

Isobases quaternaires du bassin du Rhône : essai sur la genèse de l'époque glaciaire alpine

Objekttyp: **Chapter**

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

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

Heft 172

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

V. Isobases quaternaires du bassin du Rhône. Essai sur la genèse de l'époque glaciaire alpine.

§ 51. *Les anciens profils longitudinaux comme témoins des mouvements épeirogéniques.*

Les études de Gilbert¹ sur les terrasses courbées du lac Bonneville ont établi dans la science l'idée des mouvements épeirogéniques ou continentaux en opposition aux plissements. La conception des mouvements continentaux² était connue depuis longtemps, et même nommée ainsi par Studer, déjà dans la première moitié du XIX^e siècle. Le problème de Gilbert consiste avant tout dans l'application d'une nouvelle méthode morphologique de recherches sur les mouvements lents de l'écorce, méthode dont le point de départ n'est pas l'horizontalité primitive des couches, mais la relation hypsométrique des formes d'érosion et d'accumulation avec la courbe d'équilibre normale. L'application presque exclusive de cette méthode par la nouvelle école géographique a donné plusieurs résultats tout à fait inattendus au point de vue des recherches géologiques contemporaines³.

1. Gilbert : Lake Bonneville. *U. S. Geol. Surv. Monogr.* N° 1. 1890 ; Chamberlin and Salisbury : *Geology* I p. 337.

2. Studer : *Lehrbuch der phys. Geographie.* Bern, Chur, Leipzig 1844-47. v- T. II, p. 191 et T. I. p. 369, où sont développées les idées sur les mouvements continentaux, basées sur les formes des terrasses marines ; p. 353, où l'on trouve l'idée de pénéplaine ; p. 361 sur la périodicité de l'érosion ; en un mot Studer est le père oublié de la morphologie moderne.

3. Dolfuss. Relation entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. *Ann. de Géogr.* 1900. p. 313 s. 413 s. Dans cet ouvrage Dollfuss a créé une méthode géologique ingénieuse pour la recherche des mouvements épeirogéniques, mais qui cependant ne peut pas être appliquée aux études sur les mouvements pléistocènes. Les principes de la méthode de Dollfuss ont déjà été formulés par de Lapparent. Voir Mém. de la Carte géol. de France 1879.

La question de savoir si les mouvements pléistocènes se sont propagés sur le plateau suisse et ont pénétré dans l'intérieur des vallées alpines était décisive pour la théorie du surcreusement glaciaire. Les études sur le plateau ont donné des résultats négatifs pour la théorie du surcreusement, et ont rendu probable la dislocation récente de l'avant-pays alpin.

En suivant les formes du surcreusement des vallées alpines et en étudiant leurs rapports morphométriques nous avons souvent trouvé des symptômes et des traces de mouvements tectoniques dans l'intérieur des Alpes. Mais c'est seulement une reconstruction des vieux profils longitudinaux des vallées alpines qui peut permettre d'affirmer ou de nier l'existence de mouvements tectoniques sur ce territoire.

Brückner¹ attribue la même importance aux profils préglaciaires longitudinaux des vallées alpines, à la reconstruction desquelles il consacre un chapitre de son œuvre. J'ai déjà démontré (§ 38) qu'on ne peut pas avoir confiance dans la méthode d'utilisation des matériaux hypsométriques des terrasses, dont s'est servi Brückner pour la reconstruction des profils. Les talwegs de Brückner situés de 100 à 400 m. au-dessous du niveau des terrasses observées devraient être tout à fait hypothétiques, d'autant plus que d'après ces données la courbe d'érosion du Rhône préglaciaire devrait avoir, sur un parcours de 50 km. une pente de $3\frac{1}{2}$ ‰. L'erreur probable de reconstruction ne dépasse-t-elle pas de beaucoup les dimensions hypsométriques des formes? J'ajoute que les matériaux de Brückner manquent d'uniformité et ne peuvent, pour la plupart, pas être contrôlés. Hess a également exprimé une opinion semblable sur la reconstruction des vallées préglaciaires par Brückner.

¹ Penck-Brückner *lc.* p. 603-48, v. 566 sqq.

§ 52. *Anciens profils longitudinaux du Rhône
d'après Hess.*

Les matériaux de Hess, dont la grande valeur a été démontrée dans le chapitre précédent, forment la base de mes conclusions que voici. Tout d'abord, cependant, je désirerais faire quelques remarques sur l'essai de reconstruction des profils longitudinaux du Rhône quaternaire par Hess. Le matériel de Hess, sans doute, n'a pas d'égal dans la littérature, autant pour l'étendue que pour la valeur scientifique. Personne n'est plus que lui qualifié pour ces études de reconstruction. Pourtant on constate dans tout son ouvrage une certaine réserve ou plutôt une certaine timidité devant les conséquences de ces conclusions. Hess, qui a tracé 108 profils transversaux n'a pas même essayé de reconstruire en graphique un profil longitudinal. Mais il y a plus. Hess soutient que toutes ses observations rendent improbable l'évolution des vallées jusqu'au profil d'équilibre, ce qu'affirme Brückner. Il affirme même que l'irrégularité des anciens profils longitudinaux devient une règle, qu'il ne sait pas expliquer et dont pourtant il ne tire pas de conséquences². Enfin la table II³ de son ouvrage illustre par des chiffres les profils longitudinaux du Rhône. C'est ici qu'on voit le mieux l'aversion de Hess pour les profils courbés. Tout d'abord il diminue les irrégularités réelles de la pente en divisant la vallée du Rhône en sections moins caractéristiques; puis, où les pentes lui semblent trop grandes ou trop petites, il déplace les limites des sections et les situe arbitrairement plus haut ou plus bas pour éviter les résultats qui semblent l'effrayer. Il suffit de constater que sur 53 positions qui servent à reconstruire les anciennes vallées du Rhône (I-IV, rive droite et gauche de la vallée), 26

¹ Hess : Alte Talböden. *Z. f. Gletscherkunde* II. p. 329.

² Hess, *loc. cit.* p. 330.

³ Hess, *loc. cit.* p. 360.

n'ont pas été calculées d'après les points finaux. Entre les positions ainsi modifiées il y a 2 sections horizontales et 3 sections avec contre-pente (vallée préglaciaire Mühlibach-Brig, rive gauche; vallée du Günz, de Reckingen à Mühlibach, rive droite; vallée du Riss, de Brigue à Raron, rive droite).

§ 54. *Contrôle graphique des matériaux de Hess.*

Je me rends très bien compte des difficultés et des incertitudes que présente la reconstruction des formes anciennes des vallées; pourtant une critique méthodique, appliquée à ces doutes, en définit l'importance et la valeur; on peut en tenir compte, on ne doit jamais reculer devant eux. Dans ce cas, la valeur des matériaux est décisive. Toute mon expérience parle donc en faveur des matériaux de Hess. Pour m'assurer encore une fois de leur valeur, j'ai exécuté 11 profils transversaux (12 0/0 des matériaux de Hess) d'après l'atlas Siegfried. J'ai choisi, pour mes profils, des lignes caractéristiques du relief et je trouve remarquable que dans 10 cas mes lignes sont identiques à celles de Hess (nos 9, 14, 17, 23, 24, 28, 33, 38, 40, 41); dans un cas seulement j'ai pris une ligne rapprochée de la ligne n° 5 de Hess. Cette conformité ne laisse pas de doute quant à la valeur des matériaux choisis. Les formes de mes profils de contrôle sont pour la plupart tout à fait identiques à celles de Hess; les petites différences dans quelques cas sont causées par une certaine divergence des lignes. Cependant le profil n° 23 ne ressemble pas au profil analogue de Hess, ce qu'on peut attribuer peut-être à une faute typographique¹.

¹ Le contrôle des fautes typographiques dans les chiffres des matériaux de Hess, quoique désirable, est impossible, non seulement parce que les profils transversaux de Hess sont réduits photographiquement et pour la plupart illisibles, mais aussi probablement, à cause d'une déformation de perspective qui diminue la conformité des chiffres aux graphiques (voir les profils nos 13 et 61).

Je dois ajouter qu'en général presque tous mes profils montrent des lisières plus nombreuses que les profils de Hess ; enfin ce savant reconnaît, en y insistant, qu'il ne lui était pas possible de ne paralléliser partout que quatre paires de lisières, de profil en profil. Les autres étaient donc des courbures locales du versant. Les petites erreurs des matériaux de Hess n'en peuvent pas diminuer la valeur, surtout après les résultats positifs, exposés au chapitre précédent, et que j'ai obtenus en prenant pour base justement ces matériaux.

§ 55. *Essai de reconstruction des anciens profils longitudinaux des réseaux du Rhône.*

En cherchant à reconstruire la vallée du Rhône dans ses quatre phases pléistocènes, j'ai déjà d'avance renoncé à la restitution des talwegs du Rhône, idée qui servait de guide à Brückner et qui n'était pas non plus étrangère à Hess. Elle a été la cause de fautes nombreuses, qui résultent non seulement de l'abaissement arbitraire du niveau des terrasses, mais aussi de la supposition tout à fait fautive que ce qui est l'axe actuel de la vallée du Rhône est resté à la même place depuis les temps préglaciaires. La largeur moyenne de la vallée préglaciaire était, à en juger d'après ce qui en reste, de plus de 10 km. ; la vallée contemporaine n'en a pas même 2. Peut-on donc, en présence d'une telle différence de largeur, supposer une stabilité de la position et de la direction de l'axe ? Selon moi, il n'y a que la méthode comparative, uniforme et exacte qui soit admissible quand il s'agit de reconstruction, et je pense que seuls les niveaux de terrasses observés peuvent être employés comme matériaux de reconstruction. Toutes les lisières observées par Hess ont été rapportées par moi à un axe de coordonnées et, en admettant que la lisière la plus basse (observée sur la rive droite ou gauche) corres-

pond au reste le plus proche de l'axe, j'ai relié toutes les basses lisières des quatre niveaux ; j'ai alors obtenu quatre lignes que je considère comme des profils longitudinaux du Rhône préglaciaire (S) et des Rhônes du Günz (G), du Mindel (M) et du Riss (R). La Pl. 1 représente les profils ainsi construits, ainsi que le profil actuel du Rhône, qui peut être considéré comme le fond préglaciaire du Würm, modifié par l'accumulation contemporaine. J'ajoute encore, en manière de commentaire, que les chiffres indiqués au-dessous des profils longitudinaux du Rhône représentent les numéros des profils transversaux de Hess. Ces lignes fortement incurvées ont une régularité frappante. Les plus fortes anomalies des profils longitudinaux apparaissent entre les points 12 et 17 du profil, c'est-à-dire entre Mühlbach et Brigue, puis entre les points 22 et 26 entre Turtmann et Sierre, et enfin entre les points 35 et 40, de Martigny à St-Maurice. N'est-il pas frappant que les anomalies plus fortes de toutes les terrasses pléistocènes, des plus anciennes aux plus récentes apparaissent aux points, où la vallée actuelle présente les plus grandes ruptures de pente. Bien que l'analogie des sections inférieures ne soit pas complète, la ressemblance de la section supérieure (entre les profils n^{os} 12 et 17) dans tous les niveaux pléistocènes est si parfaite qu'on doit lui attribuer la plus grande importance. Voici des chiffres qui illustrent les indices communs des vallées du Rhône.

