lecarme peuvent se ramener à trois faits importants :

1° Des avalanches de neige et de glace tombées des crêtes voisines ont fourni au glacier du Tour une alimentation anormale ;

2° Des éboulements sont venus ajouter des matériaux étrangers à des dépôts glaciaires préexistants, et, en outre, ont créé, à proximité du glacier, des dépôts de blocs d'origine non-glaciaire.

3° Des blocs précédemment déposés par le glacier et qui marquaient un de ses stades de stationnement ont été déplacés et ont roulé à une très grande distance de leurs gisements primitifs.

Les tremblements de terre sont donc susceptibles de déterminer des changements dans le régime des glaciers, et de bouleverser les formations glaciaires. A l'erratique des débâcles, à celui des avalanches, des éboulements glaciaires proprement dit, à tous les produits de la désagrégation des cîmes, il faut ajouter une nouvelle espèce d'erratique, l'erratique séismique, et, en raison de la fréquence des tremblements de terre dans les montagnes, il est certainement abondant.

Des observations faites dans des régions extra-européennes confirment les conclusions précédentes.

En 1899, l'Alaska méridional fut affecté par un très-violent séisme. Ce paroxysme fractura les fronts des glaciers de la Glacier-Bay qui sont baignés par la mer et engendra une telle quantité d'*icebergs* que le fjord s'en trouva obstrué. Tellement profonde fut la dislocation éprouvée par les glaciers, qu'ils continuèrent les années suivantes à produire d'énormes masses de glaçons. Par suite de cette circonstance les vapeurs de touristes qui, avant 1899, pouvaient s'approcher, jusqu'à quelques centaines de mètres du glacier de Muir, situé à l'extrémité supérieure de la Glacier Bay, étaient arrêtés par les glaces à 10 ou 20 milles du but; seulement en 1907 un navire put parvenir jusqu'au fond du fjord.

Des levers exécutés pendant l'été dernier ont révélé les pertes énormes causées par le séisme de 1899 aux glaciers de ce bassin [1]). De 1894 à 1907 les glaciers Muir et Grand Pacific ont reculé de plus de 11 kilomètres [2]) !

Plus au nord, sur les glaciers du Saint-Elie, ce même séisme a exercé des effets complètement différents.

A la suite de cette secousse, des masses énormes de neige et de glace se sont éboulées des cîmes sur les glaciers inférieurs. D'après M. Ralph S. Tarr, c'est à cette suralimentation accidentelle qu'il faudrait attribuer la crue qui s'est manifestée brusquement à la fin de l'été 1905 sur le lobe oriental du glacier Malaspina et sur trois autres appareils voisins [3]).

Tout récemment, un glacier des Alpes valaisannes, le Boveyre, a fait une crue dans les mêmes conditions, c'est-à-dire, à la suite d'une suralimentation produite par un éboulement. Une portion d'un glacier suspendu s'étant

---

[1]) Fremont Morse, *The Recession of the Glaciers of Glacier Bay, Alaska,* in *The National Geographic Magazine.* Washington, XIX, 1, janv. 1908, p. 76 (avec une carte).

[2]) Distance mesurée sur la carte jointe au mémoire cité dans la note précédente.

[3]) Ralph S. Tarr, *The Malaspina Glacier*, in *Bull. of the Am. Geogr. Society,* New-York, XXXIX, 5, mai 1907, p. 284.

écroulée sur la partie inférieure du Boveyre, le front, par suite de cet excès d'alimentation, a fait une poussée de 119 m. entre 1892 et 1901 [1]).

Suivant M. Ralph Tarr, l'exemple de ce qui s'est passé au Malaspina est particulièrement instructif. Selon toute vraisemblance, dans les régions soumises à une intense glaciation et où la séismicité est fréquente, telles que l'Himalaya, les tremblements de terre doivent engendrer des variations de longueur des glaciers.

Comme exemples d'erratique séismique, signalons de curieux dépôts observés par M. William Hittel Sherzer dans les Rocheuses et dans les Selkirks, au nord du Transcontinental canadien [2]).

En avant des glaciers Victoria, Wenkchemna, Illecillewaet, et Asulkan, se rencontrent des entassements d'énormes blocs; l'un de ces quartiers de roche, aujourd'hui fendu, pèse bien un millier de tonnes. Ces blocs, tous à angles saillants, ne portent trace ni d'action glaciaire, ni d'action torrentielle; de plus, entre eux, on n'observe point de matériaux de petit calibre. Les glaciers précités sont trop peu puissants pour avoir construit d'aussi grosses moraines, quelle qu'ait pu être la durée de leur stationnement en ces points. Aussi, d'après M. Sherzer, il faudrait voir dans ces dépôts le produit d'éboulements engendrés par des tremblements de terre et qui seraient tombés à la surface des glaciers, lorsqu'ils étaient plus longs qu'aujourd'hui. Les parties inférieures de ces appareils ainsi recouvertes seraient devenues des « glaciers morts », et, après leur lente fusion, l'énorme empilement de matériaux se serait trouvé déposé sur le sol, devant le front des glaciers, lesquels, débarrassés de cette charge, auraient repris ensuite leur mouvement de retraite.

---

[1]) F. A. Forel, M. Lugeon, E. Muret, *Les variations périodiques des glaciers des Alpes.* XXIIe Rapp. 1901, in *Jahrb. d. Schw. Alpenclubs,* XXXVII, Berne, 1902.

[2]) William Hittell Sherzer, *Glacial Studies in the Canadian*

Cette explication semble d'autant plus plausible que ces amas de blocs s'observent surtout devant les glaciers dominés par des escarpements abrupts.

Rockies and Selkirks. (Smithsonian Expedition of 1904) Preliminary Report. Reprinted from *Smithsonian Miscellaneous Collections* (Quarterly Issue). Vol. 47, Part. 4, n° 1567. Washington, 1905. Pendant l'impression de cette revue, la *Smithsonian Institution* a publié le rapport complet de M. W. H. Sherzer dans un superbe volume in-4° magnifiquement illustré. Smithsonian Contributions of Knowledge. Part of vol. XXXIV. *Glaciers of the Canadian Rockies and Selkirks (Smithsonian Expedition of 1904),* n° 1692, by William Hittell Sherzer. Washington 1907. Un vol. in-4° de 135 p. —