

Les gradins des vallées alpines

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **47 (1911)**

Heft 172

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

III. Les gradins des vallées alpines.

§ 22. *Lois sur la théorie du surcreusement de Penck et de Brückner.*

Dans l'article précédent j'ai démontré l'insuffisance, sinon le manque absolu de base tectonique de la théorie du surcreusement. Pourtant en dehors des principes et des fondements théoriques du surcreusement, ses phénomènes sont fortement marqués dans le paysage et sont la caractéristique non équivoque d'une région jadis envahie par les glaciers. Nous sommes alors placés en présence d'un nouveau problème. De deux choses l'une : ou bien les phénomènes de surcreusement sont soumis aux lois de l'érosion glaciaire et alors ils en sont le résultat, que les dislocations pléistocènes leur aient été favorables ou non, ou bien les phénomènes de surcreusement ne sont pas en relation avec la distribution géographique de la masse et de la pente des glaces, et alors le paysage surcreusé, bien qu'ayant été territorialement couvert de glaciers ne peut, en général, rien avoir de commun avec ceux-ci, et il doit son développement à d'autres forces, certainement tectoniques.

Deux grands savants, fondateurs de l'école morphogénétique moderne : Penck ¹ et Davis ², ont posé, indépendamment l'un de l'autre et simultanément, la théorie des phénomènes du surcreusement. La presque identité des opinions sur l'état et la genèse des paysages glaciaires, formulées en même temps par deux grands savants constituait en elle même un fort appui pour la théorie du sur-

¹ Penck : *Die Ubertiefung der Alpentäler*. Verh. 7. Intern. Geogr. Kongr., Berlin, 1899, p, 232 sqq.

The valleys and lakes of the Alps. Rep. 8. Intern. Congr. Washington, 1904, p. 173 sqq.

² W. M. Davis : *Glacial erosion in France, Switzerland and Norway*. Proc. Boston, Soc. of Natur. Hist, 1900, p. 272 sqq.

The sculpture of mountains by Glaciers. Scott. Geogr. Mag, 1906, p. 16.

creusement. Au cours des dix dernières années, l'école glacialiste a accumulé une grande quantité d'observations qui ont soit complété, soit en majeure partie confirmé le point de vue des créateurs de la théorie ; quant à l'œuvre monumentale de Penck et Brückner, elle est en même temps le plus solide et le plus étendu traité de la théorie du surcreusement.

Ce grand ouvrage est un recueil des « lois » du surcreusement. Bien que ce ne soit pas un code ordonné, bien que les contributions qui le composent soient venues s'ajouter les unes aux autres pendant de longues années, elles constituent pourtant un harmonieux ensemble, presque entièrement libre de contradictions importantes et qui prouve que la théorie du surcreusement a été complètement développée et approfondie dans l'esprit de ses créateurs, qu'elle est achevée et incapable d'un développement ultérieur.

Les lois du surcreusement peuvent être résumées de la façon suivante. Dans les limites de l'ancienne glaciation les vallées sont privées d'une pente normale. Les gradins de confluence et les bassins développés le plus fortement dans la région de l'ancienne langue du glacier constituent la principale perturbation de la pente normale sous l'influence de la glaciation. Les gradins de confluence se sont développés sous l'influence d'un creusement plus fort dû à la plus grande épaisseur des glaces dans la vallée principale. Le surcreusement est donc le plus fort dans la vallée principale ; il est plus faiblement marqué dans les vallées secondaires. Dans la première partie de l'œuvre *Die Alpen im Eiszeitalter* il ne manque pas d'indications prouvant que l'on considérait le surcreusement comme un phénomène lié exclusivement à la vallée principale. C'est ainsi que Penck ¹ a posé la question en analysant le surcreusement

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 146 ; 300 sqq.

de la vallée de l'Inn et dans son exposé des lois générales du surcreusement. Là il a noté que le fond des vallées latérales est souvent resté intact, et que les gradins, presque indépendants de la dureté diverse des couches et des roches, sont uniquement limités aux lieux de jonction des vallées.

L'analyse du surcreusement dans les bassins de l'Oetz et du Zillertal a obligé Penck à certaines modifications théoriques, qui dans la suite de l'œuvre n'ont pas subi de changements sensibles. Je considère comme la plus importante, et comme répondant le plus exactement à l'ensemble de la théorie du surcreusement cette déclaration de Penck que la hauteur des gradins de confluence est proportionnelle à la différence de surface des bassins des rivières confluentes¹. La hauteur du gradin est donc inversement proportionnelle à la grandeur du bassin, parce que le creusement lui est directement proportionnel. En relation avec cette dépendance, Penck constate aussi l'existence de gradins dans la vallée principale au confluent de la vallée latérale, le développement des gradins de confluence dans les deux vallées lorsque les bassins sont égaux ; par contre il attribue l'apparition des verrous et des monticules isolés (bosses) soit à un affaiblissement de la force d'érosion du glacier, soit à une érosion sélective et par conséquent à la dureté diverse des couches.

L'analyse des formes des autres régions du paysage alpin n'a pas amené de transformations fondamentales dans les lois citées du surcreusement. Il convient encore d'attribuer une grande importance au travail de Brückner sur la dépendance qui existe entre la profondeur des bassins terminaux (lacs marginaux) et l'épaisseur de la glace. Brückner s'est efforcé de démontrer l'entière proportionnalité qui existe entre ces quantités². D'autre part il y a,

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 302 sqq.

² Penck, Brückner, l. c. p. 590 sqq.

jusqu'à la fin de l'ouvrage, un malentendu quant aux raisonnements théoriques sur la genèse des gradins loin du voisinage des affluents de même que sur la genèse des verrous et des bosses. Dans la vallée de l'Inn, dans la région des vallées de l'Oetz et du Zillertal, Penck n'a pas remarqué de gradins en dehors des confluentes ; l'apparition des gradins lui semblait être complètement indépendante de la structure géologique, qui jointe à l'affaiblissement de la force d'érosion ou de la masse de la glace contribuait seulement à la formation des bosses ou des verrous. En maints endroits Penck rappelle l'influence de la résistance des roches à propos des gradins pour lesquels le réseau des glaciers ne procure aucune explication ; ainsi par exemple, au gradin du Tessin entre Quinto et Faido ¹. D'autre part Brückner constate également dans la répartition des barrières leur entière indépendance vis-à-vis de la structure géologique ; il considère ce fait comme l'argument le plus fort en faveur de leur genèse glaciaire et non pas fluviale ².

§ 23. *Objections générales contre la théorie du surcreusement.*

Il est évident que la partie la plus faible de la théorie du surcreusement est le phénomène des verrous et des bosses ; il a été le point de départ des premières attaques contre cette théorie. Je n'ai pas l'intention d'élever à nouveau ces objections ; bien qu'elles soient impressionnantes, elles ne peuvent, comme le phénomène d'ailleurs secondaire des monticules, ni éclairer, ni résoudre la question.

Un autre groupe d'objections concerne le phénomène des bassins terminaux, c'est-à-dire des lacs marginaux. Ces objections ne sont pas moins éloquentes. Je rappelle par

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 800.

² Penck, Brückner, l. c. p. 623.

exemple les raisonnements de Schardt ¹ qui a réussi à démontrer dans les lacs de Neuchâtel, l'existence des trois vallées parallèles, submergées par couples. Cette morphologie du fond lacustre est un argument très fort contre le développement de ces formes sous l'influence du creusement glaciaire. Ces objections ne concernent cependant que le phénomène de contre-pente dans les bassins terminaux ; elles n'ont pas été dirigées contre la base principale de la théorie du surcreusement, c'est-à-dire contre le principe de proportionnalité ; elles ont été repoussées par Brückner ² qui a démontré la faiblesse relative de la profondeur des bassins et de leur contre-pente en comparaison avec les masses de glace et leur pente générale.

Et pourtant dans les bassins terminaux il y a des phénomènes qui sont capables d'ébranler sérieusement la loi fondamentale de la théorie du surcreusement, la loi de creusement proportionnellement à l'épaisseur de la glace. Comme exemple je prendrai l'analyse morphologique de la région des bassins terminaux du glacier du Rhône. D'après les études de Brückner le glacier du Rhône avait sa langue principale terminale dans la région où se trouve aujourd'hui le grand Léman ; en aval il se partageait en deux langues du « Petit Lac » et la langue de Neuchâtel. Les masses de glace qui remplissaient la langue de Neuchâtel devaient traverser la ligne de faite préglaciaire du Mont-Jorat, et passant sur ce plateau en une masse de 400-500 mètres d'épaisseur, elles ne l'ont pas touché malgré une pente relativement très forte. Dans les bassins terminaux par contre, où les masses de glace étaient, il est vrai, deux fois plus épaisses, mais seulement, comme le constate

¹ Schardt : *Sur l'origine des lacs du pied du Jura suisse*. Arch. des sc. phys. et nat. Genève 1898. T. 4, p. 68 sqq.