SECTION DU PROFIL	PENTE DE LA VALLÉE DU RHÔNE				
	Actuelle	Riss	Mindel	Günz	Pré-glaciaire
	‰	‰	‰	‰	‰
N ^o 4-12 Oberwald-Mühlbach . . .	13.2	13.2	2.4	6.3	2.4
N ^o 12-17 Mühlbach-Brigue . . .	25.3	24.9	27.0	15.7	13.5
N ^o 17-22 Brigue-Turtmann . . .	1.9	4.4	3.3	4.4	3.9
N ^o 22-26 Turtmann-Sierre . . .	6.7	9.2	9.2	10.8	7.6
N ^o 26-35 Sierre-Martigny . . .	1.2	1.2	1.9	6.7	2.7
N ^o 35-40 Martigny-Saint-Maurice	4.0	4.0	8.9	8.2	16.3

Le dessin (fig. 6) à petite échelle exprime ces rapports graphiquement. On peut expliquer ce phénomène exclusivement par des mouvements de l'écorce terrestre, mouvements qui ont conservé leur direction commune et leur intensité jusque dans les temps récents. La forme de la vallée préglaciaire du Rhône, telle qu'elle a été conservée dans les restes de terrasses, ne peut pas être le produit de l'érosion fluviale, ni de l'érosion glaciaire; cela n'a pas

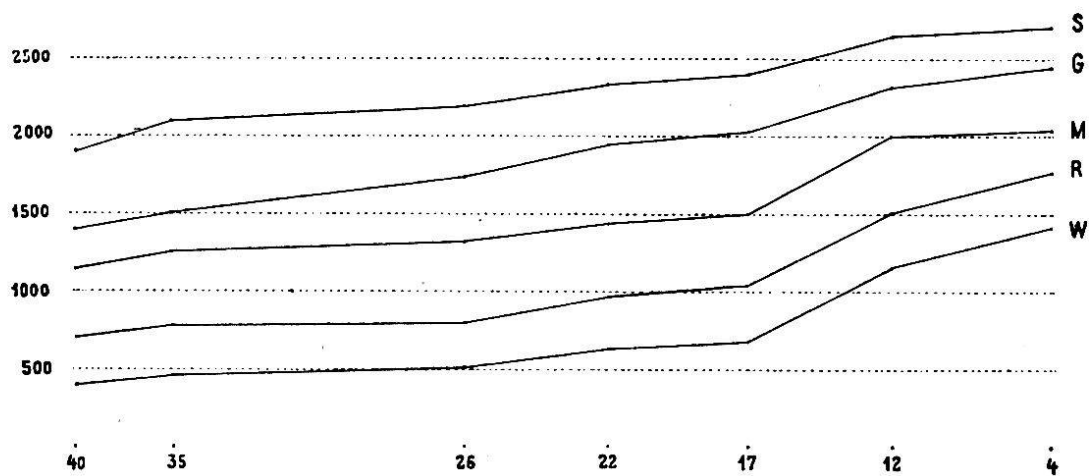


FIG. 6. — Profils anciens longitudinaux (simplifiés) du Rhône.
1 : 4,000,000 longueur, 1 : 200,000 (hauteur).

besoin d'être prouvé. Je ne vois pas de points douteux dans cette synthèse et la reconstruction des profils longitudinaux des quatre cycles d'érosion pléistocènes pour les principales vallées secondaires (v. Pl. II) prouve que tout le bassin du Rhône a été sujet aux mouvements de cette époque. Au premier coup d'œil on voit, sur les graphiques, que les principaux traits du relief, si caractéristiques de ce pays et qui sont devenus la base de la théorie du surcreusement, résultent de mouvements de l'écorce et sont un phénomène tectonique.

La ressemblance des courbes, quoique souvent très grande, ne va jamais assez loin pour que les surfaces des niveaux particuliers soient parallèles. Les irrégularités des profils, si frappantes dans la vallée du Rhône, sont aussi

plus ou moins fréquentes dans les vallées secondaires. Deux facteurs peuvent jouer un rôle ici. D'abord les erreurs locales dans les matériaux de Hess. Cette supposition, pourtant, m'a paru peu vraisemblable. Au contraire, je pense que les résultats si inattendus et pourtant si parfaits d'une reconstruction basée sur ces matériaux sont une preuve nouvelle et éloquente de la valeur du travail de Hess. Je suppose donc que ces irrégularités des profils correspondent exactement à la réalité.

§ 56. *Les différences de niveaux des terrasses sur les deux bords de la vallée ne sont pas en rapport avec sa largeur.*

Le fait que les terrasses, fragments d'anciens niveaux fluviaux, se trouvent à des hauteurs différentes, est si commun, qu'il ne peut pas résulter d'une observation fautive ou d'une confusion de niveaux différents, mais doit être un symptôme de surfaces courbées et un effet de mouvements de l'écorce. Un trait intéressant de la distribution des irrégularités des niveaux a été déjà remarqué par Hess. Ce savant a reconnu que les différences de niveaux des terrasses augmentent avec leur âge et explique ce fait par l'élargissement des vallées. C'est-à-dire que l'espace entre les rebords conservés de terrasse devient de plus en plus grand avec l'âge. Quoique le fait même reste incontestable, je ne puis pas me rattacher à l'explication donnée par Hess. D'après la carte de Hess j'ai calculé pour la vallée du Rhône la distance des rebords des quatre niveaux pléistocènes et voici quelles sont les distances moyennes : 9,5 km. pour la I^e (supérieure), 6,8 km. pour la II^e, 4,9 km. pour les III^e et 2,5 km. pour la IV^e terrasse (inférieure). Ces relations (100 : 70 : 50 : 25) peuvent être appliquées aussi aux fonds anciens des vallées secondaires. Le tableau suivant montre les relations entre la largeur

de la vallée et les différences de niveaux des terrasses sur les deux bords de la vallée.

NIVEAU	I	II	III	IV
Largeur de la vallée	100	70	50	25 %
Nombre d'observations de hauteurs discordantes	61	60	53	50 %
Différences moyennes de hauteur	109	102	86	85 m

Ces chiffres montrent que ni la fréquence des niveaux discordants, ni la différence de leurs hauteurs ne s'accordent avec la largeur grandissante des vallées. La largeur de la vallée, depuis la première jusqu'à la dernière phase glaciaire, a diminué de 75 %; cependant la fréquence des niveaux discordants et les différences de leurs hauteurs diminuent, en même temps, de 20 % seulement. Outre cela on voit, sur ce tableau que Hess supposait l'existence de vallées, dont le fond aurait eu des différences moyennes de hauteur de plus de 100 mètres. Il est vrai que sous ce rapport, Hess n'est pas allé aussi loin que Brückner; lui aussi, cependant, s'est servi de formes qui n'existent pas dans la nature. Je ne connais pas de fonds de vallées dont les différences de hauteur surpassent 20 à 30 m.; les monticules isolés ou les bosses peuvent avoir une hauteur plus grande, mais ils appartiennent toujours à un autre niveau plus ancien et à un autre cycle d'érosion. D'appréciables différences de hauteur dans les fonds des vallées ou leurs restes peuvent naître seulement sous l'influence de mouvements de l'écorce.¹ La règle de Hess, qui ne tient pas compte de ce processus, ne peut pas être prise en considération.

¹ W. M. Davis: *Practical exercises in physical geography*. New-York 1908. p. 47. Plate 12. Voir le profil Q'-M'.

§ 57. *Différences de hauteur sur les deux bords des anciens niveaux dans les vallées longitudinales et transversales.*

Il existe cependant encore une autre relation entre l'irrégularité des niveaux de terrasses et la structure des Alpes en général. Nous constaterons cette relation après avoir comparé les terrasses des vallées transversales avec celles des vallées longitudinales. Au nombre des vallées transversales, je compte celle du Rhône en aval de Martigny, celles de la Viège, de Turtmann, de la Navigenze, d'Hérens et d'Hérémente, de Bagnes et d'Entremont; au nombre des vallées longitudinales, celle du Rhône jusqu'à Martigny, celles de la Lonza, de Ferret, du Durnand, de Forclaz, du Trient et d'Illiez.

Niveaux		I	II	III	IV	moyenne
Nombre des observations de hauteurs discordantes	vallées longit.	72	60	67	62 %	66 %
	» transv.	51	59	42	38 %	48 %
Différence moyenne de hauteur	vallées longit.	116	106	95	70 m.	98 m.
	» transv.	98	98	75	106 m.	94 m.

Dans ces différents types de vallées les contrastes dans le développement des terrasses sont si distincts, qu'il est difficile ne pas supposer une corrélation génétique entre la forme d'une terrasse et sa position morphologique. Les discordances du niveau des terrasses sur les deux côtés de la vallée longitudinale sont fréquentes (66 %); dans les vallées transversales elles sont fortuites (48 %). Une relation exacte entre la largeur d'une vallée et la fréquence du phénomène n'existe pas. D'autres relations existent entre les différences de hauteur des terrasses. Il est vrai que la différence moyenne des hauteurs est la même dans les vallées longitudinales et transversales; cependant l'influence de la largeur d'une vallée, si distincte dans les vallées longitudinales, n'existe pas dans les transversales. C'est donc tout

le contraire de ce qu'on voit dans les relations de fréquence.

