

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 67 (1974)
Heft: 1

Artikel: Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais)
Autor: Burri, Marcel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164284>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 30.01.2025

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

Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais)

Par MARCEL BURRI

Université de Lausanne, Institut de Géologie, Palais de Rumine, 1005 Lausanne

RÉSUMÉ

Dans les vallées des Drances (Valais), trois stades glaciaires sont soulignés par des moraines frontales sises encore à l'intérieur des vallées:

- Les moraines les plus élevées appartiennent à la réavancée historique (1600–1800 ap. J.-C.).
- Les moraines intermédiaires forment des remparts localement bien conservés dans la partie moyenne des vallées, surtout au débouché des tributaires latéraux. Elles sont attribuées au stade de Daun.
- Les moraines les plus basses ont barré les vallées déterminant des lacs où se sont accumulés des graviers qui furent par la suite recouverts de moraine (région de Martigny) ou qui forment des terrasses complexes (région d'Orsières). Ces moraines dateraient des Dryas supérieures.

Les moraines frontales des stades plus anciens sont hors des vallées. Les cordons latéraux montrent l'existence de deux stades dont le plus élevé doit se situer vers 2300 m.

ABSTRACT

In the Drance valleys (Valais) three morainic stages can be determined from frontal walls found inside the valleys:

- The higher ones belong to a historical advance of the glaciers (A.D. 1,600–1,800).
- The intermediate ones form locally well preserved walls in the medium section of the valleys, mainly at the issues of the lateral tributaries. They may be correlated with the Daun stage.
- The lower ones have often barred off the valleys forming lakes wherein gravels have accumulated which were later covered with morainic deposits (region of Martigny) or forming complex terraces (region of Orsières). They may be attributed to the Dryas sup. stage.

The anterior stages left their end moraines outside the valleys and their lateral moraines show two stages, of which the higher is located around 2,300 m.

A. Introduction

1. Géographie

Le Rhône, un peu en aval de son coude de Martigny, reçoit un affluent important, presque le plus important de sa rive gauche, la Drance. Cette rivière est issue de la confluence de trois vallées: la vallée de Bagnes, celle d'Entremont et le val Ferret (fig. 1). Ces rivières drainent trois massifs importants et partiellement couverts de glaciers: le massif du Mont-Blanc à l'W, celui du Grand-Combin au centre, et celui du Pigne-d'Arolla à l'E.