Note complémentaire sur l'origine du lac de Neuchâtel. Bull. Soc. neuchâteloise, 1906, p. 186 sqq.

² Penck, Brückner, l. c. p. 593 sqq.

Brückner, grâce au barrage des glaces du Rhône par le mur du Jura et le glacier transversal de l'Aar, dans ces bassins terminaux le glacier a exécuté un surcreusement puissant de 550 m. dans le lac de Neuchâtel¹. Ce n'est pas tout ; tout près du lac surcreusé se trouvent, vers l'est un haut plateau que Brückner mentionne (Frienisberg, 820 m.) comme appartenant aux restes exceptionnels, laissés intacts par l'érosion de l'avant-pays préglaciaire².

Où est cette loi de proportionnalité entre la masse de glace et sa pente d'une part et la force de creusement de l'autre ? On pourrait citer nombre d'exemples semblables ; je rappellerai seulement le lac du Bourget. Mais je ne pense pas que l'on puisse, par des exemples négatifs, détruire une théorie basée naturellement sur des exemples favorables ; je soumettrai donc au contrôle tous les documents du surcreusement réunis dans l'œuvre *Die Alpen im Eiszeitalter*, afin d'acquérir une solide conviction sur la question de savoir si l'on avait le droit d'émettre ce principe : le surcreusement est proportionnel à l'épaisseur de la glace.

§ 24. *Disproportion entre l'épaisseur de la glace et les dimensions du surcreusement.*

Quelques données sur la limite supérieure de la glaciation du Rhône, de l'Aare, de la Reuss et de l'Oglio, d'autres pour les niveaux préglaciaires (d'après Brückner et Penck³) de ces vallées, enfin leurs profils contemporains ont servi à dresser des schémas graphiques qui ont donné l'épaisseur des glaces et les dimensions correspondantes du surcreusement. L'absence de données suffisantes m'empêche de prendre en considération les observations de Penck sur les Alpes orientales.

¹ Penck, Brückner, l. c. p. 590.

² Penck, Brückner, l. c. p. 472.

³ Penck, Brückner, l. c. p. 608 sqq., 613 sqq., 835.

Voici en chiffres les résultats de ces graphiques, donnés pour faciliter le contrôle :

Rhône	Épaisseur de la glace mètres	Pente du glacier ‰	Surcreusement. mètres
Furka	1000	3	650
Münster.	1500		600
Fiesch	1650		600
Brigue	1600	14	425
Sierre.	1450		650
Martigny	1530	0	530
Saint-Maurice	1225	25	550
Montreux	1200	8	700
Oglio			
Edolo.	1400	11	500
C. di Ponte	1350		450
Breno.	1300	23	300
Darfo.	1150		280
Lovere	1100	10	260
Iseo	1050	23	370
Aar			
Grimsel.	800	41	200
Guttannen.	1200		350
Meiringen.	1300	33	600
Brienz	1150		750
Beatenberg	1000	5	700
Thoune	700	9	500
Reuss			
Furka	250	15	50
Andermatt.	1000		200
Wassen.	1400	30	550
Amsteg.	1600		850
Fluelen	1300	22	850
Rigihochfluh	1150		850
Lucerne.	550	21	550

En complétant ces chiffres au moyen du tableau exécuté par Brückner pour le surcreusement des bassins lacustres¹,

¹ Penck, Brückner, lc. p. 590, 682.

j'ai obtenu des matériaux suffisants, ce me semble, pour résoudre la question de savoir s'il existe une loi de pro-

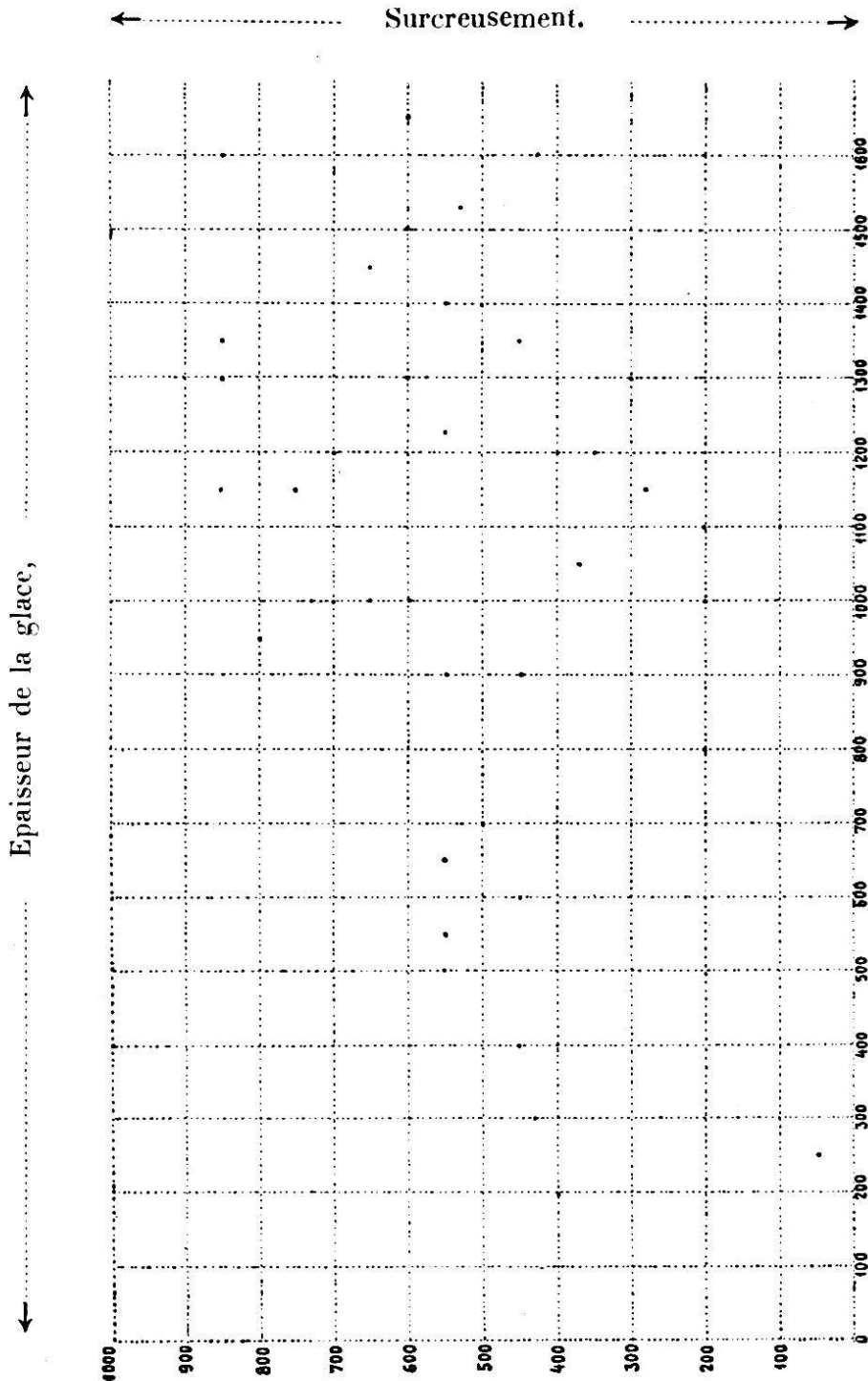


FIG. 2. — Epaisseur de la masse du glacier et son surcreusement.

portionnalité entre le creusement et l'épaisseur de la glace.

La comparaison graphique (fig. 2) de ces valeurs offre un chaos tel qu'il est impossible de tracer la courbe expri-

mant la relation entre l'épaisseur de la glace et la hauteur du surcreusement. La question n'exige pas de longues discussions. Si les surcreusements de dimension moyenne (400-600 m.) apparaissent avec une épaisseur de glace de 200 à 1650 m., inversement, à une masse de glace moyenne (1000 m. d'épaisseur) peut correspondre toute la série des surcreusements, de 200 à 800 m., il est donc clair que toute relation génétique entre ces quantités est complètement exclue.