On peut donner une explication génétique de ces faits si on admet, ce qui est assez vraisemblable, que les mouvements pleistocènes s'accomplissaient, comme presque toutes les dislocations, normalement à la direction des couches. L'intensité du mouvement était donc habituellement variable sur les deux bords d'une vallée longitudinale. Sur les deux côtés d'une vallée transversale elle était constante ; pour la même raison la dénivellation tectonique grandissait avec la largeur des vallées longitudinales, et ne changeait pas dans les vallées transversales, parce que là les différences de dislocation y étaient produites exclusivement par l'influence d'ondulations transversales. L'universalité de mouvements de largeur et de hauteur différentes, et de l'assymétrie des ondes devait causer non seulement des différences hypsométriques, mais toute une série de formes comme les terrasses courbées et inclinées vers les bords de la vallée (en sens transversal). Ce phénomène est fréquent non seulement dans les parties rentrantes des versants, où les glacialistes admettent un creusement glaciaire, mais aussi sur les versants uniformes et même sur les crêtes avancées et les bastions isolés. Toutes les feuilles de l'Atlas Siegfried peuvent en fournir des exemples.

N'ayant pas à ma disposition de matériaux hypsométriques, qui me rendraient possibles des études spéciales sur la forme d'une surface disloquée, je me bornerai à sa reconstruction au moyen de profils longitudinaux, après quoi j'essayerai de tracer les isobases, au sens de De Geer¹.

¹De Geer. *Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden*. Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C. N° 161. 1896. v. ref. Geinitz dans N. Jb. f. Geol., Min., Paläont. 1899. I., p. 118 et s.

§ 58. *Quelques exemples de l'origine tectonique des différences de hauteur sur les deux bords des terrasses.*

Comme point de départ je choisis deux vallées: celles de Ferret et d'Entremont (vallée du Grand-St-Bernard). Tous les facteurs d'érosion dans ces bassins ont plus ou moins la même valeur. Il est vrai que le bassin de la vallée du Grand-Saint-Bernard surpasse un peu en hauteur moyenne celui du Val Ferret; ce dernier cependant est mieux exposé aux influences climatiques d'érosion, ce que prouve la plus grande surface relative des glaciers (voir tableau I) et le coefficient d'érosion glaciaire plus élevé dans cette vallée (voir tableau II). En l'état actuel les pentes des deux vallées sont tout à fait identiques, le développement du profil longitudinal ne diffère que par de petits détails et le gradin de confluence du Val Ferret est très faiblement marqué, comme le prouve la pente de ce gradin. Le développement de ces deux vallées a pourtant suivi une marche entièrement différente.

Distance de la confluence	Différence du creusement Ferret-Entremont			
	0.2	4.0	9.0 km.	
Différ. des niveaux val Entremont-Ferret :	S. — 100	+ 300	+ 125 m.	} — 100 — 170 — 45 — 50 — 30 + 70 — 100 — 70 — 70 — 150 + 40 — 30
	G. — 200	+ 130	+ 80 m.	
	M. — 250	+ 100	+ 150 m.	
	R. — 150	+ 30	+ 80 m.	
	All.	0	+ 70	

Ces chiffres sont tirés des profils longitudinaux (voir Pl. II); ils représentent les relations hydrographiques suivantes. Depuis les temps préglaciaires jusqu'au Mindel la vallée du Grand-Saint-Bernard coulait à 300 m. plus haut que le Val Ferret. Près de la confluence de ces vallées, la vallée du Grand-St-Bernard s'est enfoncée de centaines de mètres, de telle sorte que le val Ferret a formé en fin de compte un rapide et puissant gradin, ayant jusqu'à 250 mètres de hauteur. Il faut dire encore, que la vallée du

Grand-Saint-Bernard acquérait cette grande prépondérance du creusement à l'endroit où elle devenait transversale, tandis que le val Ferret coulait toujours en sens longitudinal. Il n'existe pas non plus de relation entre les pentes préglaciaires et la grandeur du creusement jusqu'à l'époque actuelle.

		Distance de la confluence	0.2	4.0	9.0 km.
Val Ferret	}	Somme du creusement en ces points	1350	1175	1175 m.
		Pente de la vallée préglaciaire en aval et entre ces points	23	21	70 ‰
Val du Grand-St. Bernard	}	Somme du creusement en ces points	1250	1475	1225 m.
		Pente de la vallée préglaciaire en aval et entre ces points	45	128	35 ‰

Plus contraire encore aux lois de l'érosion normale est le fait qu'un même fleuve exécute un creusement plus fort dans une époque glaciaire et plus faible dans une autre ou inversement.

Il n'existe pas dans le bassin du Rhône des vallées aussi équivalentes l'une à l'autre que celles du Grand-Saint-Bernard et de Ferret. Jusqu'à un certain point on peut comparer la vallée d'Entremont avec celle de Bagnes, comme vallées correspondantes. La comparaison entre la vallée, beaucoup plus puissante, de la Viège de Saint-Nicolas et celle de Saas, et de la vallée d'Hérens avec celle d'Hérémente est aussi instructive.

	Distance de la confluence				}	Différence de creusement St. Nicolas-Saas.			
	5 km.	10 km.	15 km.	20 km.		5 km.	10 km.	15 km.	20 km.
S.	+ 0	- 130	+ 200	+ 250 m.	}	+ 100	+ 350	- 10	+ 70 m.
G.	+ 100	+ 120	+ 290	+ 320 m.		+ 140	+ 200	- 40	- 220 m.
M.	+ 240	+ 420	+ 150	+ 100 m.		- 90	- 220	- 10	+ 20 m.
R.	+ 150	+ 200	+ 140	+ 120 m.		- 50	+ 50	+ 130	+ 200 m.
All.	+ 100	+ 250	+ 270	+ 320 m.					

		Distance de la confluence			Différence de creusement Hérens-Hérémence			
		3 km.	8 km.	11 km.	3 km.	8 km.	11 km.	
Différence de ni- veaux des vallées d'Hérens et d'Hérémence	S.	+ 30	+ 30	— 50	}	0	0	+ 50 m.
	G.	+ 30	+ 30	0		+ 100	+ 20	+ 50 m.
	M.	+ 130	+ 50	+ 50		+ 220	+ 300	+ 300 m.
	R.	+ 350	+ 350	+ 350		+ 80	+ 150	+ 150 m.
	All.	+ 430	+ 500	+ 500				

		Distance de la confluence			Différence de creusement Bagnes-Entremont			
		5 km.	10 km.	15 km.	5 km.	10 km.	15 km.	
Différence de ni- veaux des vallées d'Entremont et de Bagnes	S.	0	+ 180	+ 50	}	— 120	— 100	— 30 m.
	G.	— 120	+ 80	+ 20		+ 100	— 30	0 m.
	M.	— 20	+ 50	+ 20		— 20	+ 80	— 50 m.
	R.	— 40	+ 130	— 30		+ 40	+ 10	+ 80 m.
	All.	0	+ 140	+ 50				

Je n'ai pas l'intention d'entrer dans le détail des processus exprimés par ces chiffres; je devrais répéter trop souvent qu'ils sont en désaccord complet avec la marche normale de l'érosion. Je voudrais seulement attirer l'attention des lecteurs sur les traits les plus frappants. Pendant les temps préglaciaires, l'époque glaciaire de Günz et jusqu'à un certain point pendant l'époque de Mindel on peut remarquer une certaine conformité et un parallélisme entre les vallées d'Hérens et d'Hérémence; les deux vallées s'enfoncent fortement, mais presque également. Après l'époque de Mindel, pendant les époques de Riss et Würm les relations changent tout à coup. L'Hérémence, qui jusqu'alors avançait presque d'accord avec les eaux de la Borgne d'Hérens, reste maintenant en arrière et suspendue à une hauteur de 300 et enfin de 500 m. et se joint à la Borgne d'Hérens par un gradin de cette hauteur. Dans le travail des vallées de Saas et de Saint-Nicolas on peut remarquer d'autres anomalies. La prépondérance de Saint-Nicolas sur Saas est complète, pourtant c'est seulement pendant les périodes glaciaires (Günz) et IV (Würm) que son creusement est plus puissant. Pendant la II^e époque, comme sous l'influence d'un

mouvement de bascule d'une plus forte élévation dans la vallée de Saas supérieure, celle-ci développe en amont une action plus intense que St-Nicolas, tandis que pendant la III^e période la vallée plus faible de Saas obtient presque sur toute la ligne de meilleurs résultats de creusement que celle de St-Nicolas. Dans les vallées de Bagnes et d'Entremont les différences de creusement restent insignifiantes pendant tous les cycles d'érosion, mais ce qui est caractéristique des ondulations tectoniques, ces différences changent de signe. Après une période de prépondérance des mouvements et de l'érosion en vient une de stagnation.

§ 59. *Plus un niveau est ancien, plus il est affecté par les dislocations.*

Non seulement tous les processus et toutes les relations indiquées ici sont en désaccord avec les lois connues de l'érosion fluviale normale et avec toutes les théories de l'érosion glaciaire, mais la configuration même des courbes d'érosion ne peut être primitive. Car si nous avons au moins l'hypothèse de l'érosion glaciaire pour expliquer les vallées des périodes de Günz, de Mindel, de Riss et de Würm, il n'y a aucun moyen d'expliquer le désaccord entre la courbe préglaciaire la plus élevée (S) et le type normal de la courbe d'érosion.

Bien qu'il soit impossible de définir les grandeurs des déformations dans le sens horizontal, on peut pourtant, en additionnant les intervalles entre les profils à pente anormale, obtenir une image au moins relative de la déformation de chaque vallée pendant les différents cycles pléistocènes. En procédant de cette manière j'ai pu constater que 52 % de la longueur des profils préglaciaires, 57 % de la longueur des profils du Günz, 49 % des profils du Mindel, 51 % des profils du Riss et 38 % de profils actuels ne s'accordent pas avec l'allure normale des

courbes d'érosion. En comparant les formes des profils S et G, M et R, enfin All (W), on trouve que la déformation diminue en descendant, dans la proportion de 55 : 50 : 38. Une telle relation peut seulement être le résultat de dislocations durant toute la période pléistocène. Sous l'influence de ces mouvements d'intensité et de direction différentes, les formes des montagnes dénudées jusqu'à l'état de maturité au moins et les profils des vallées pré-glaciaires évoluées jusqu'à l'état de sénilité ont été brisés et infléchis. Les profils d'érosion des cycles suivants sont, dans leur caractère et dans leur forme, le produit de deux forces : l'érosion et les mouvements. Mais eux non plus n'ont pas été conservés jusqu'à nos jours, ils ont plutôt subi une déformation due à des mouvements postérieurs, accompagnant chaque période glaciaire.