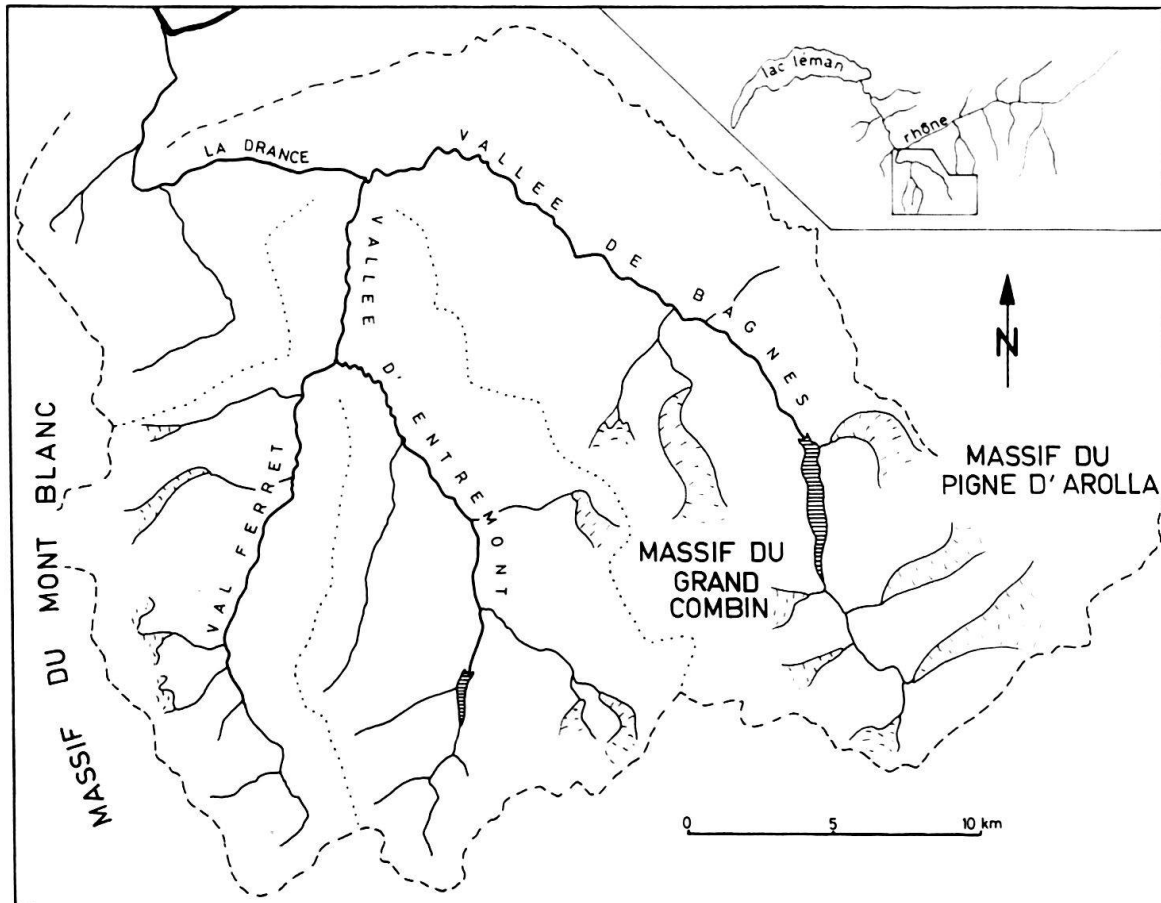


Fig. 1. Carte géographique générale des vallées des Drances.

La région décrite est représentée sur les feuilles 1324 (Barberine), 1325 (Sembrancher), 1326 (Rosablanche), 1345 (Orsières), 1346 (Chanrion), 1365 (Grand St-Bernard) et 1366 (Mont-Vélan) de la carte nationale suisse au 1 : 25000. L'annuaire des Services hydrographiques fédéraux (1898) donne les superficies suivantes pour ces bassins :

Bagnes	296 km ²
Entremont	180 km ²
Ferret	122 km ²
Aval de confl.	80 km ²
Total	<u>678 km²</u>

Ces trois vallées sont magnifiques. Parcourues par les touristes dès le XIX^e siècle, elles n'ont cessé d'attirer les amateurs de grands paysages. Leur développement actuel est même quelque peu inquiétant : l'élevage, principale ressource traditionnelle y est en régression et les hauts alpages y sont pour la plupart abandonnés. Les travaux hydroélectriques ont privé les rivières de leur eau, ce qui a localement modifié profondément les processus érosion-sédimentation. Seule la Drance de Ferret coule encore partiellement, mais pour quelques mois seulement : les travaux en cours à Emosson feront bientôt de ce torrent un souvenir que raviveront les crues de printemps.

2. Aperçu géologique

Les grandes structures géologiques sont approximativement méridiennes. Les vallées ont entaillé les massifs, mettant à nu une coupe profonde et complète allant des massifs cristallins externes (Mont-Blanc) au pennique le plus interne (Dent-Blanche). Le val Ferret et la partie aval de celui d'Entremont sont parallèles aux structures; au S d'Orsières, le val d'Entremont est oblique sur les structures, alors que le val de Bagnes les recoupe presque perpendiculairement. Sur la carte schématique (fig. 2), les unités ont été distinguées surtout en fonction de leur lithologie, principalement à cause des roches caractéristiques qu'elles étaient susceptibles de livrer au transport glaciaire.