§ 25. *Traces d'une cause tectonique des formes du surcreusement.*

Je ne puis cependant passer sous silence une certaine trace de relation que l'on ne peut mettre en doute. Elle apparaît, après réflexion, dans le graphique. Les petits surcreusements apparaissent, il est vrai, avec des épaisseurs de glace quelconques; aux grandes masses de glace correspondent tous les degrés du surcreusement; cependant, aux petites quantités de glace correspondent seulement des surcreusements peu importants et les plus grands apparaissent seulement avec les grandes masses de glace. En présence du manque de relation génétique entre la masse de glace et le surcreusement, on voit s'imposer l'hypothèse que les grands surcreusements sont le résultat des mêmes forces qui ont été la source d'une grande glaciation. Là où les grandes masses de glace étaient la conséquence nécessaire du glissement des glaciers, le surcreusement n'a pas eu lieu ou au moins il a été peu important. Les petites quantités de glace témoignent du manque de causes qui puissent les produire; elles apparaissent toujours accompagnées de petits surcreusements. Les documents de Brückner et de Penck ne conduisent pas à une loi de proportionnalité mais à cette hypothèse que la glaciation et le sur-

creusement sont la conséquence d'une seule et même cause ; et cette cause, il est difficile de ne pas le supposer, doit être d'origine tectonique.

§ 26. *L'influence de la pente.*

Les documents de Penck et de Brückner ne fournissent aucune objection contre la conclusion ci-dessus. A part l'épaisseur de la glace qui est, dans la théorie de Penck et de Brückner le principal pivot des lois du surcreusement, un facteur secondaire entre en ligne de compte : la pente des masses de glace. Le manque absolu de relation entre la pente et le surcreusement, illustré par l'exemple classique des bassins de Neuchâtel apparaît non moins clairement dans le tableau que j'ai exécuté pour l'ensemble du glacier du Rhône, de l'Aare, de la Reuss et d'Oglio. Parmi les valeurs, en général petites, du surcreusement de la vallée d'Oglio, les traces de proportionnalité entre le creusement et la pente sont indéniables ; par contre dans l'Aare supérieure, aux immenses masses de glace qui glissent avec une pente maximum correspondent des surcreusements minima, et les maxima relatifs de surcreusement dans la vallée du Rhône apparaissent en un parcours (Sierre-Martigny) où sur une distance assez longue il n'y a pas du tout de pente.

§ 27. *L'influence de la résistance des roches.*

On peut d'autant moins prendre en considération l'influence de la structure et de la résistance des roches sur les dimensions du surcreusement que la théorie du surcreusement néglige cette influence et signale plus d'une fois son absence. Il suffira d'indiquer la puissance du surcreusement dans le Léman supérieur, dans la région du

lac de Thun et l'inégale valeur du surcreusement à Wassen et à Guttannen dans les mêmes conditions de structure pour acquérir l'absolue certitude que ces influences, si elles existent, ne sont pas capables de modifier le résultat basé sur les travaux de Penck et de Brückner, à savoir qu'il n'y a pas de loi de proportionnalité entre le surcreusement et l'épaisseur de la glace.

Voilà à quel résultat m'ont conduit les documents de Penck et de Brückner, seules grandes bases de la théorie. Et le respect pour ce grand travail et la nécessité d'en combattre les résultats étaient décisifs pour le choix des moyens. Et pourtant on ne peut dissimuler que le résultat obtenu par cette voie était basé sur une série d'hypothèses, celles sur lesquelles s'appuie la théorie du surcreusement. Le fait d'admettre des pentes normales pour les niveaux des vallées préglaciaires et par conséquent la hauteur de ces niveaux est une de ces hypothèses; l'épaisseur des masses de glace et par suite les prétendues relations entre ces quantités, en est une autre. Ainsi donc, non seulement le rapport entre les masses de glace et les dimensions du surcreusement, mais aussi le manque de relation entre ces quantités est une hypothèse.

§ 28. *Gradins de confluence comme mesure du surcreusement.*

Il s'agit donc de trouver une voie absolument exacte, par laquelle on puisse suivre et résoudre le problème fondamental de la proportionnalité entre le creusement et les masses de la glace. La question des niveaux préglaciaires et par conséquent celle des dimensions du creusement constitue la plus grande difficulté dans ces recherches. Cette question, au moins dans l'état actuel, ne peut être résolue radicalement. Par contre dans les gradins de confluence

nous possédons un critérium indubitable pour la détermination de la différence du creusement de la rivière principale d'une part et de ses affluents de l'autre, durant le pléistocène. La hauteur des gradins de confluence nous donnera en conséquence la mesure relative du surcreusement de la vallée principale, indépendamment du fait de savoir si les niveaux préglaciaires des vallées ont été disloqués ou non. Je ne pense pas que l'on puisse élever une objection quelconque contre la question du critérium des dimensions du surcreusement ainsi posée. Je rappellerai seulement que tous les savants qui se sont occupés de la morphologie glaciaire sont allés beaucoup plus loin en employant les rebords supérieurs des gradins de confluence pour la reconstruction des niveaux préglaciaires. C'est ainsi qu'ont procédé Penck, Davis, Brückner, Garwood, Kilian et d'autres sans prendre en considération les creusements des niveaux préglaciaires dans les vallées latérales; quant à moi, je les fais entrer en ligne de compte considérant le gradin comme la conséquence et la mesure de la différence du creusement entre la vallée principale et la vallée latérale.

§ 29. *La superficie et la hauteur du bassin comme mesure de la glaciation.*

On peut également prendre en considération la masse de glace dans les vallées indépendamment de toute hypothèse sur sa limite supérieure, puisqu'elle est directement proportionnelle aux facteurs qui peuvent être rigoureusement déterminés. Ces facteurs sont : la grandeur du bassin et sa hauteur moyenne. A part ces critères absolument certains on peut considérer la mesure actuelle de glaciation des vallées alpines comme un tableau, naturellement réduit, de la situation durant le pléistocène. Les pentes des vallées actuelles par contre, auxquelles on peut

attribuer une influence sur la vitesse de mouvement des glaciers, ne peuvent, à mon avis, être prises en considération; elles n'ont pas en tout cas, au point de vue de la comparaison, la même valeur absolue que la hauteur et la grandeur du bassin. Non seulement les plus grands changements morphologiques se sont accomplis pendant le pléistocène dans les thalwegs, donc aussi dans les rapports des pentes des vallées; mais encore la pente des masses de glace dépendait en réalité d'un grand nombre d'autres facteurs qui pouvaient complètement paralyser l'influence de la pente des vallées sur la vitesse du glissement des glaciers pléistocènes. La vitesse de glissement des glaciers pléistocènes dépendait probablement, encore plus qu'aujourd'hui, avant tout de la masse de glace, et par conséquent de la hauteur et de la grandeur du bassin.

§ 30. Hauteur du bassin du Rhône.

L'ouvrage intitulé : *Wasserverhältnisse der Schweiz, Rhonegebiet*, I. Teil, 1898, a fourni des matériaux complets et publiés avec un soin extrême. En me basant sur ces documents, j'ai construit 75 courbes hypsographiques au moyen desquelles j'ai obtenu, pour le bassin du Rhône, ses diverses parties et ses affluents, les hauteurs moyennes. La deuxième partie fondamentale des matériaux a été obtenue en traçant les profils longitudinaux des vallées alpines d'après les cartes de l'*Atlas Siegfried*. J'ai exécuté ce travail dans l'Institut géologique du prof. Lugeon à Lausanne. Ces profils sont au nombre de 95, dont 60 pour le bassin du Rhône et 12 pour chacun des bassins de l'Aare, de la Sarine, et du Tessin. Pour le moment les matériaux relatifs au bassin du Rhône seront seuls employés. J'ajouterai que presque tous les profils ont été géologiquement coloriés. Je me suis servi, pour ce travail,

autant qu'il a été possible, de cartes spéciales géologiques¹, en général j'ai employé la *Carte géologique de la Suisse* 1 : 100 000 et j'ai profité continuellement des explications et des indications de M. Lugeon et de M. Argand, aussi bien en ce qui concerne les nombreuses théories établies par ces savants pour la structure des Alpes que pour l'influence des différents niveaux géologiques sur le relief. Bien que ce long et pénible travail, exécuté à l'Institut, d'où se sont élevés de si grands problèmes surtout tectoniques, n'ait pas été honoré de l'assentiment de son directeur, bien qu'on ait mis en doute la possibilité d'éclaircir d'une façon différente et par une voie nouvelle les problèmes du surcreusement, l'aide et le secours précieux que m'ont procurés le prof. Lugeon et ses collaborateurs MM. Argand, Jeannet et d'autres ont été illimités. J'en éprouve d'autant plus de reconnaissance pour cet admirable foyer de science.