§ 60. *Coïncidence de l'axe des mouvements avec les talwegs.*

Tout ce que nous avons dit jusqu'ici prouve qu'il s'agissait des mouvements ondulatoires changeant souvent de direction, d'intensité et d'amplitude verticale. Malgré tout, les anciens niveaux supérieurs de la vallée du Rhône n'indiquent pas réellement la somme des effets du mouvement. Nous voilà donc en face de la possibilité que c'était surtout la vallée qui était affectée par les mouvements les plus intenses, c'est la cause pour laquelle les vallées plus larges des cycles anciens n'entraient pas dans l'aire de l'élévation principale des cycles plus récents. On n'a jamais pris en considération la possibilité de mouvements liés jusqu'à un certain point avec les lignes de vallées. On a même reculé devant cette possibilité. Je suppose qu'une telle conception du paysage glaciaire n'était pas étrangère à l'explorateur du Léman, F.-A. Forel, lequel comme Lyell et ensuite Heim cherchait dans les mouvements de l'écorce

la cause de l'évolution du paysage alpin. Au cours d'une excursion alpine des étudiants de la Sorbonne, Forel a exprimé des idées hardies sur la genèse du Léman. Je n'ai pas seulement en vue le fait que Forel, comme aussi Heim, admet des tassements. La pierre d'achoppement de leur hypothèse était la nécessité d'admettre que les vallées suspendues au-dessus du lac limitent l'aire en mouvement de celui-ci. « On n'ose point aller jusque-là ! » telle est la conclusion du compte-rendu de l'excursion¹. Quant à moi, j'ai été conduit jusque-là justement par ces vallées suspendues, qui expriment la différence d'intensité des mouvements entre le Talweg et les versants et sont une manifestation de l'asymétrie des plis et des bombements.

§ 61. *Les isobases du bassin du Rhône.
Mouvements longitudinaux et transversaux.*

Les matériaux de Hess peuvent servir à la reconstruction des isobases pléistocènes. La méthode est très simple. La différence de hauteur des terrasses S-G, G-M, M-R, R-All (W) nous donne pour chaque profil l'écart qui s'est produit, pendant chacun de ces intervalles, dans le niveau de dénudation. Ces chiffres, placés aux endroits correspondants de la carte, ont servi à la reconstruction des isobases pour chacune des quatre périodes glaciaires (v. Pl. III).

Je me rends compte du fait que la base d'une telle reconstruction est assez pauvre, non pas tant à cause du petit nombre des points (1 point pour 30 km²) qu'en raison de leur situation géographique dans la zone des vallées. Il ne faut pas oublier cependant que le bassin du Rhône est très étroit (sa largeur moyenne est de 40 km.). En omettant les plus grands des bassins secondaires, dont les

¹ De Lacger : *De Lausanne à Zermatt*. Ann. de Géogr. 1903, p. 425.

points forment des réseaux spéciaux, la largeur du bassin du Rhône n'atteint même pas 20 km., ce qui augmente la valeur des matériaux de Hess pour la reconstruction des isobases. Les vallées du Mindel et du Günz ayant 7 et 10 km. de largeur, et la vallée préglaciaire étant encore plus large, il n'y a que les isobases de l'époque Mindel-Riss et surtout de l'époque Riss-Würm qui soient fondées sur un matériel inégalement distribué dans le bassin.

Pourtant ce matériel suffit pour la reconstruction des dislocations, qui est graphiquement logique, et théoriquement très remarquable. Le graphique des isobases peut nous servir à tirer les conclusions suivantes sur la tectonique pléistocène dans le bassin du Rhône. Pendant chaque période glaciaire, ou mieux pendant chaque période interglaciaire, la surface du bassin, en se courbant, formait un grand pli, dont l'anticlinal suivait le talweg du Rhône. Pendant la troisième et la quatrième période glaciaire (Riss et Würm) ce pli s'est courbé de nouveau et s'est divisé en deux zones anticlinales, dont l'une se trouvait dans la vallée du Rhône, tandis que l'autre, parallèle à la première, se trouvait dans la région de culmination des Alpes Pennines. La vaste zone synclinale qui sépare les zones anticlinales coupait durant la période de Riss et de Würm la partie moyenne des bassins de la Dranse, de la Borgne, de la Navigenze et de la Viège. La grandeur et l'extension territoriale des élévations dans les talwegs anticlinaux n'était pas la même aux diverses périodes glaciaires. Pour le démontrer, le mieux est de tracer des profils d'élévation dans le talweg du Rhône, ce que représente la fig. 7. L'axe longitudinal d'élévation représente alors une série d'ondes transversales, séparées l'une de l'autre par des creux. Si l'on admet que l'impulsion principale venait du Sud, en formant dans le talweg du Rhône un puissant anticlinal, les impulsions des mouvements transversaux au contraire venaient du bord des Alpes et du Léman. Les

faites des ondes de la première période glaciaire, marqués sur le profil A, B, C, D, E, se propageaient dans les périodes suivantes vers l'est et atteignaient de proche en proche les régions les plus élevées du bassin et du talweg du Rhône, tandis que de nouvelles ondes venaient d'en bas, du Léman. Le résultat de ce mouvement progressif d'ondulation transversale, c'est qu'en un point donné le faite d'onde d'une certaine période était remplacé, pendant la période suivante, par un creux, phénomène qui se répétait sans cesse et qui est déjà reconnu comme un trait caractéristique des mouvements épeirogéniques.

§ 62. *Les cycles de mouvements épeirogéniques ; leur continuité.*

Les cartes d'isobases nous rendent possible jusqu'à un certain point la connaissance plus détaillée de la succession des phases de ces mouvements pléistocènes. La quatrième et dernière phase (R-All) nous montre deux axes anticlinaux longitudinaux mal développés, tandis que les traces de l'ondulation transversale y sont plus distinctes. Dans la phase III (M-R) l'ondulation longitudinale est mieux développée et la transversale l'est moins. Dans la

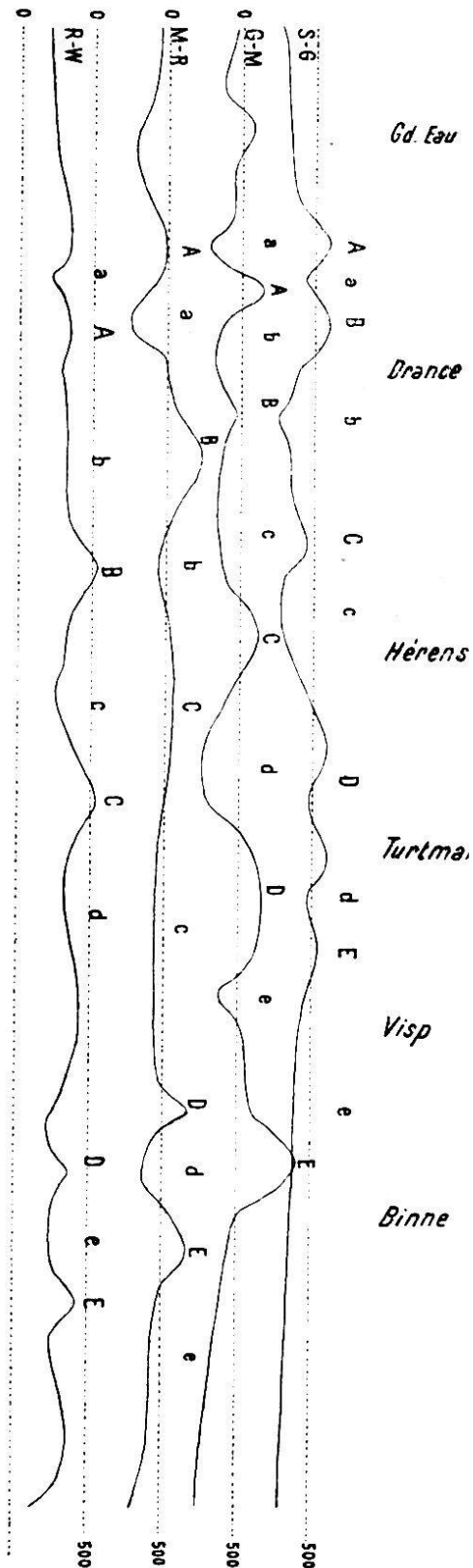


FIG. 7. — Profils des ondulations tectoniques dans le talweg du Rhône, 1 : 1,000,000.

phase II (G-M) le plissement longitudinal et le plissement transversal ne sont ni l'une ni l'autre dominants. Les isobases de cette phase forment une quantité de bombements, qui sont comme le résultat définitif de deux mouvements avançant en sens contraire et se croisant en conséquence. Dans la phase I (S-G) l'influence des mouvements transversaux est dominante. Tout cela prouve que les mouvements tectoniques forment des cycles qui de leur côté se divisent en plusieurs phases. Les phases connues des mouvements pléistocènes semblent ne pas appartenir à un seul cycle de mouvements, mais à plusieurs. Le stade III semble être le premier d'un cycle nouveau ; le stade II est probablement le dernier du cycle précédent. Si cette interprétation est juste, les mouvements tectoniques de ce type débutent par une courbure de la masse alpine en larges plis longitudinaux. Dans les stades suivants les plis de l'axe d'élévation alpine (Alpes valaisannes) se sont propagés vers le talweg du Rhône, où ils ont atteint leur plus grande intensité. Le mouvement transversal dans les stades suivants commence à dominer et dissèque enfin les plis longitudinaux en une foule de bombements.