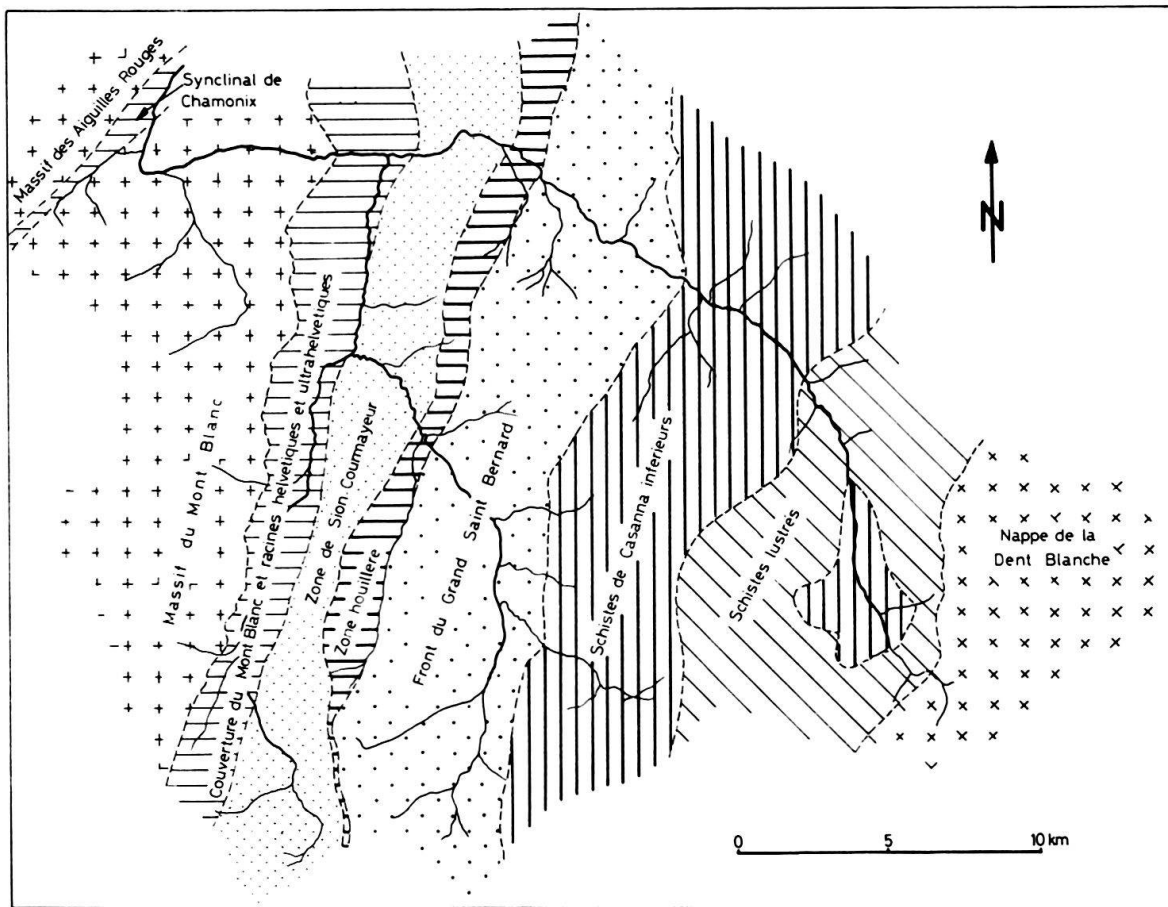


Fig. 2. Schéma tectonique des vallées des Drances.

De l'W vers l'E, les unités sont assez variées:

1. Les massifs cristallins (Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc) déterminent un pays élevé, escarpé, aux vallées profondément encaissées. Les granites du Mont-Blanc sont un matériel erratique très caractéristique qui a permis de poser et de résoudre certains problèmes (CORBIN et OULIANOFF 1927-1969).

2. A l'E du cristallin vient une zone sédimentaire complexe qui comprend la couverture autochtone du massif et les racines des nappes helvétiques et ultrahelvétiques (GRASMÜCK 1961). Autochtone et racines helvétiques sont à dominance calcaire. La vallée entre la Fouly et Sembrancher est axée sur les assises marneuses

tendres de l'Ultraschweizer. Les calcaires sont métamorphiques; à l'état de galets dans la moraine ils sont souvent difficiles à distinguer d'autres calcaires métamorphiques issus d'unités plus internes.