§ 31. *Influence de l'exposition sur le développement des glaciers.*

En présentant les résultats des calculs de la hauteur du bassin du Rhône et de ses diverses parties, je reviens à mon sujet.

¹ Argand, *Carte géolog. du massif de la Dent-Blanche*, 1 : 50 000. Publiée par la Commission géol. Suisse 1908.

Baltzer, Der diluviale Aargletscher bei Bern, *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*, Nr. 30. 1896.

Favre et Schardt, Alpes du canton de Vaud et du Chablais. 1888. *Beiträge zur geol. Karte*, Nr. 22.

Gilliéron, Territoires de Vaud, Fribourg et Berne. 1883. *Beiträge zur geol. Karte*, Nr. 18.

Schmidt u. Preiswerk, *Karte der Simplongruppe*, 1 : 50 000. 1908.

Je me suis servi aussi des travaux de Jaccard jun., de Rollier, de Lugeon, de Mühlberg, et en général de la riche littérature et de la collection de cartes de l'Institut Lugeon, ouvert pour tous les collaborateurs avec une large libéralité, ailleurs inconnue.

TABLEAU I

Les surfaces, les hauteurs et le pour mille des glaciers
dans le bassin du Rhône.

Partie sud du bassin

Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers ‰	Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers ‰
Gerenbach	40·2	2338	372	Drance au confl.			
Egine	36·2	2430	303	du v. d'Arpettaz	620·4	2290	204
Merzenbach	5·8	1920	—	Vallée de Bagnes	295·8	2462	308
Blindental	18·9	2368	154	V. d'Entremont	302·3	2238	118
Rappental	16·0	2248	75	V. du Gd-St-			
Binnental	117·0	2228	99	Bernard	156·6	2326	89
Binna sup.	52·2	2344	118	Val Ferret	121·7	2248	179
Metti-Langtal	47·7	2342	114	Val d'Arpettaz	32·4	1982	22
Saltine	77·7	2060	108	Trient	155·8	2004	101
Gamseki	38·5	2212	82	Trient au confl.			
Viège	787·2	2606	359	du Triège	131·0	2048	120
Viège sup.	489·5	2702	414	Eau Noire	85·0	2056	68
Saas	253·6	2638	315	Eau Noire sup.	33·4	2254	98
Turtmann	108·0	2498	198	Trient glac.	32·1	2620	308
Navigenze	257·3	2292	172	Eau de Bérard	38·3	2042	66
Navigenze sup.	114·3	2664	302	Triège	10·9	2058	—
Val de Moiry	58·0	2588	161	Vièze	143·2	1614	22
Hérens	384·3	2396	217	Saufloz	21·2	2122	103
Hérens sup.	243·8	2534	268	Barmaz	23·3	1760	7
Hérémente	103·9	2466	175	Vièze au confl.			
Prinze	71·1	2136	110	du V. Morgins	100·1	1712	31
Dranse	678·4	2240	188	V. de Morgins	28·5	1630	—

Partie nord du bassin

Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers ‰	Bassins partiels	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers ‰
Rhône du Gletsch	50·8	2736	476	Liène	91·2	1942	61
Münsterbach	15·4	2498	228	Morge	72·2	1736	16
Fieschbach	83·9	2688	497	Lizerne	69·2	1946	74
Massa	205·1	2900	712	Avançon	86·3	1646	27
Naters	32·8	2018	49	Avançon sup.	43·6	1852	45
Mundbach	29·1	2124	53	R. de Cheville	28·3	1760	12
Baltschieder	42·5	2368	220	Gryonne	34·9	1422	—
Lonza	162·4	2364	235	Grande-Eau	144·9	1522	23
Dala	57·6	2026	26				

Le Rhône

Jusqu'au con- fluent de	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers ‰	Jusqu'au con- fluent de	Surface km ²	Hauteur m.	Glaciers ‰
Egine	118·2	2364	285	Dala	2323·4	2364	270
Münsterbach	188·9	2332	243	Liène	2817·5	2300	240
Rappental	299·7	2260	188	Prinze	3358·2	2240	228
Binna	415·0	2330	239	Drance	3755·6	2214	208
Massa	590·7	2240	188	Trient	4497·2	2196	201
Saltine	832·8	2422	311	Avançon	4782·7	2182	193
Gamseki	947·9	2320	284	Gryonne	5022·6	2142	185
Baltschieder	1780·0	2438	310	Léman	5220·1	2112	179
Lonza	1964·7	2390	289				

Afin de rendre visibles les conditions de la glaciation, j'ai placé aussi, à côté des chiffres indiquant la surface et la hauteur des bassins le ‰ des névés et des glaciers. Mais comme ce rapport, qui semblait direct, est également soumis à l'influence de la position géographique, j'ai mis à part les chiffres concernant la partie septentrionale du bassin du Rhône et ceux de la partie méridionale du dit bassin; enfin, dans un troisième tableau, j'ai placé ceux qui concernent le Rhône proprement dit. C'est dans ce dernier groupe, que se manifeste dans sa plus grande pureté la proportionnalité entre la hauteur du bassin et sa glaciation. Trois chiffres seulement troublent d'une façon peu sensible la proportionnalité de ces phénomènes; le chiffre du Rhône en amont du confluent du Gamseki est un peu trop élevé; en amont du confluent du Rappental et de la Massa, il est trop bas. Dans ces trois données apparaît le rôle des affluents. Le bassin de la Massa relativement grand et très riche en glaciers augmente la proportion de la glaciation du Rhône, la faible glaciation de la vallée de Conches et du Binnental abaisse le chiffre moyen de la surface des glaciers de tout le bassin. A part ces trois chiffres, le rapport en question est si simple que l'on peut exprimer la proportion des glaciers dans chaque

partie du bassin du Rhône par la formule suivante :

$$p = 179 \text{‰} + \frac{d_h}{2.5},$$

d_h étant la différence entre la hauteur moyenne du bassin du Rhône à l'embouchure du Léman et la hauteur de la partie du bassin pour laquelle on cherche le pour-mille de la surface des neiges et des glaces.

D'autres influences, celles-là climatiques, apparaissent quand on compare la partie septentrionale du bassin du Rhône avec la partie méridionale. La seconde est dans l'ombre, la première est exposée au soleil. Grâce à la puissance d'insolation, les vignes, les champs cultivés, les établissements humains y atteignent de plus grandes altitudes; les nombreux écroulements et les cônes de déjection descendent et repoussent le lit du Rhône vers la rive gauche. Dans l'étroite vallée de Conches, en amont de Fiesch, ces cônes de déjection constituent presque les seules positions favorables à l'établissement humain; c'est pourquoi presque tous ces établissements de Conches sont situés sur la rive droite. Ainsi tous les phénomènes extérieurs témoignent que le versant droit, le versant éclairé est le « côté climatique » (Wetterseite des Gebirges, d'après Löwl) de la vallée du Rhône, c'est le versant le plus riche en glaciers grâce à de plus fortes précipitations atmosphériques. La limite supérieure des forêts et celle des neiges éternelles et des glaciers se rapprochent dans cette région. Telles étaient mes réflexions en étudiant la proportion des glaciers dans les bassins latéraux des deux versants du Rhône, et pourtant le résultat des calculs définitifs de l'influence de l'exposition sur le développement des glaciers m'a paru être jusqu'à un certain point inattendu. Pour cette raison je le présente ici en abrégé.

	Surface	Hauteur moyenne	Surface des glac.
Versant droit du bassin.	1178,3 km ²	2186 m.	241 ‰
Versant gauche du bassin	2935,6 km ²	2323 m.	218 ‰

Il apparaît ainsi sans conteste que la glaciation du versant ensoleillé est incomparablement plus grande. La situation centrale ou marginale des lieux, qui selon Jegerlehner doit décider du niveau de la ligne des neiges ne peut suffisamment expliquer tous les phénomènes¹.