Au moyen de cette analyse des phases du mouvement j'ai seulement voulu rendre vraisemblables deux thèses : 1^o les mouvements de l'écorce sont continuels et perpétuels ; 2^o les mouvements pléistocènes de l'écorce ne sont pas une caractéristique de cette période ; au contraire, les premières phases connues de mouvements pléistocènes sont la suite de mouvements dont il faut chercher l'origine dans les périodes géologiques plus anciennes.

La théorie de Heim et de son école, qui explique la genèse des lacs marginaux par un mouvement de tassement isostatique des Alpes, traite seulement d'une seule phase de mouvements pléistocènes, tandis que la continuité du phénomène lui échappe entièrement. Les objections opposées¹

¹ Brückner. *La morphologie du plateau molassique et du Jura suisse*. Arch. des sc. phys. et nat. Genève 1902, T. XIV, p. 475-77.

jusqu'ici aux théories tectoniques, et qui prouvent la non-concordance chronologique entre la cause perturbatrice de l'isostasie et la compensation subséquente, sont fondées exclusivement sur le manque de continuité des mouvements dans la théorie de Heim. Ces objections théoriques sont maintenant très affaiblies et seront même entièrement levées, si mes conclusions relatives à la continuité des mouvements sont acceptées.

§ 63. *Dimensions des mouvements et durée relative des périodes glaciaires.*

Les cartes d'isobases sont un matériel utile pour calculer la grandeur des mouvements pendant les quatre périodes glaciaires. Les surfaces obtenues par la mesure planimétrique de chaque isobase étant portée en ordonnées et leurs hauteurs en abscisses, ont servi à tracer des courbes qui par analogie peuvent être appelées « courbes isobasographiques ». Au moyen de ces lignes on a calculé les valeurs du soulèvement moyen du bassin du Rhône. Celui-ci était beaucoup plus grand dans le talweg du Rhône ; on peut en calculer la valeur en s'appuyant sur les profils de la fig. 7. Admettant, ce qui ne répond pas exactement à la réalité, que ce soulèvement plus grand, occupait une zone aussi large que la vallée du Rhône, on peut calculer aussi les dimensions de l'élévation du bassin au-delà de la vallée. Voici les résultats de ces calculs :

PÉRIODE		Soulèvement			Würm- Alluvium
		Pre-glaciaire jusqu'à la période interglaciaire Günz-Mindel	Mindel jusqu'à la période intergl. Mindel-Riss	Riss jusqu'à la période intergl. Riss-Würm	
Soulèvement	du bassin entier A	336	351	356	318 m.
	de la vallée B	422	462	475	335 m.
	du bassin en dehors de la vallée C	306	326	338	317 m.
Différence de soulèvement . . . B-C		116	136	137	18 m.
Différences territoriales de soulèvement D		350	650	500	350 m.

Bien que l'amplitude¹ territoriale de soulèvement (D) de la table ci-dessus ait été pendant la II^{me} période glaciaire presque deux fois plus grande que pendant la I^{re} et IV^{me}, les valeurs moyennes du soulèvement ainsi que celles de l'érosion due à ce rajeunissement tectonique étaient, ce qui est plus important encore et tout-à-fait inattendu, égales pendant chaque période glaciaire. Les colonnes A et C du tableau précédent prouvent ces relations. Le soulèvement moyen qui accompagnait chaque période glaciaire atteignait à peu près 350 m. Quand une nouvelle période de soulèvement survenait, une nouvelle phase d'érosion commençait. Le Rhône et ses confluent s'enfonçaient dans le fond en voie de bombement et la profondeur de cette érosion est un indice de la puissance du soulèvement. Il suit de ce processus que nous ne pouvons pas mesurer la grandeur même du soulèvement, mais seulement la profondeur de l'érosion causée par celui-ci. Cette érosion a atteint pendant chaque période glaciaire à peu près 350 m. S'il y a une relation constante entre la durée géologique et la grandeur de l'érosion, nous devons admettre que la durée de chaque période glaciaire et de la période interglaciaire correspondante, prises ensemble, était à peu près la même chaque fois; c'est du moins ce qui semble avoir eu lieu si on considère les grandeurs de l'érosion pléistocène dans le bassin du Rhône. Il est vrai que la classification chronologique de Penck² se rapporte à des intervalles différents et plus petits du temps pléistocènes; elle s'appuie cependant avant tout sur les traces constatées dans la région des dépôts fluvioglaciaires et d'érosion interglaciaire du plateau subalpin. Les conclu-

¹ Les grandes variations du soulèvement pendant la période précédant l'interglaciaire Mindel-Riss ont été peut-être la cause de grands changements hydrographiques dans le bassin du Rhône, accomplis après la formation du deuxième niveau.

² Penck-Brückner l. c. p. 1161-69.

sions de Penck diffèrent entièrement des miennes, mais de ce désaccord peuvent résulter seulement deux thèses : 1^o il est douteux qu'on puisse, d'après l'état de cimentation et de décomposition, ou même d'après l'épaisseur d'un cailloutis, juger de la durée des époques géologiques², et 2^o la thèse, beaucoup plus sûre, que l'évolution tectonique et morphologique des Alpes et de leur avant-pays s'effectuait pendant le pléistocène dans des directions différentes, et probablement même opposées.

On peut remarquer cette diversité de direction non seulement entre les Alpes et leur avant-pays, mais aussi dans la région alpine elle-même. Ici le contraste entre le talweg du Rhône et ceux du reste de son bassin est remarquable. Le soulèvement, en dehors de la vallée principale, ne dépasse pas 325 m. pour aucune période glaciaire, tandis que la zone de la vallée du Rhône s'élevait en même temps de 450 m.¹ J'ai d'abord eu certains doutes quant à l'interprétation de ces différences. J'ai pensé que la valeur plus grande de l'érosion dans la vallée principale devait être attribuée non pas au soulèvement mais à la puissance plus grande du Rhône dont l'érosion se conformait plus parfaitement à la grandeur des mouvements. Cette supposition est très vraisemblable. Cependant — quoique je ne considère point cette question comme résolue — il y a beaucoup d'indices que l'érosion de toutes les eaux courantes, quelle qu'ait été sa valeur s'est conformée partout

¹ Pour expliquer la durée de la période interglaciaire Mindel-Riss, Penck relève le développement des terrasses de cette période, terrasses qui ont été connues premièrement par Brückner dans la vallée du Rhône. Cependant cet argument manque de force, car la formation des niveaux de vallées doit être considérée comme prouvée non seulement pour cette période, mais pour toutes les autres périodes glaciaires. La théorie de Hess a même été, au dernier moment, acceptée par le professeur E. Brückner. Voir *Compte-Rendu de l'excursion du Congrès de Genève*. C. R. des travaux du Congrès. Genève 1909 (distribué le 22 XII 1909, p. 217).

² Les valeurs moyennes ont été calculées au moyen des chiffres afférents aux trois premières périodes glaciaires.

aux niveaux de dénudation des cycles nouveaux et a seulement développé une érosion régressive proportionnée à la force plus ou moins grande du torrent. Je considère le fait que le maximum d'érosion se trouve toujours dans la région des sources comme la principale preuve que la grandeur de l'érosion exprime la totalité du soulèvement. Comme exemple je cite le maximum d'érosion dans les hauts bassins de la Viège de Saint-Nicolas pendant l'époque II, le maximum dans la région des sources de la Borgne d'Hérens à l'époque IV. La fréquence de l'érosion maximum dans le cours moyen des rivières parle aussi en faveur de l'hypothèse que les périodes de rajeunissement ont duré assez longtemps pour permettre à l'érosion de s'accommoder au soulèvement, au moins dans quelques parties du cours de ces rivières. Enfin j'avoue sincèrement que cette partie du problème des mouvements pléistocènes ne me paraît pas tout-à-fait claire.

§ 64. *Le tassement des Alpes succède aux phases glaciaires.*

Il reste encore à expliquer un des caractères de la tectonique pléistocène. La grandeur de l'érosion du Rhône, ou celle des mouvements dans son talweg a été, pendant les trois premières périodes glaciaires, de 420 à 475 m., pendant la IV^e période de 335 m. seulement. Cette différence serait-elle réelle? L'étonnante ressemblance dans la grandeur du soulèvement hors de la vallée principale (306-338 m.) qui ne diminue pas pendant la IV^e période, fait naître des doutes sérieux à ce sujet. La différence de soulèvement entre la vallée principale et les régions en dehors d'elle était toujours d'environ 125 m.; pendant la IV^e période elle disparaît presque entièrement. Ces relations deviennent claires et compréhensibles, si on considère que l'érosion du Rhône pendant la IV^e période a été déterminée au

moyen de la différence de hauteur entre le niveau actuel de la vallée et la plus basse de ses terrasses. Le niveau actuel de la vallée du Rhône est cependant situé beaucoup plus haut que le fond rocheux jusqu'où s'est étendue pendant la IV^e période l'érosion du Rhône; les chiffres et les relations indiquées plus haut montrent un comblement très étendu de la vallée actuelle du Rhône. D'après ces chiffres la grandeur de ce comblement est de 118 ou 112 m. d'après la colonne B, aussi bien que d'après la colonne B-C. L'épaisseur du terrain alluvial du Rhône, cependant, est encore plus grande¹, car les calculs faits d'après le tableau précédent ne donnent pas une idée de l'épaisseur totale du terrain alluvial, mais seulement la différence entre cette épaisseur et celle de l'alluvion des affluents.