3. La zone de Sion-Courmayeur est également assez complexe (TRÜMPY 1952, 1955, FRICKER 1960, BURRI 1969). Ses calcaires gréseux et ses schistes sombres occupent les pentes boisées et relativement dépourvues d'aspérités qui dominent la dépression ultraschweizer. Mais dans la partie interne, l'unité de la Pierre Avoi contient des calcaires massifs et des brèches qui déterminent quelques reliefs. Leurs éléments, reconnaissables, sont d'un faible secours car ils se trouvent dans toutes les vallées.

4. Il en est de même pour les roches issues de la zone houillère. Si les schistes carbonifères livrent peu d'éléments de grande taille, les quartzites et les calcaires triasiques ont alimenté de petits glaciers locaux.

5. La partie frontale de la nappe du Grand St-Bernard (SCHAER 1959) est surtout caractéristique par ses faciès détritiques: grès, quartzites et conglomérats y sont dominants. Ce matériel se trouve dans toutes les vallées et n'a servi qu'à résoudre des problèmes très locaux.

6. En arrière vient la zone gneissique dont les roches sont connues sous le nom de Schistes de Casanna inférieurs (SCHAER 1959). Ces roches affleurent très largement, souvent à haute altitude; elles ont livré un très abondant matériel aux glaciers où seules les Roches vertes sont caractéristiques. Elles se trouvent dans les parties amont des vales d'Entremont et de Bagnes.

7. Les Schistes lustrés ne présentent pas une grande résistance à l'altération du gel: les glaciers de Bagnes et de Valsorey en charrient de grandes quantités. Il est aisé de reconnaître dans les moraines leurs marbres micacés, leurs calcaires siliceux et leurs brèches à éléments aplatis.

8. Les gneiss de la nappe de la Dent-Blanche n'affleurent que tout à l'amont de la vallée de Bagnes. La fréquence de ces roches dans les moraines est relativement faible, ce qui provient probablement de leur grande résistance et de l'altitude de leurs affleurements où le dégel est rare et l'altération lente.

3. Historique

La théorie glaciaire est née dans les vallées des Drances qui peuvent être considérées comme un haut lieu de la géologie. De nombreuses études ont été consacrées à l'histoire de cette théorie à laquelle est attaché le nom d'Ignace Venetz (1788-1859): FOREL (1899), MARIETAN (1954), BALMER (1970), WEIDMANN (1972), etc.

Il suffit donc de rappeler que Venetz, en tant qu'ingénieur de l'Etat, fut appelé dans la vallée de Bagnes pour tenter d'enrayer la catastrophe qui se préparait à Mauvoisin en 1818. Il y rencontra J.P. Perraudin qui lui fit part de ses idées sur une ancienne extension des glaciers ayant laissé des moraines dans les parties basses des vallées. Venetz appuya cette hypothèse par de nombreuses observations. C'est encore à l'Hospice du Grand St-Bernard, en 1829, lors d'une Assemblée générale de la Société Helvétique des Sciences Naturelles que Venetz présenta la théorie glaciaire dans sa première forme élaborée.

Il est curieux de constater qu'il n'y eut pas d'études de détail sur les phénomènes glaciaires de ces vallées par la suite. La seule cartographie systématique de la région

a été entreprise par ARGAND (1934): la carte est excellente, mais cet auteur n'a rien publié concernant ces problèmes. Tout le début du siècle a été empoisonné par le schéma des quatre glaciations de PENCK et BRÜCKNER (1909) et le désir de tous les chercheurs de retrouver ce schéma simplificateur. Le plus bel exemple de cette erreur méthodologique est représenté par l'étude de HESS (1935) à propos d'une région située un peu en aval de celle qui nous intéresse. STEINER (1931) a su éviter ce piège et a démontré, dans la vallée de Bagnes, que les chronologies établies sur les corrélations entre banquettes glaciaires étaient sans valeur. KINZL (1932) a donné une bonne description des moraines les plus récentes des glaciers locaux, ce qui nous dispensera de revenir sur cette description. OULIANOFF (1937, 1945) a publié plusieurs notes sur la morphologie et l'histoire morphologique du massif du Mont-Blanc.