L'ensemble des influences provenant de la situation géographique et de l'exposition du bassin joue un rôle au moins aussi important. Le bassin de l'Egine et surtout celui du Gerenbach frappent par une augmentation de la superficie des glaciers en comparaison de la hauteur, c'est-à-dire malgré leur position centrale, par un abaissement de la limite du névé. On pourrait cependant expliquer l'anomalie constatée dans les bassins du Geren et de l'Egine par la vallée de l'Aare, qui, séparant les massifs de l'Aare et du Gothard, ouvre un accès plus libre aux courants océaniques du Nord, de même que par la large vallée de la Toce, qui n'exclut pas non plus des influences méridionales. Des influences semblables doivent sans doute augmenter la proportion des glaciers dans le bassin de la Saltine. Il suffit de comparer le bassin de la Saltine et celui du Triège : tous deux ont la même hauteur moyenne, l'un a 108⁰/₀₀ de glaciers, le second n'en porte pas trace. Mais aussi vers le bassin de la Saltine conduisent de tout part de larges cols, tandis que le bassin du Triège est fermé de tous côtés; il est à peine ouvert par un mince canyon juvénile qui le draine vers l'est. Le bassin du Mundbach fortement enserré par de hautes crêtes dirigées dans le sens du méridien et relié à la vallée du Rhône seulement par une gorge étroite, joue un rôle identique quoique à un moindre degré. Les influences défavorables de l'entourage orographique sur le développement des glaciers ont été les plus fortes dans les vallées de Moiry et du Grand Saint-Bernard, dans les hautes vallées d'Anniviers et de Turt-

¹ Jegerlehner : Die Schneegrenze in den Gletschergebieten d. Schweiz, *Beitr. z. Geophysik*. 1903. T. V. p. 486 sqq.

mann. Dans ces trois derniers bassins, nous devons attribuer la plus grande importance au fait qu'ils sont à l'abri des influences atmosphériques, puisque l'abaissement de la proportion des glaciers a affecté également ces bassins d'une superficie de plus de 100 km². En général les bassins plus importants se distinguent par un plus haut pour cent de superficie glacée. Et ainsi, dans ce coin du bassin du Rhône où les vallées de Moiry et de Turtmann frappent par le faible développement des glaciers, où les conditions défavorables à la formation des glaciers se traduisent par la « haute ligne des neiges », constatée par Jegerlehner, les bassins plus grands de la Viège et de la vallée d'Hérens ont une proportion de glaciers relativement grande. De même tous les grands bassins, tels que celui de la Dranse, du Trient et même celui de la Navigenze, dont les bassins partiels sont remarquablement pauvre en glaciers, se distinguent par une augmentation de la proportion des glaciers.

Toutes ces influences de situation et d'exposition du bassin apparaissent dans les graphiques (fig. 3); les nombreux écarts se distribuent symétriquement le long de deux lignes qui pourront être facilement tracées pour les deux versants du bassin du Rhône. Et nous voyons dans le dessin la supériorité de glaciation du versant droit du Rhône, supériorité qui augmente avec la hauteur des bassins. Nous voyons la supériorité de la glaciation des grands bassins qui apparaît puissamment et d'une façon exemplaire pour le bassin du Rhône. Cette augmentation de la glaciation dans les grands bassins doit naturellement être d'autant plus forte que la limite des neiges éternelles s'abaisse davantage; et l'on peut ainsi comprendre facilement les objections faite par Penck à la théorie de Kilian. On ne peut attribuer d'importance générale à l'hypothèse de Kilian, qui s'appuie sur la supposition que la vallée principale a été soumise à l'action des glaciers moins

longtemps que les vallées latérales et que, par ce fait, elle n'a pas été conservée sous le glacier, mais qu'au contraire, creusée plus puissamment et plus longuement par les eaux,

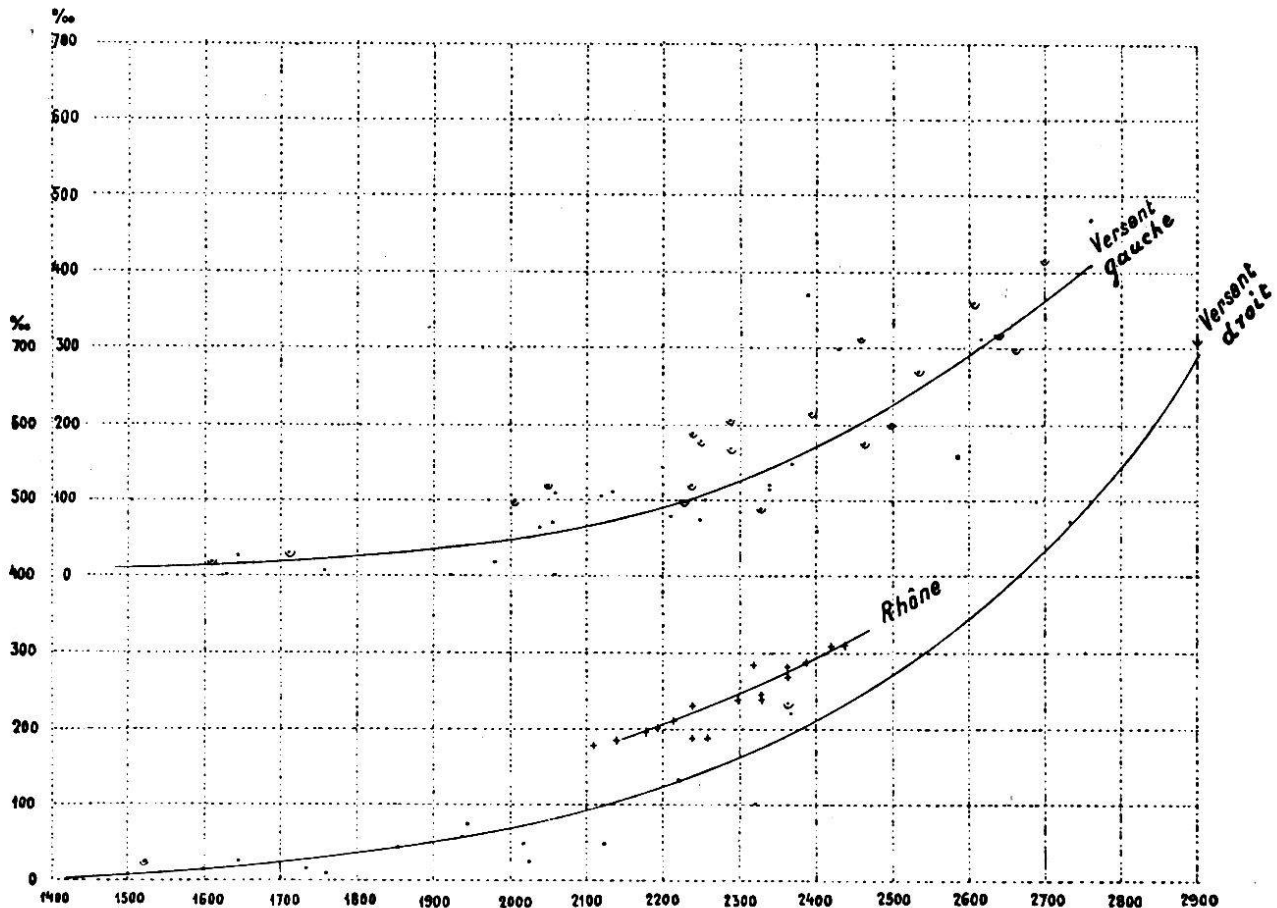


FIG. 3. — Courbes de la glaciation du bassin du Rhône en fonction de la hauteur, de la grandeur et de l'exposition du bassin. (Les croix indiquent les valeurs pour le Rhône, les points encadrés répondent aux bassins dont la surface dépasse 100 km².)

elle a été surcreusée. Les conditions qui sont à la base même de la théorie de Kilian¹ n'apparaissent sûrement pas d'une façon générale. Des conditions exceptionnelles, semblables, dans la disposition des glaciers de petites vallées ouvertes vers le Nord et l'Est, et le manque de gradins dans des vallées ouvertes vers le Sud et l'Ouest dans

¹ Pour les travaux de Kilian voir : *Bul. Soc. géol. France* 1900, p. 1003 ; *La Géographie*, juillet 1902 et décembre 1906 ; *C. R. de l'Ass. fr. p. l'Avancem. d. Sc.* 1908. Kilian a gardé jusqu'au bout son point de vue malgré la critique de Penck dans des *Alpen im Eiszeitalter*, p. 729.

le bassin supérieur du Tessin ont provoqué, à la même époque, un raisonnement identique dans le travail de Garwood¹.

§ 32. *Coefficients de la glaciation et des gradins de confluence.*

En nous basant sur les données ci-dessus nous pouvons reconstituer le tableau ou plutôt la mesure relative de la glaciation des vallées alpines pendant les périodes glaciaires. L'étendue de la glaciation de chaque vallée devait être proportionnelle : 1^o à la grandeur du bassin, 2^o à sa hauteur, 3^o aux conditions spéciales de son exposition. La proportion actuelle des glaciers est l'expression de ces conditions. Ce point de vue est absolument en conformité avec les opinions de tous les savants qui se sont occupés de la période glaciaire, et avant tout avec celles de Brückner et de Penck².