§ 65. *Le dépérissement de l'érosion comme indice du tassement.*

Ce n'est pas seulement la vallée du Rhône, encore rajeunie pendant la dernière période glaciaire sous l'influence de mouvements et déprimée de 4 à 500 m. dans le fond de la vallée du Riss, qui a été comblée par ses alluvions, épaisses de 150 m. environ, ce sont aussi tous ses affluents, si impétueux et tapageurs, qui montrent la même impuissance. Il ne faut pas accepter la suggestion qu'exerce sur l'ouïe un torrent alpin. Alors seulement nous verrons à chaque pas que les eaux actuelles, si bruyantes, ne peuvent pas ébrécher ni changer le paysage de notre temps. L'existence des polis glaciaires jusqu'à 5 m. au-dessus du

¹ Ce résultat est tout à fait d'accord avec l'opinion des géologues en cette matière. On évalue généralement l'épaisseur du terrain alluvial dans la vallée du Rhône, en aval de Sion, à 100-200 m. Voir Hess. *Alte Talböden im Rhone gebiet*. Z. f. Gletscherkunde II, p. 336.

plan d'eau, dans la gorge du Trient¹ parle aussi bien contre le creusement glaciaire qu'en faveur de la stagnation complète du travail des eaux alpines actuelles. Cette stagnation a envahi un torrent volumineux, alimenté par un glacier puissant, et très chargé de sable, puisqu'il draine un terrain de granit. Et ce torrent atteint dans la gorge même une pente de 65 ‰. Il ne s'agit pas non plus d'un exemple isolé mais d'un phénomène fréquent. Les nouvelles cartes géologiques très détaillées de la Suisse illustrent très bien l'accumulation dans les vallées alpines. Il faut citer ici comme le plus parfait travail de ce genre la carte d'Argand, qui a une valeur de premier ordre pour la solution des problèmes de la structure en nappes et qui considère en même temps avec une grande sollicitude les formes et les produits du pléistocène et de l'alluvion. Les grandes vallées d'Arolla, de Zinal et de la Viège de Saint-Nicolas, bien qu'ayant des pentes considérables, ne montrent presque pas de rochers dans le talweg. C'est seulement dans les hautes régions des vallées, au front même des glaciers, qu'on voit à côté et au-dessous les sédiments glaciaires et les roches moutonnées qui donnent un paysage resté presque intact depuis la retraite finale des glaciers. Mais cette fraîcheur des formes glaciaires est encore plus frappante en aval des bassins terminaux des dernières phases pléistocènes. Le poli est parfaitement conservé dans les gneiss de Casanna, qui par leurs formes intactes, hardies et jeunes de paysage glaciaire contrastent vivement avec la vallée de la Viège, ensevelie sous les alluvions et si sénile que son profil longitudinal dépend des cônes d'éboulis, qui frangent chaque couloir étroit dans la paroi de gneiss. Le rôle d'obstacle joué par ces cônes d'éboulis dans les vallées alpines mesure l'impuissance des eaux courantes. Il y a encore une forme plus sénile de vallée, qui

¹ F. Brunhes. *Le travail des eaux courantes*. Mém. de la Soc. des Sc. Nat. Fribourg. 1902, II, n° 4, p. 195.

apparaît dans les régions des gneiss chloriteux et de la série chlorito-séricitique d'Arolla, dans les euphotides, dans les calcaires et dans les schistes calcaires cristallins. La décomposition plus facile et la plus grande incohérence de ces rochers accroissent non seulement le rôle morphologique des cônes d'éboulis et des écroulements, mais l'ennoyage des pentes par les produits de décomposition. Cet ennoyage, qui s'étend sur des pentes surpassant 30° prouve aussi l'impuissance de toutes les forces de dénudation. Parmi les régions qui illustrent la stagnation de l'érosion contemporaine dans les Alpes, la vallée de Chamonix est une des premières. Sa largeur qu'elle doit au processus d'accumulation, commun à beaucoup de vallées alpines pourrait, jusqu'à un certain point, être expliquée par la puissante barrière de Servoz, qui ferme la vallée en aval. Cependant la forme des pentes de la vallée est sous maints rapports un phénomène morphologique inexpliqué. La structure géologique des deux versants de la vallée est identique : à droite, dans la masse des Aiguilles Rouges, et à gauche dans la masse du Mont-Blanc apparaît une série continue de gneiss d'injection et d'amphibolites ; ce n'est qu'à une hauteur surpassant 2500 m. que le gneiss est remplacé sur le versant gauche par l'indestructible protogine, dans la région de laquelle se sont développées les « Grandes Aiguilles » de la chaîne du Mont-Blanc. Les couloirs d'aiguilles occupèrent les champs de névé précipiteux d'où s'écoulaient trois petits glaciers : ceux des Pèlerins, de Blaitière et des Nantillons. Un triple système d'eaux glaciaires impétueuses s'écoule sur le versant gauche de la vallée de Chamonix. Le versant des Aiguilles Rouges dépourvu de glaciers ne possède pas d'eaux courantes permanentes. Si j'ajoute que les deux versants, le droit¹ et le gauche ont une pente presque identique, légè-

¹ J'ai calculé que pour la zone des pentes entre les courbes de niveau de 1200 et de 1800 m. la pente droite a $32 \frac{1}{2}^{\circ}$, la pente gauche $34 \frac{1}{2}^{\circ}$.

rement plus forte pour le versant du Mont-Blanc, je pense que j'aurai cité tous les facteurs qui ont une influence sur le développement et l'importance de l'érosion. L'état réel de l'érosion ne s'accorde cependant pas avec les conclusions que nous pourrions tirer de l'état des facteurs d'érosion. Car non seulement la morphologie des versants montre une absence frappante d'érosion sur les pentes de la vallée de Chamonix, mais une observation même superficielle peut nous convaincre que les pentes du Mont-Blanc sont beaucoup plus pauvres en traces d'érosion que celles des Aiguilles Rouges. J'ai contrôlé ces observations au moyen de mesures sur la carte de H. et J. Vallot². Comme mesure de l'érosion j'ai choisi le développement des courbes de niveau d'une partie des versants droit et gauche, dans la zone entre la vallée des Bossons et la Mer de Glace. Puisque sur cet espace de 6 km. la direction des deux masses, Mont-Blanc et Aiguilles Rouges, est presque rectiligne, j'ai exprimé le développement des courbes de niveau par la relation de leur longueur réelle à la longueur du versant, c'est-à-dire 6 km. La table suivante illustre ces relations :

Développement des courbes de niveau .	1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800 m.
Pente du Mont-Blanc .	1.07	1.08	1.09	1.10	1.12	1.16	1.18
Pente des Aiguilles Rouges	1.07	1.15	1.25	1.32	1.34	1.32	1.37

La prépondérance du creusement dans les pentes sèches des Aiguilles Rouges est distincte et d'autant plus frappante. Avant de chercher la cause de cette prépondérance de l'érosion sur les pentes sèches, je dois d'abord insister sur le dépérissement remarquable de celle-ci sur les deux pentes de la vallée de Chamonix. Je ne connais pas dans la littérature d'études comparatives sur le développement des courbes de niveau, comme mesure de fonctions éro-

² Environs de Chamonix 1 : 20000. 1907.

sives ; dans les Carpathes, j'ai fait un grand nombre de mesures de ce genre et j'en ai publié une partie¹. Il est vrai, que dans ces travaux j'ai exprimé le développement des isohypses par la relation entre leur longueur et la circonférence du cercle équivalent à la surface donnée, limitée par une courbe de niveau ; je pense cependant que ces valeurs peuvent aussi être comparées avec celles trouvées dans la vallée de Chamonix. La morphométrie des sept groupes dans les Carpathes orientales donne pour le développement des isohypses les résultats suivants.

La longueur des										
isohypses était :	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	> 8	fois plus grande que la plus	
Nombre d'observ.	3	9	16	22	19	15	6	3	petite périphérie, c'est-à-dire	
									la périphérie du cercle.	

Il est certain qu'on ne doit pas, par suite du manque de matériaux comparatifs morphométriques traitant des Alpes, se laisser entraîner à des conclusions trop hardies ; cependant l'immense prépondérance du travail effectif de l'érosion dans les Carpathes, au rebours des Alpes, semble être certaine. Cette prépondérance du travail d'érosion dans les Carpathes se fait dans les montagnes de hauteur modérée, avec des conditions climatiques beaucoup plus défavorables (quantité des précipitations atmosphériques, température et ses oscillations, insolation, force des vents) et sur des pentes beaucoup moins raides que celles des Alpes.

L'idée de la stagnation complète de l'érosion contemporaine des eaux alpines, résultant d'abord exclusivement d'impressions² acquises au cours des observations, a été confirmée par l'analyse de celles-ci et est devenue enfin une partie de la théorie sur les mouvements pléistocènes des Alpes, dont elle est d'ailleurs la conséquence. L'ana-

¹ Romer. Proba morfometrycznej analizy grzbiętow gorskich Karpat Wschodnich (Morphometrische Studien über ostkarpatische Gebirgsformen). *Kosmos* 1909. p. 678 sqq. (en polonais, avec un résumé allemand).

² Romer. Sur les zones morphologiques de la Suisse occidentale. *C. R. de l'Ac. des Sciences*. 5 juillet 1909.

lyse des isobases prouve que les vallées du réseau du Rhône, dans la dernière période de Würm étaient déjà creusées à 150 m. plus bas qu'aujourd'hui, et que c'est seulement par suite d'un abaissement épeirogénique postérieur que le travail d'érosion a été arrêté et remplacé par une accumulation énergique. Il est vrai que là aussi il y a matière à douter. C'est d'abord la question de savoir si l'accumulation dans les vallées alpines n'était pas la conséquence d'un soulèvement de l'avant-pays, d'une rétention des eaux, qui formaient ensuite des lacs, ce qui avait pour résultat un affaiblissement de la pente des eaux courantes, tributaires de ces lacs. Ce sont des problèmes que j'examinerai dans mes travaux ultérieurs traitant de la genèse des formes de l'avant-pays alpin en Suisse occidentale. Pour le moment je veux seulement insister sur le fait que les mouvements auxquels est due l'élévation de l'avant-pays alpin, quoique très jeunes, ont pourtant des valeurs beaucoup plus petites que celles du tassement des Alpes en bloc. Il suffit de citer les deux niveaux de la surface préglaciaire dans l'intérieur de la vallée du Rhône, par exemple près de Saint-Maurice d'un côté, et près de Vevey sur le Léman de l'autre ; je n'ai aucun doute qu'à Vevey la surface préglaciaire ne se rencontre avec le sommet du Mont-Pélerin, comme l'assure Brückner. L'opinion de Hess que nous avons affaire au niveau de Mindel est difficile à accepter, parce qu'il est impossible d'expliquer, dans le bassin du Léman, le dépérissement entier des niveaux G et S, qui pourtant se sont si nettement développés dans toutes les vallées depuis les sources jusqu'à la confluence. Il est clair maintenant que la même flexure caractéristique qui apparaît dans le profil longitudinal de la vallée actuelle du Rhône en aval de Saint-Maurice, flexure modifiée par l'accumulation, existe plus fortement accentuée dans les surfaces préglaciaires et dans les autres niveaux anciens de vallées de Saint-Maurice jusqu'au lac. Le tasse-

ment dans la région du lac l'emporte sûrement sur l'influence du barrage, dû à une surélévation en aval du lac. La stagnation de l'érosion causée par une élévation du niveau de dénudation du lac, n'aurait pas pu du reste pénétrer jusqu'à l'intérieur des vallées alpines et causer un phénomène général, comme l'accumulation l'est en fait.