B. Stades glaciaires

L'étude générale des matériaux abandonnés par les glaciers montre que trois stades récents sont décelables dans les vallées. Il est difficile d'introduire des subdivisions dans les phénomènes antérieurs à ces trois stades. Allant du plus précis au plus flou, nous décrirons ces stades en remontant dans le temps, soit successivement:

- Les stades historiques,
- le ou les stades des moraines intermédiaires,
- le ou les stades des moraines basses,
- les phénomènes antérieurs.

1. Les stades historiques

La dernière avancée des glaciers (ou petit âge glaciaire) a débuté à la fin du XVI^e siècle pour se terminer vers le milieu du XIX^e siècle. Il y eut deux avancées principales, la plus importante vers 1610, la deuxième, légèrement en retrait de la précédente, vers 1820 (LE ROY LADURIE 1967).

KINZL (1932) a donné non seulement une description minutieuse des moraines édifiées dans les Alpes occidentales au cours de ces crues glaciaires, mais aussi une bibliographie très complète de ce qui fut publié à ce sujet dans nos vallées. Et les témoignages écrits sont nombreux. Ils débutent avec les descriptions romantiques et peu précises de BOURRIT (1781) se poursuivent par les notes de VENETZ (1833), se terminent avec le récit de l'excursion de FORBES (1843).

a) Restes morainiques

Sur le terrain, deux vallums morainiques sont souvent distants seulement de quelques mètres. Le plus externe est déjà recouvert de végétation (pour autant que le climat le permette); c'est probablement celui de 1610. Le plus interne est encore presque nu et a dû être édifié au début du siècle précédent. Notre propos n'étant pas d'entrer dans ces détails, le tout est groupé sous le terme général de stades historiques.

Le moins qu'on puisse dire, c'est que le fond de la vallée de Bagnes ne devait pas manquer d'allure en ces époques d'expansions glaciaires. Alors que les glaciers d'Otemma, de Crête-Sèche et peut-être de Fenêtre se soudaient sous Chanrion, ceux

du Mont-Durant, du Brenay, de Tsessette et de Giétroz atteignaient le fond de la vallée. La rivière, souvent barrée, franchissait ces amas de glace en tunnel ou formait des lacs dont la vidange brusque dévastait la vallée.

La catastrophe de Giétroz en 1818 fut la plus terrible; elle a laissé des traces encore visibles dans l'habitat (GASCHEN 1955).

Au-dessus de Tsofleret, sur la rive droite du lac de Mauvoisin, de petits glaciers de cirque se développèrent sous le col de la Lire Rose. D'après des dessins de 1818 (reproduits par FOREL 1898) leurs glaces auraient même atteint le lac temporaire. Des vallums morainiques de ces époques sont également bien visibles au glacier de Bocheresse, en aval du névé du col des Otanes vers 2600 m, de part et d'autre du glacier de Corbassière, au front de tous les glaciers suspendus dans la face N du Petit-Combin, au droit des névés de la Pointe-de-Boveyre, du Grand-Aget et du Rogneux, toujours sur des versants N. Sur la rive droite de la vallée de Bagnes, des glaciers se sont développés sur les versants SW de la Rosablanc et du Mont-Fort.

L'altitude moyenne du val d'Entremont étant plus basse et les conditions d'ensoleillements meilleures, les traces des grands glaciers historiques y sont moins abondantes. C'est au fond du Valsorey que les plus belles moraines ont été conservées: les glaciers de la face N du Mont-Velan se joignaient à ceux de la face S du Grand-Combin pour s'écouler dans la vallée jusque vers 2200 m. Des glaciers de cirque crûrent tout au long du versant occidental du Grand-Combin, sous l'arête des Maisons-Blanches. Bien alimentés en éboulis par la paroi qui les dominait, ils ont édifié d'imposants appareils morainiques. Le glacier de Boveyre fit une spectaculaire progression et édifia le vallum de l'actuel alpage du même nom.