En partant de ce point de vue, j'ai calculé pour le bassin du Rhône et ses parties comme aussi pour les bassins de ses affluents trois coefficients de glaciation A, B, C. (Tableau II.)

A = f : 100 ; f exprime la surface du bassin en km².

B = fh : 250 ; h exprime la hauteur moyenne du bassin en kilomètres.

C = fl : 25 ; l exprime la proportion des glaciers en fractions décimales.

Entre A, B et C, il existe une relation étroite qui montre que la hauteur du bassin (coefficient B) ou son exposition (coefficient C) influent d'une façon favorable ou défavorable sur le développement de la glaciation.

¹ Garwood : On the origin of some hanging valleys. *Quart. Journ. of Geol. Soc.* 1902, p. 703.

² Penck, Brückner, lc. p. 1144.

TABLEAU II

Les coefficients de la glaciation et des gradins de confluence.

	Coefficient de glaciation du bassin			Coeff. du glacier de vallée C : A	Coeff. du gradin de confl. Différences de C : A	Hauteur du gradin de confluence m.	La pente du gradin moyenne de la vallée	
	A	B	C				‰	‰
Rhône-Gerenbach . . .	0.51	0.56	0.97	1.80	+0.30	310	155	88
Gerenbach	0.40	0.38	0.60	1.50	-0.30	300	88	137
Rhône-Egine	1.18	1.12	1.35	1.14	-0.08	—	—	49
Egine	0.36	0.35	0.44	1.22	+0.08	300	115	140
Rhône-Münsterbach . .	1.89	1.76	1.84	0.97	+0.04	—	—	37
Münsterbach	0.15	0.19	0.14	0.93	-0.04	250	312	272
Rhône-Merzenbach . .	2.09	1.95	1.97	0.94	+0.94	—	—	34
Merzenbach	0.06	0.04	—	—	-0.94	460	230	196
Rhône-Blindental . . .	2.15	2.00	1.98	0.92	+0.29	—	—	27
Blindental	0.19	0.18	0.12	0.63	-0.29	420	127	110
Rhône-Rappental . . .	3.00	2.71	2.25	0.75	+0.44	—	—	27
Rappental	0.16	0.14	0.05	0.31	-0.44	900	173	157
Rhône-Fieschbach . . .	3.18	2.88	2.29	0.72	-1.26	120	14	27
Fieschbach	0.84	0.90	1.67	1.98	+1.26	50	45	90
Rhône-Binnental . . .	4.15	3.87	3.97	0.95	+0.56	230	16	26
Binnental	1.17	1.04	0.46	0.39	-0.56	—	—	93
Binna supérieure . . .	0.52	0.48	0.25	0.48	+0.02	—	—	107
Metti-Langtal	0.48	0.45	0.22	0.46	-0.02	590	310	167
Rhône-Massa	5.91	5.29	4.44	0.75	-2.10	—	—	29
Massa	2.05	2.38	5.84	2.85	+2.10	640	149	126
Rhône-Naters	7.96	7.72	10.22	1.28	+1.10	—	—	27
Naters	0.33	0.26	0.06	0.18	-1.10	220	275	227
Rhône-Saltine	8.33	8.08	10.36	1.24	+0.80	—	—	27
Saltine	0.78	0.64	0.34	0.44	-0.80	(400)	290	167
Rhône-Mundbach . . .	9.10	8.64	10.71	1.18	+0.97	—	—	26
Mundbach	0.29	0.25	0.06	0.21	-0.97	860	269	167
Rhône-Gamseki	9.48	8.89	10.77	1.13	+0.79	—	—	26
Gamseki	0.38	0.34	0.13	0.34	-0.79	960	200	174
Rhône-Viège	9.93	9.21	10.88	1.09	-0.35	—	—	23
Viège	7.87	8.21	11.31	1.44	+0.35	—	—	33
Viège supérieure . . .	4.89	5.29	8.11	1.66	+0.40	200	61	27
Saas	2.54	2.68	3.20	1.26	-0.40	740	80	55
Rhône-Baltschieder . .	17.80	17.36	22.07	1.24	+0.36	—	—	23
Baltschieder	0.42	0.40	0.37	0.88	-0.36	1540	191	191
Rhône-Lonza	19.65	18.78	22.71	1.15	+0.19	—	—	19
Lonza	1.62	1.54	1.53	0.96	-0.19	560	110	65

	Coefficient de glaciation du bassin			Coeff. du glacier de vallée C : A	Coeff. du gra- din de confl. Différences de C : A	Hauteur du gradin de confluence m.	La pente du gra- din moyenne de la vallée	
	A	B	C				%	%
Rhône-Turtmann	21.50	20.43	24.26	1.13	+0.34	—	—	18
Turtmann	1.08	1.08	0.85	0.79	-0.34	790	188	101
Rhône-Dala	23.23	21.97	25.09	1.08	+0.98	—	—	17
Dala	0.58	0.47	0.06	0.10	-0.98	580	104	132
Rhône-Navigenze	24.67	23.19	25.26	1.02	+0.34	80	33	17
Navigenze	2.57	2.36	1.77	0.68	-0.34	460	77	60
Navigenze supér.	1.14	1.22	1.35	1.18	+0.54	390	69	59
Val. de Moiry	0.58	0.60	0.37	0.64	-0.54	700	123	108
Rhône-Liéne	28.17	25.92	27.05	0.96	+0.72	—	—	15
Liéne	0.91	0.71	0.22	0.24	-0.72	(400)	(70)	119
Rhône-Hérens	29.24	26.32	27.25	0.93	+0.06	—	—	14
Hérens	3.84	3.68	3.34	0.87	-0.06	(450)	(128)	56
Hérens supér.	2.44	2.47	2.61	1.07	+0.37	270	123	60
Héremence	1.04	1.02	0.73	0.70	-0.37	640	139	92
Rhône-Prinze	33.58	30.09	30.63	0.91	+0.49	—	—	14
Prinze	0.71	0.61	0.31	0.42	-0.49	420	233	162
Rhône-Morge	34.29	30.73	31.01	0.90	+0.26	—	—	14
Morge	0.72	0.50	0.46	0.64	-0.26	(600)	(120)	138
Rhône-Lizerne	35.05	31.20	30.99	0.88	+0.59	—	—	13
Lizerne	0.69	0.54	0.20	0.29	-0.59	(720)	(144)	128
Rhône-Drance	37.56	33.26	31.25	0.83	+0.08	—	—	11
Drance	6.78	6.08	5.10	0.75	-0.08	140	23	49
Drance-V. d'Arpetta	6.20	5.68	5.06	0.81	+0.72	—	—	53
Val. d'Arpetta	0.32	0.26	0.03	0.09	-0.72	620	344	171
Drance de Bagnes	2.96	2.91	2.89	0.98	+0.51	90	37	65
Drance d'Entremont	3.02	2.64	1.43	0.47	-0.51	—	—	60
Val. Saint-Bernard	1.57	1.46	0.56	0.36	-0.35	—	—	75
Val. Ferret	1.22	1.09	0.87	0.71	+0.35	280	76	77
Rhône-Trient	44.97	39.50	36.16	0.80	+0.40	—	—	11
Trient	1.56	1.25	0.63	0.40	-0.40	260	70	97
Trient-Triège	1.31	1.07	0.63	0.48	+0.48	60	100	107
Triège	0.11	0.09	—	—	-0.48	500	417	264
Eau noire	0.85	0.70	0.23	0.27	-0.98	80	80	117
Trient torrent du glacier	0.32	0.34	0.40	1.25	+0.98	210	210	117
Eau noire de Glacier de Fonds	0.33	0.30	0.13	0.39	+0.13	590	271	145
Eau de Bérard	0.38	0.30	0.10	0.26	-0.13	—	—	97

	Coefficient de glaciation du bassin			Coeff. du glacier de vallée C : A	Coeff. du gradin de confl. Différences de C : A	Hauteur du gradin de confluence, m.	La pente du gradin moyenne de la vallée	
	A	B	C				‰	‰
Rhône-Avançon.	47·83	41·75	36·93	0·77	+0·67	45	10	10
Avançon	0·86	0·57	0·09	0·10	-0·67	—	—	118
Avançon supér.	0·44	0·32	0·08	0·18	+0·15	310	148	165
R. de Cheville	0·28	0·20	0·01	0·03	-0·15	350	152	122
Rhône-Vièze.	48·72	42·19	37·03	0·76	+0·67	—	—	10
Vièze	1·43	0·92	0·13	0·09	-0·67	140	165	104
Vièze supérieure	1·00	0·69	0·12	0·12	+0·12	—	—	119
Val. de Morgins	0·28	0·19	—	—	-0·12	650	176	120
Vièze de Sauflaz	0·21	0·18	0·09	0·43	+0·17	240	240	209
Vièze de Barmaz	0·23	0·16	0·06	0·26	-0·17	90	190	152
Rhône-Gryonne.	50·23	43·03	37·17	0·74	+0·74	—	—	10
Gryonne	0·35	0·20	—	—	-0·74	640	133	105
Rhône-Grande Eau.	50·61	43·23	37·05	0·73	+0·64	—	—	10
Grande Eau	1·45	0·88	0·13	0·09	-0·64	200	105	57

C'est au coefficient C que j'attribue la plus grande importance et je l'emploierai par la suite, quoique les résultats obtenus par ce moyen ne soient pas essentiellement différents de ceux que donnerait l'emploi des coefficients A ou B.