Le comblement des vallées est causé par un tassement et un abaissement continuels de toute la sculpture du paysage alpin. Bien que le tassement des vallées puisse expliquer l'accumulation, je ne vois pas comment un abaissement en bloc pourrait produire un dépérissement de l'érosion là où les conditions lui sont favorables. J'ai posé ainsi cette question, non seulement parce que la stagnation de l'érosion est accompagnée de phénomènes explicables seulement par un tassement en bloc de tout le paysage, mais aussi parce que je suppose l'existence d'une corrélation avec des mouvements épeirogéniques; le soulèvement augmente l'érosion, ce qui est un processus connu depuis longtemps; les tassements en bloc par conséquent affaiblissent et arrêtent l'érosion.

§ 66. *Antagonisme entre les directions des mouvements dans les Alpes et dans leur avant-pays.*

En même temps que le pays alpin se tasse, son avant-pays est perturbé par des ondulations. J'ai constaté l'existence de ces mouvements dans les bassins de la Singine, de la Sarine et de la Broye et j'ai publié une courte note¹ sur ce sujet. Peu de temps après j'ai eu l'occasion d'observer et d'examiner des mouvements analogues dans la région de la molasse subalpine en Savoie. Il existe donc un certain antagonisme de mouvements entre les Alpes et

¹ Romer. L'instabilité du Plateau suisse dans les temps post-glaciaires. *C. R. de l'Ac. des Sciences*. 19 juillet 1909.

leur avant-pays. A une période glaciaire succède un abaissement avec accumulation dans les Alpes, une élévation avec érosion dans l'avant-pays. Pendant et probablement aussi immédiatement avant les périodes glaciaires des soulèvements ont lieu dans les Alpes, tandis que l'avant-pays est sujet à une accumulation intense; il y a donc vraisemblablement un tassement simultané de l'avant-pays¹. Ce changement de direction des mouvements s'accomplissait toutes les fois que les glaces entraient dans le pays alpin.

§ 67. *Les cycles d'érosion pléistocènes ne sont pas dus aux mouvements eustatiques.*

Les dimensions de ces mouvements dans la région des Alpes nous sont connues. Les Alpes se soulèvent avant et pendant chaque période glaciaire de 350 m. en moyenne, et s'abaissent après chaque période glaciaire; après la dernière elles s'enfoncent de 150 m. Il n'y a aucun doute que ces mouvements sont dus à l'écorce terrestre. Ce ne sont pas des mouvements relatifs ayant leur source dans les déplacements eustatiques du niveau marin. Aux oscillations eustatiques de la Méditerranée pendant le pléistocène on peut attribuer tout au plus 55 m.² Les grands mouve-

¹ Dans les derniers temps une nouvelle interprétation des alluvions du plateau suisse s'est créée. Considérées jusqu'à maintenant par Penck et Brückner comme fluvioglaciaires, elles ont été reconnues par Aeberhardt comme produits alluviaux interglaciaires (Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. *Ecl. geol. Helvetiae* 1908. T. X. p. 15-28). Les opinions d'Aeberhardt ont été soumises par Nussbaum à une critique très sévère (Über die Schotter im Seeland. *Mitt. naturf. Ges. Bern.* f. d. J. 1907, 1908. p. 169-197). (Voir aussi Nussbaum. Die Täler der Schweizeralpen. *Mitt. d. alp. Museums, Bern.* n° 3. 1900. p. 52,) Comme j'ai en cette matière mes propres opinions, et comme mes matériaux hypsométriques n'ont pas encore été calculés, ce n'est que dans mes études suivantes que je pourrai revenir à ce problème et donner mon opinion là-dessus.

² M. de Lamothe. Notes sur les relations stratigraphiques entre les anciennes lignes de rivage de la côte algérienne et de la côte niçoise. *Bull. Soc. géol. France* 1904. S. 4. T. IV. p. 14-38.

B. Depéret. Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France.* 1906. S. 4. T. IV. p. 207-30.

ments périodiques de l'écorce avaient une influence non seulement sur le développement des cycles géographiques du pays alpin, mais ils ont dû aussi être la cause des oscillations périodiques du climat. Ces oscillations du climat, résultant des mouvements de l'écorce sont-elles suffisantes pour expliquer l'invasion des glaces pendant le pléistocène? Voilà un problème qu'il faudrait résoudre et qui devrait provoquer une revision des données d'observations existantes. J'appelle l'attention des lecteurs sur quelques faits et théories qui me sont connus.

§ 68. *L'universalité d'une époque glaciaire synchronique n'est pas établie.*

Selon Brücker l'époque glaciaire pléistocène était un phénomène commun à toute la terre ; c'était une période d'abaissement général de température (3 à 4°)¹. Cette opinion est entièrement partagée par Penck.² Cette hypothèse a été combattue récemment par Eckhardt³. Mais la situation géographique des traces de l'époque glaciaire s'oppose aux idées de Penck et Brückner avec plus de force encore que les déductions théoriques d'Eckhardt. Le fait que la Sibérie entière n'a pas subi cette phase de glaciation continentale,⁵ que les plaines de l'Alaska⁴ arctique, situées sur le continent où le développement de la calotte glaciaire a été le plus puissant, n'ont jamais été couvertes de glace, enfin le faible développement de la glaciation pléistocène dans l'Amérique du Sud⁶ ne permet pas d'admettre dans

¹ Brückner. *Klimaschwankungen seit 700*. Wien 1890. p. 308.

² Penck-Brückner. l. c. p. 1146 ; Penck. *Das eiszeitliche Klima der Alpen*. C. R. des travaux du IX^e Congrès intern. de géogr. Genève. T. I. p. 336.

³ W. Eckhardt. *Das Klimaproblem der geologischen Vergangenheit und historischen Gegenwart*. Braunschweig 1909. p. 88-119.

⁴ O. Nordenskjöld. *Die Polarwelt*. Leipzig-Berlin 1909. p. 171.

⁵ Chamberlin and Salisbury. *Geology*. New-York 1906 T. III. p. 333.

⁶ O. Nordenskjöld, l. c. p. 110.

l'histoire de notre globe la possibilité d'une phase froide commune à toute la terre.

L'universalité du phénomène ne peut donc pas former la base d'une théorie sur l'époque glaciaire.

§ 69. *Le déplacement des pôles n'explique pas non plus la distribution des phénomènes de l'époque glaciaire.*

La situation géographique des indices de l'époque glaciaire prouve cependant que le centre principal de glaciation entoure la partie nord de l'Atlantique. Ce fait, en connexion avec le fort développement des glaciers antipodes en Australie et en Nouvelle-Zélande a conduit W. M. Davis¹ à sa théorie de l'époque glaciaire, fondée sur l'hypothèse d'oscillations de l'axe terrestre ; la situation du pôle Nord entre le Groenland et le Spitzberg (70° N, 20° W) correspondrait selon lui à la phase de glaciation pléistocène maximum. L'idée de Davis, d'abord sans influence, a dans ces derniers temps, séduit quantité d'explorateurs surtout scandinaves. Il suffit de citer Hansen et Pjetursson,² qui est le principal représentant des recherches géologiques en Islande ; enfin Eckhardt a non seulement accepté l'idée de Davis, mais l'a développée et prise pour base unique de la théorie de l'époque glaciaire. Cependant les oscillations de l'axe terrestre, pour ne rien dire des objections de principe d'ordre géophysique, n'expliquent pas non plus la situation de certaines traces de l'époque glaciaire. Ce qui infirme entièrement cette hypothèse c'est l'existence, constatée par tous les voyageurs et explorateurs, d'une époque glaciaire dans les pays antarctiques. Même les régions les plus ensevelies sous les glaces mon-

¹ W. M. Davis. *A speculation in topographic climatology*. Amer. Meteor. Journ. 1896. T. 12. p. 372-81.

² Pjetursson v. *Geol. Centralblatt* 1906. T. VIII. N° 1523.

trent des traces d'un développement antérieur encore plus grand. D'après l'hypothèse de Davis-Eckhardt le pôle sud se serait pourtant trouvé près de la côte Nord de la Terre Victoria. L'Antarctide occidentale et la Terre de Graham auraient été repoussés dans des latitudes si basses que les contrastes de développement des glaciers pléistocènes, constatés sur l'hémisphère Nord (Europe et Amérique d'une part, Sibérie et Alaska de l'autre) devraient apparaître dans l'Antarctide avec la même force. Cependant l'Antarctide occidentale a eu aussi son époque glaciaire, dont les traces puissantes ont été si bien décrites par Arctowski¹ et Nordenskjöld².

La glaciation pléistocène de la Patagonie rend également impossible un déplacement des pôles selon la théorie de Davis-Eckhardt. D'après cette hypothèse la Patagonie se serait trouvée comprise entre les parallèles 30° et 40°, et si les indices de l'époque glaciaire de ces pays parlent contre l'uniformité de la phase froide pléistocénienne, ils parlent aussi contre un tel changement de la situation du pôle, qui pourrait expliquer en même temps l'intensité de la glaciation dans les pays atlantiques, et la période pluviale dans l'Afrique du Nord.

Le déplacement des pôles ne peut donc pas non plus servir de base à la théorie de l'époque glaciaire. Le zélé représentant de cette théorie, W. Eckhardt, en a vu les défauts et les faiblesses. Dans un grand nombre de territoires où la végétation ou les traces de glaciation ne s'accordent pas avec l'hypothèse d'un déplacement géographique, Eckhardt, à l'exemple de J. Walther admet une hauteur plus grande des montagnes au pléistocène ; il suppose donc des soulèvements pléistocènes ou bien de fortes flexures déprimant l'écorce après cette époque. Au moyen de ces cen-

¹ Arctowski. *Les glaciers actuels et les vestiges de leur ancienne extension*. Résultats du voyage de la Belgica. Vol. V. Anvers 1908. p. 59 et suiv.