Aux sources du torrent de Ferret, le névé du Grand-Golliat se transforma en un petit glacier sans importance, alors que de modestes névés se formaient au-dessus des lacs de Fenêtre. Sur le versant oriental du massif du Mont-Blanc, les restes de cette phase historique sont abondants: le glacier de la face E du Mont-Dolent atteignit la combe des Fonds, celui de l'A Neuve resta dans la partie basse de sa vallée, tout comme celui de Saleina. Entre ces deux dernières vallées, les deux petits glaciers des Planereuses et de Treutse-Bô durent s'accroître jusqu'à être suspendus au-dessus du val Ferret.

Le glacier d'Orny n'atteignit probablement pas celui de Saleina. Un modeste glacier de cirque a laissé deux arcs morainiques tout à l'amont du val d'Arpette.

L'extension des glaciers sur ce versant du Mont-Blanc ne fut pas aussi spectaculaire que celle des glaciers du val de Bagnes. La pente très raide du versant est sans doute à l'origine de cette différence: lors d'un abaissement modéré de l'isotherme zéro, l'augmentation de la surface d'alimentation est faible et les glaciers réagissent relativement peu. A Bagnes au contraire de très grandes surfaces, tout particulièrement le glacier d'Otemma, sont horizontales et voisines de la limite des neiges pérennes, d'où une augmentation importante de l'aire d'alimentation du glacier en cas de refroidissement, suivie d'une crue importante.

b) Les glaciers rocheux

L'altitude assez élevée d'une partie de ce pays est favorable à la naissance des glaciers rocheux. Ils se sont particulièrement bien développés dans les assises gréseuses et souvent micacées du front de la nappe du Grand St-Bernard et dans les

Schistes de Casanna. Il faut noter que la différence est parfois difficile à établir entre un glacier rocheux fossile et les anciennes moraines d'un petit glacier de cirque. Il arrive que ces amas morainiques soient partiellement repris en glaciers rocheux, ce qui constitue alors un critère de différenciation très sûr. Les glaciers rocheux encore actifs se distinguent des fossiles à leur absence totale de végétation; ils sont toujours plus élevés en altitude.

Il est inutile d'entreprendre la description systématique de ces glaciers rocheux, qui sont souvent très spectaculaires et mériteraient à eux seuls une étude particulière. La figure 3 en donne la localisation générale. Remarquons simplement qu'ils sont bien plus développés sur les faces N que sur les autres. Les plus beaux se trouvent le long de la crête séparant les vallées d'Entremont et de Ferret, autour des sommets du Mourin et de Becca-Colinta. De nombreuses sources captées pour les fontaines des alpages sont alimentées par les eaux qui circulent dans ces amas rocheux à forte porosité.

c) Paléogéographie

A l'aide des diverses moraines encore visibles, il est possible de dresser une carte approximative de la position des glaciers durant cette courte crue (fig. 3). Etant donnée la fraîcheur des moraines et l'abondance des témoignages historiques, la précision de cette carte peut être considérée comme satisfaisante.

Quelle était la position de l'isotherme zéro? Rares sont les névés des derniers siècles qui ont laissé des traces satisfaisantes. Il y en eut un sur la face N du Rogneux, vers 2800 m, disparu actuellement. D'autres névés, encore présents, donnèrent naissance à de petits glaciers de cirque dont les moraines frontales sont 100 à 200 m en aval du névé actuel. Ce phénomène s'est produit entre 2900 et 3100 m: La Chaux (S du Mont-Fort), dépression entre la Rosablanc et le Parrain, névés du Grand-Aget et de la Pointe-de-Boveyre, névé du Grand-Golliat, etc.

Le même travail peut être fait, en se basant sur la position des glaciers rocheux et tous les résultats sont résumés dans le tableau suivant:

	Glaciers (névé)		Glaciers rocheux	
	actuels	anciens	actuels	anciens
Versant N	2900	2800	2300	2200
Versant E	3100	2900	2400	2300
Versant S	3200	3000	2600	2450
Versant W	3150	3000	2500	2400

L'abaissement de la limite des neiges se situe donc entre 100 et 200 m. Le seul glacier capable de déterminer une retenue d'eau fut celui de Giétroz. Il y eut cependant d'autres débauches qui ravagèrent le val de Bagnes et qui n'étaient pas dues à des glaciers en progression (MARIETAN 1927).