Le coefficient C est la mesure des masses de glace qui se développent à la surface du bassin dans les conditions données ; par contre la quantité de glace qui descendra l'aval dans la vallée sera d'autant plus grande que le rapport C : A sera plus élevé. Ce rapport est valable, à mon avis, pour chacune des parties du bassin du Rhône et de ses affluents. L'examen de ce rapport jette une lumière curieuse sur le tableau de la glaciation quaternaire. Et ainsi il appert de la fig. 4 que le glacier du Rhône, dans sa partie supérieure, à peu près jusqu'à Reckingen était fortement alimenté, en aval il se rétrécissait violemment, et le tribut du glacier de Fiesch n'a pu complètement y remédier. Seul l'afflux des masses puissantes du glacier de

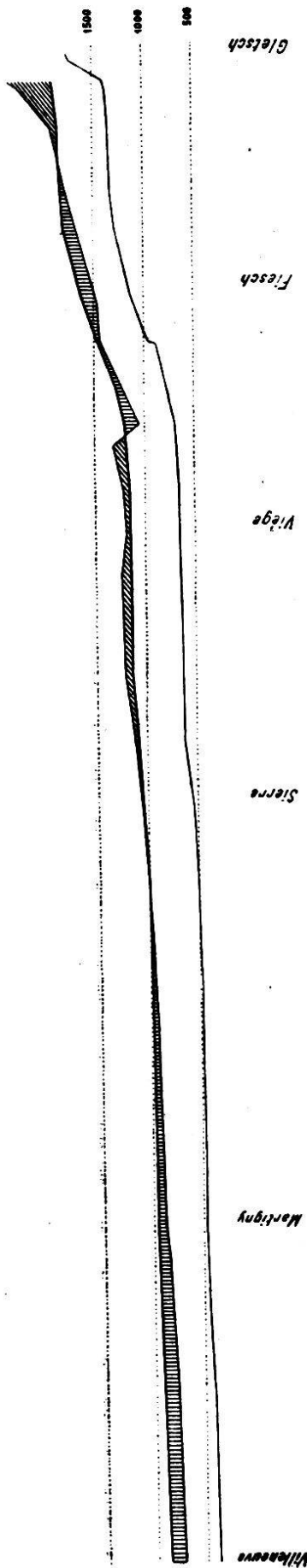


FIG. 4. — Coefficient de la glaciation quaternaire dans la vallée du Rhône. (Les hachures obliques indiquent le coefficient positif, les hachures verticales le coefficient négatif.)

la Massa, puis du glacier du bassin de la Viège a été si efficace que dans la vallée du Rhône et jusque dans les environs du confluent de la Combe de Rechy, des masses de glace plus que normales pour la surface donnée du bassin se sont écoulées. Pourtant, en aval de ce point l'accroissement des masses de glace était constamment plus petit que celui du bassin, d'où la conclusion que le glacier diminuait lentement mais continuellement ; les grands affluents comme le Val d'Hérens et la Dranse n'ont pu échanger ces rapports.

Ce tableau hypothétique basé sur la théorie du parallélisme entre les phénomènes de la glaciation actuelle et ceux de la glaciation quaternaire explique un détail de la morphologie du surcreusement, resté obscur jusqu'à ce jour, à savoir le gradin dans la vallée du Rhône entre Mörel et Fiesch. Il résulte de mon tableau (coefficients C et $C : A$) que les masses de glace dans la vallée du Rhône, sous l'influence du glacier de Massa, ont augmenté jusqu'au-delà du double, et par ce fait il est compréhensible qu'en amont de Mörel la vallée du Rhône forme un puis-

sant gradin. En même temps la genèse du gigantesque gradin dans la vallée de la Massa ou de la Naters devient moins claire ; il est d'autant plus difficile de comprendre, du point de vue de la théorie du surcreusement, l'absence de gradin dans la vallée du Rhône en amont du confluent de la Viège, ou d'élargissement en aval. L'élargissement de la vallée du Rhône en aval de la Navigenze ou de Saint-Maurice, où le glacier du Rhône subissait une constante diminution, est également incompréhensible. Est-ce que pourtant les masses d'eau sous-glaciaire ne s'élevaient pas simultanément en ces endroits d'une façon plus violente ?

Revenons aux gradins de confluence en tant que phénomènes de surcreusement. Le rapport $C : A$ exprimant la masse de glace par unité de surface de bassin me semble être la seule mesure de l'épaisseur de la glace dans la vallée donnée ; et par ce fait les différences du rapport $C : A$ dans deux vallées unies entre elles sont la mesure de l'action de ces masses de glace sur elles. Ces différences, je les appelle le coefficient du gradin. Là où le coefficient est positif le développement d'un gradin est exclu d'après les principes de la théorie du surcreusement ; le gradin de confluence et ses dimensions doivent être par contre proportionnels à la grandeur négative du coefficient du gradin.

§ 33. *La conception du gradin de confluence.*

Les positions du tableau sont expliquées ci-dessus (voir Tableau II, p. 119). La hauteur des gradins est déterminée d'après les profils dont j'ai déjà parlé (v. p. 110 § 30). Cependant la conception du gradin dont je me suis servi exige quelques mots d'explication. J'appelle gradin toute forme limitée en aval et en amont par une pente plus douce. Ces formes sont presque exclusivement liées à la roche, pour-

tant je n'ai pas écarté les exceptions peu nombreuses où ces formes apparaissent dans le terrain d'accumulation. C'est par ce moyen que j'explique la position du gradin dans la vallée du Rhône en amont du confluent de la Navigenze (Pfinnwald). La reconstruction des gradins présentait une autre difficulté. Toute une série de vallées : Leuk, Liène, Morge, Lizerne sur la rive droite, Saltine, Gamseki, Navigenze, Hérens, Prinze, Trient sur la rive gauche, ont coupé l'ancien gradin par une puissante gorge d'érosion ; si l'on voulait donner les dimensions du gradin il fallait prendre en considération le niveau des terrasses plates et des épaulements qui s'élèvent parfois à quelques centaines de mètres au-dessus du fond de la gorge ; c'est ainsi que j'ai procédé pour les gradins cités et dans leurs vallées on a pris cette correction en considération. Je l'ai fait pourtant uniquement en vue de l'analyse des lois de surcreusement et non sans de graves doutes. La cause de ces doutes apparaît clairement dans les bassins composés. La vallée de la Borgne d'Hérens se joint à la vallée du Rhône par une gorge d'érosion de plus de 400 m. de profondeur ; les épaulements au-dessus de la gorge d'Hérens et au-dessus de la vallée du Rhône se trouvent à une hauteur de 920 m. en chiffres ronds. Cette hauteur répond-elle à un niveau quelconque préglaciaire ou interglaciaire dans lequel les glaciers d'Hérens se joignaient au glacier du Rhône ? Il n'en est nullement ainsi ; à 150 m. au-dessous et 6 km. en amont, au confluent d'Hérémente et d'Hérens, il existe des traces tout à fait nettes du séjour du glacier dans l'allure circulaire des courbes de niveau. Malheureusement je n'ai pas examiné la situation sur le terrain et je n'ai pas davantage l'espoir de pouvoir visiter bientôt ces régions ; je désirerais que ces conditions personnelles me justifient et je ne dissimulerai mon impression : la gorge d'érosion de la Borgne d'Hérens n'est pas une conséquence du creusement dans le gradin de con-

fluence, qui était un produit du surcreusement, mais elle est due à un mouvement tectonique qui, après le recul des glaciers a surélevé la région du confluent d'Hérens. Les mêmes incertitudes me viennent lorsque j'examine sur la carte le confluent du Trient et des autres rivières. Ce sont pourtant des doutes très hardis et en même temps des hypothèses très faiblement fondées, c'est pourquoi je ne les prends pas en considération, lorsqu'il s'agit de savoir si et jusqu'à quel point les gradins de confluence sont soumis aux lois de la proportionnalité entre le creusement et l'épaisseur de la glace.