² Nordenskjöld. *Antarctic. Zwei Jahre am Südpol*. T. II. 217 et suiv.

tres locaux de glaciation, d'origine tectonique, Eckhardt veut éliminer les défauts de sa théorie de l'époque glaciaire.

§ 70. *Les phases glaciaires sont probablement un phénomène local, dû à des dislocations locales.*

Il est remarquable que Eckhardt et les autres partisans de la théorie, considérant le déplacement de l'axe terrestre comme la cause de l'époque glaciaire, ont fait la part large aux mouvements pléistocènes. Ainsi, outre une riche littérature sur les mouvements pléistocènes de la Scandinavie, nous avons maintenant de nouvelles observations sur ceux de l'Islande,¹ de toute l'Amérique du Nord et de l'archipel arctique.²

En passant en revue toutes les questions polaires rassemblées et comparées par Nordenskjöld³ on voit tout d'abord un paysage qui, il y a peu de temps a subi une phase de glaciation encore plus forte que celle d'aujourd'hui, jointe à de grands changements de niveau, à de grandes dislocations tectoniques. Et voilà que la pensée synthétique se dirige vers l'idée de Lyell,⁴ qui le premier a cherché à établir une relation causale entre les mouvements de l'écorce et le phénomène de l'époque glaciaire. L'objection que l'hypothèse de Lyell ne peut pas expliquer

¹ Pjetursson: Om Islands Geologi. 1905. Voir *Geol. Centralblatt* 1907. IX. N° 3511.

² Chamberlin and Salisbury. *Geology*. New-York 1906 T. III. p. 450, Chamberlin. *Phys. geography of the pleistocen. Journ. of Geol.* Chicago 1909. p. 589 sqq.

³ Nordenskjöld. *Die Polarwelt*, 1909.

⁴ Lyell en se basant, il est vrai, sur des idées de de Charpentier et de Morlot, a déjà admis dans la première moitié du XIX^e siècle, une corrélation entre la glaciation et le soulèvement des montagnes. Il a mis en rapport la disparition des glaciers avec des phénomènes d'affaissement du terrain. Il a expliqué le paysage glaciaire par la conservation des formes tectoniques sous la protection des glaciers (Lyell. *Das Alter des Menschengeschlechtes*. Deutsche Uebersetzung aus der III. Auflage 1864. p. 210-51.

toutes les époques glaciaires ¹ n'a pas une importance considérable déjà pour la raison qu'il nous manque aujourd'hui tout motif de paralléliser les phénomènes de la dernière époque glaciaire avec les phases glaciaires des temps paléozoïques. Il y a même certains indices, pas tout à fait sûrs, cependant, que les époques glaciaires paléozoïques ont été affirmées en vertu d'une fausse interprétation des faits observés. ² Ce qui est certain, c'est que la théorie de l'époque glaciaire sera parfaitement à la hauteur des exigences de la science, quand elle saura expliquer suffisamment les relations et les phénomènes du pléistocène lui-même.

Des perspectives nouvelles sur les phénomènes pléistocènes nous ont été ouvertes par les travaux de Tyrell et de Pjetursson, qui ne me sont connus que par de courtes mentions dans l'ouvrage de Nordenskjöld³. Voici les idées que ces explorateurs ont essayé d'introduire dans la science. Tyrell a constaté que les trois centres de glaciation connus en Amérique n'ont pas travaillé en même temps. Les glaciers les plus anciens sont ceux des Cordillères; la calotte glaciaire qui sort du centre de la baie de Hudson est plus jeune, et celle glaciaire du Labrador plus jeune encore. En Amérique, le régime glaciaire se déplaçait de l'Est à l'Ouest. Le Groenland, situé près de la côte orientale du continent, possède aujourd'hui encore son inland-sis. Les études de Pjetursson donnent des résultats semblables. Pjetursson a non seulement trouvé en Islande, un nombre de phases glaciaires plus grand que celui attribué à l'Europe, mais de plus constaté l'invasion du climat et des phénomènes polaires à l'époque de l'épanchement des basaltes les plus anciens, généralement attribués au miocène.

¹ Chamberlin and Salisbury. *Geology* T. III. p. 426.

² Basedow. Ueber den tektonischen Ursprung der sog. kambrischen Eiszeit Süd-Australiens. *Z. d. deutschen geol. Ges.* 1909. Bd. 61 p. 354-79.

³ O. Nordenskjöld. l. c. p. 33, 159.

Il y a quelques années, dans mes conversations avec M. Limanowski¹ j'ai entendu pour la première fois émettre l'idée que la glaciation de l'Europe du Nord n'est pas synchrone des phases glaciaires des Carpathes. Les recherches entreprises pour obtenir une confirmation de cette idée, si subversive alors, ne m'ont pas fourni de résultats tout à fait satisfaisants; elles ont pourtant prouvé que la glaciation locale des Carpathes orientales a été causée par un soulèvement local,² qu'elle est donc un phénomène sans rapport avec la chronologie du pléistocène.

Par suite de l'indépendance chronologique des glaciations locales, leur dépendance vis-à-vis des mouvements tectoniques apparaît avec de plus en plus de netteté et de généralité comme la cause des époques glaciaires. Celles-ci doivent être considérées comme des preuves d'une évolution locale, et non pas d'une évolution commune à toute la surface terrestre.

§ 71. *Influence de l'érosion sur le climat des montagnes.*

J'ai constaté, dans le bassin du Rhône, quatre cycles de soulèvement qui correspondent aux quatre invasions des glaces: les périodes interglaciaires étaient accompagnées par un abaissement des montagnes en bloc. Un soulèvement moyen de 350 m. correspond à un abaissement de température de 2°, mais comme ce soulèvement était très irrégulier et que sa hauteur variait de 200 à 900 m. l'influence climatique de ces mouvements sur le développement des glaciers était probablement plus grande. Le soulèvement achevé, quand les montagnes commençaient à se

¹ Limanowski a énoncé cette idée dans ses études siciliennes. Voir sur la tectonique des monts Péloritains. *Bull. Soc. Vaudoise Sc.Nat. Lausanne* 1909. Vol. 45. N° 165. p. 24.

² Romer. *Das Vorherrschen der Talfragmente in der Morphologie der Gebirgsrücken*. IX^e Congrès intern. de géographie. Genève 1908. II, p. 1195.

tasser, l'invasion des glaciers cessait. L'abaissement en masse, à en juger par analogie avec les temps actuels n'a pas été plus grand que 150 m. pendant chaque période interglaciaire, et la température ne s'est pas relevée de plus d'un degré; mais l'érosion et la dénudation, augmentées par le soulèvement, ont approfondi et élargi les vallées, et modelé de hautes et sveltes pointes dans ces masses puissantes. Les cols et les vallées ainsi élargis et approfondis, ont ouvert un passage à l'air chaud, dont l'importance était probablement plus grande que celle de l'abaissement des Alpes en bloc. Il est très remarquable que cette relation entre l'érosion et le climat a été connue depuis longtemps dans des montagnes où les mouvements épeirogéniques ainsi que l'érosion ont été beaucoup plus puissants que dans les Alpes. Tous les explorateurs de l'Himalaya, A. Schlagintweit et Godwin Austen surtout, ont constaté que l'Indus coulait autrefois à des niveaux beaucoup plus élevés que maintenant. Tous deux s'accordent à évaluer la profondeur de l'érosion la plus récente à 3-4000 pieds, et Schlagintweit en tire les conclusions suivantes: «The decrease of glaciers as observed by us must be due to some general change in the climate of the surrounding country, and I think, that we have numerous observations to show that this change of climate is due in a great measure to the great excavation of the Tibetan and Himalayan valleys by the action of the rivers.»¹

Je suis tout à fait de cet avis. L'histoire des époques glaciaires, c'est l'histoire des mouvements épeirogéniques locaux. Les 4 périodes glaciaires correspondent aux quatre cycles de mouvements pléistocènes des Alpes; dans les Carpathes orientales j'ai pu constater trois cycles de mouvements plus jeunes que les cycles de la pénéplaine du

¹ *Journ. Asiat. Soc. of Bengal* Vol. XXVI. 1857. Cité par Burrard and Hayden: A sketch of the geography and geology of the Himalaya Mountains and Tibet. Calcutta. 1907. Part III. p. 173.

miocène supérieur. De ces trois cycles, seul le dernier a entraîné une glaciation. Les classifications du pléistocène, si nombreuses et si différentes pour les divers pays ou chaînes de montagnes, n'expriment-elles pas d'une manière éloquente la localisation topographique de l'époque glaciaire? Ce sont des questions auxquelles je voudrais bien répondre affirmativement et qui sont dignes en tout cas de recherches futures.

VI. Appendice.

§ 72. *Relation entre les anomalies de gravitation et les mouvements quaternaires du bassin du Rhône.*

Pendant la rédaction de ce travail ont paru deux publications d'une si grande importance pour les problèmes examinés ici, qu'il me paraît nécessaire de terminer par quelques remarques sur ces travaux.

Il s'agit ici surtout du mémoire de Niethammer¹ sur les anomalies de la gravité dans la partie occidentale de la Suisse. Ce mémoire basé sur les mesures effectuées pendant les dernières années dans le bassin supérieur du Rhône, a fait connaître des résultats nouveaux. D'après les observations faites jusqu'ici le défaut de masse (réduit au niveau de la mer) se trouve dans les Alpes, au Nord des altitudes les plus hautes.² Des relations semblables existent dans les Carpathes, à en juger d'après l'unique profil de gravité mesuré sur la ligne Léopol-Munkacs.³

¹ Th. Niethammer. *Schwerebestimmungen der Schweizerischen geodätischen Kommission*. Sep. Abdr. a. d. Verh. d. Schweiz. nf. Ges. 91. Jahres-Vers. Glarus 1908. Bd. I.

² Messerschmidt. *Die Schwerebestimmung an der Erdoberfläche*. Braunschweig 1908. p. 135.

³ Sterneek. *Relative Schweremessungen, ausgeführt im J. 1893. Mit. k. u. k. milit. geogr. Ges.* 1893. Bd. XIII. p. 294.