2. Stades des moraines intermédiaires

En aval des moraines historiques, un deuxième groupe de vallums frontaux occupe une position intermédiaire dans la partie moyenne des vallées. La continuité

des observations est évidemment moins bonne que pour le stade précédemment décrit et les corrélations d'une vallée à l'autre sont moins certaines.

a) *Formation glaciaires*

Le plus beau vallum de ce stade, sans doute le plus spectaculaire de ces trois vallées, coupe de val Ferret un peu en amont de Praz-de-Fort. Il a été édifié par le glacier de Saleina qui atteint la vallée et s'y écoula sur quelques centaines de mètres. Cette longue colline boisée avait déjà attiré l'attention de VENETZ (1861) et sa description mérite d'être reproduite: «Cependant les moraines formées par les limites du glacier de Saleinaz méritent d'être mentionnées. Ce glacier, qui maintenant se termine vers l'entrée d'une vallée latérale, avait traversé la vallée de Ferret presque à angle droit et s'était appuyé fortement contre le mont opposé; sur la gauche, on voit la moraine à plus de 100 m au-dessus du fond de cette vallée latérale. Elle se prolonge dans la principale jusque près du village de Praz-de-Fort où elle est divisée en trois. Sur la droite, la moraine forme une colline boisée de plus de 30 m de haut. La Drance, arrêtée dans son cours a dû former un lac qui, en rompant sa barrière, a probablement occasionné la débacle qui a laissé le long de la rivière une si grande quantité de blocs de granite roulés depuis Praz-de-Fort jusqu'à Sembrancher...» (p. 23 et 24).

S'il n'y a rien à ajouter à cette description, il faut chercher à localiser les autres glaciers à la même période. Pour rester dans le val Ferret, une autre moraine à matériel granitique existe en travers de la vallée entre Branche-d'en-Haut et Prayon. La route traverse une forêt au sol cahotique qui se prolonge, sur la rive gauche par une crête bien visible. En rive droite, à la base du versant, il est aussi possible de suivre la limite de ce vallum masqué par la forêt. Il s'agit là des moraines frontales des glaciers descendus du Mont-Dolent et du Tour-Noir.

Des arcs morainiques qui doivent appartenir à la même phase se trouvent à l'aval des glaciers suivants et aux altitudes indiquées entre parenthèses: Orny (entre 1200 et 1400 m), val d'Arpette (1600 m, juste au-dessus du débouché de Champex), au fond de la combe de l'A (2200 m), au fond de la combe de Drône (2000 m), dans la dépression qui voisine celle du col du Grand St-Bernard (1900 m), dans tous les vallons du versant droit du val d'Entremont, soit le flanc E du Velan (2100 m), Valsorey (1750 m), Challand (2200 m), Boveyre (1800 m), face W de la Dent-de-Boveyre (2200 m). Dans les dépressions du N du Rogneux et de Becca-Midi, ces moraines sont encore très fraîches jusqu'à 2000 m, alors que sur les versants NE, moins raides, elles déterminent toute une série d'arcs dans les alpages de Sery, à 2100 m. Les glaciers du Petit-Combin ont laissé les moraines qui bordent le torrent de Sery alors que le glacier de Corbassière construisait sur sa rive droite les crêtes qui débordent légèrement de la vallée et que suit le chemin de la cabane Panossière vers 2000 m. Enfin, sur la rive droite du Val de Bagnes, au débouché des principaux cirques, ces moraines sont conservées vers 2000 m.

b) *Paléogéographie*

Sur la carte (fig. 4), le trait est plein là où les moraines sont localisées; ailleurs, le trait est interrompu: les indéterminations sont nombreuses et notoires pour quelques glaciers. Au fond du val Ferret, par exemple, il ne reste de moraines que sur l'alpage de la Peule, soit environ 200 m au-dessus du talweg actuel; le glacier a dû