§ 34. *Manque de relation entre le coefficient du gradin et le développement des gradins.*

Le dessin (*Fig. 5.*) rend visible la relation entre la hauteur et le développement du gradin d'une part et l'im-

Hauteur des gradins.

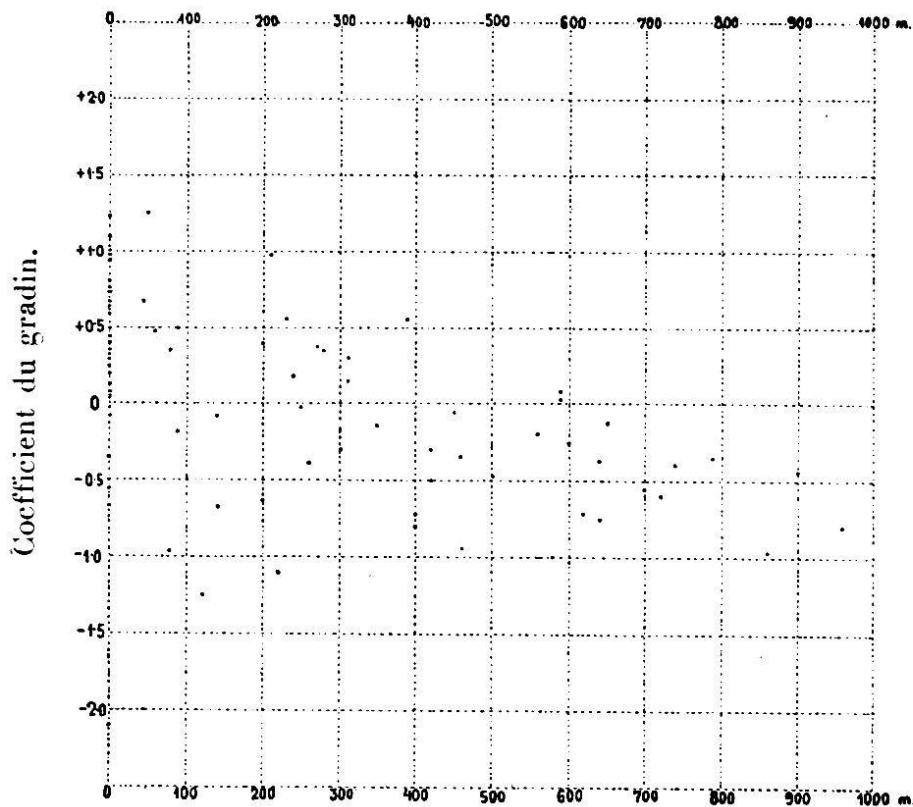


FIG. 5. — Coefficient des gradins de confluence.

portance favorable et défavorable du coefficient du gradin de l'autre. Le résultat de ces recherches est aussi négatif que celui des recherches de la relation entre l'épaisseur de la glace et les dimensions du surcreusement d'après les documents de Brückner et de Penck. Les faits suivants parlent en faveur du manque de relation directe entre le coefficient du surcreusement et les gradins de confluence : 1° la quantité considérable (27 %) d'embouchures concordantes malgré les coefficients négatifs du gradin qui atteignent les plus grandes valeurs ; 2° la grande quantité de gradins (35 %) malgré les coefficients positifs qui là également atteignent leurs plus grandes dimensions ; 3° les hauteurs des gradins correspondant à des coefficients négatifs sans accuser de relation claire avec la grandeur du coefficient ; à un coefficient négatif relativement faible (0-0,5) correspond toute une série de hauteurs des gradins.

Nous pouvons clore ce résultat négatif de nos recherches comme nous l'avons fait pour l'examen des documents de Brückner et de Penck, c'est-à-dire par une deuxième remarque sur une certaine relation qui existe entre la glaciation et les gradins et qui ne peut être niée. Les très hauts gradins au-dessus de 600 m. apparaissent toujours à la faveur de coefficients négatifs, et aux petits gradins correspond toute une série de coefficients. Mais ici une autre considération entre en jeu. Parmi les 86 confluent réunis dans mon tableau 31 % méconnaissent complètement les lois du surcreusement, 39 % qui correspondent plus ou moins aux lois du surcreusement, proviennent presque uniquement de l'observation des affluents, 30 % qui obéissent complètement aux lois de Penck et Brückner appartiennent à la vallée du Rhône. Les traces de concordance des phénomènes avec les lois du surcreusement apparaissent dans la vallée principale ; son aspect a été la source de la théorie du creusement glaciaire, dont on ne trouvera pourtant les lois et les proportions

ni dans la vallée latérale ni dans la vallée principale. Et une fois encore je suis obligé de revenir à l'hypothèse déjà émise que le paysage surcreusé comme aussi la glaciation ont une seule et même cause de nature tectonique. C'est ainsi que l'on pourrait expliquer les phénomènes de dépendance secondaire entre la glaciation et les formes de surcreusement aussi bien que la pente mieux aplanie de la vallée principale, parce qu'ici les eaux sous-glaciaires, interglaciaires et postglaciaires pouvaient réagir le plus efficacement contre les mouvements tectoniques.

§ 35. *Gradins sans confluence.*

Ce n'est pas seulement le manque de proportionnalité entre le creusement et l'épaisseur de la glace au point de jonction des vallées glaciaires qui constitue un argument contre les lois du surcreusement. Les gradins qui apparaissent dans le profil longitudinal des vallées là où leur présence ne peut être expliquée ni justifiée par aucun processus d'érosion sont encore un autre argument important contre la théorie de l'érosion glaciaire.

Brückner rappelle l'existence de gradins en dehors des confluents et les classe dans la cinquième catégorie¹; ce sont des formes complètement indépendantes et de la structure géologique et de l'augmentation de la masse de glace, Brückner en voit la cause dans les différences de la force d'érosion du glacier, mais c'est en vain que l'on cherchera la cause de ces changements soudains dans la force du creusement glaciaire. L'importance prétendue infime du phénomène des gradins, sur laquelle Brückner attire l'attention, ne peut renforcer ce point faible de la théorie du surcreusement et cela non seulement parce que Brückner se sert de l'hypothèse d'une immense épaisseur des glaciers pléistocènes, mais aussi parce qu'il prend comme

¹ Penck-Brückner *loc. cit.* p. 621 sqq.

point de comparaison non les gradins sans confluence (souvent hauts de 4 à 500 m.) mais les verrous et les bosses en général moins élevés (Kirchet, Saint-Maurice).

Pourtant ces gradins hors de confluence que l'on peut classer presque tous dans la cinquième catégorie des gradins de Brückner ne sont pas un phénomène exceptionnel, mais au contraire dominant. Dans le haut bassin du Rhône sur 51 gradins de confluence qui ont été l'objet de la discussion précédente plus de 60 sont des gradins hors de confluence.

La solution du problème du paysage glaciaire n'est pas dans le phénomène des gradins de confluence. Tous les gradins des vallées glaciaires présentent un groupe un et indivisible de phénomènes plus ou moins indépendants du développement et des dimensions de la glaciation.

IV. Les anciens réseaux fluviaux du Rhône.

Les phénomènes de capture.

§ 36. Notions générales sur l'auge double et quadruple.

Les travaux de Hess ont jetté beaucoup de lumière sur l'essence même de la genèse des gradins. J'ai déjà eu l'occasion (§ 4-6) d'indiquer dans le premier chapitre de cette étude les résultats des recherches de ce savant ainsi que les objections qui lui ont été faites par les glacialistes. Ces objections, comme nous avons eu l'occasion de le prouver n'ont pas de base assez solide. La différence chronologique des niveaux de Hess et de Brückner n'a aucune importance essentielle étant donné que cette chronologie de Brückner est contestable. Et ceci aussi bien pour les débris des vallées de la période interglaciaire prétendue Mindel-Riss, que pour les fonds des vallées préglaciaires dont l'âge préglaciaire n'a pas été prouvé d'une façon absolue.