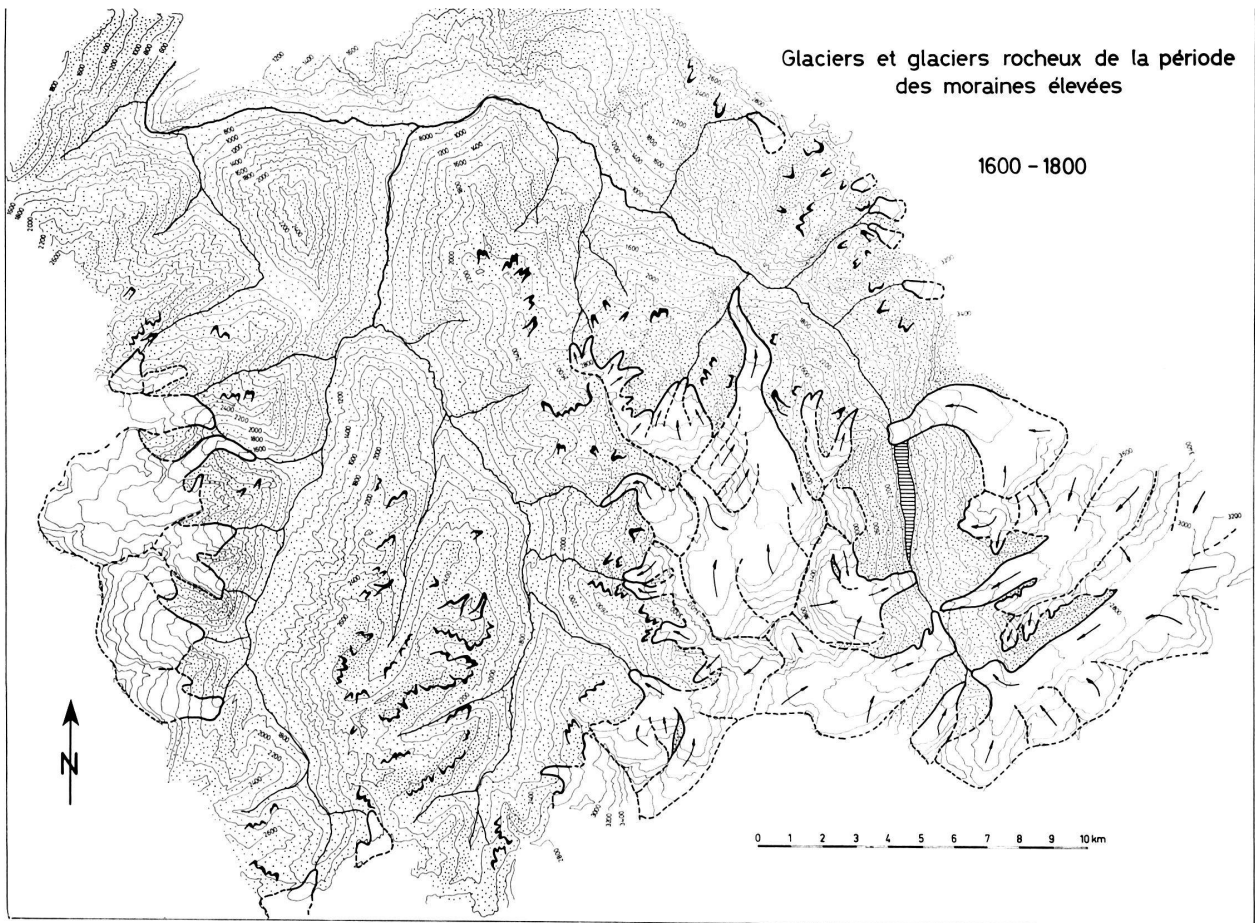


Fig. 3. Carte paléogéographique des vallées des Drances lors de la crue historique des glaciers.

stationner quelque part en amont de Ferret et ses moraines ont été détruites, à moins que ses glaces se soient jointes à celles du Dolent, dans quel cas il n'y a pas de moraine frontale. Dans le val de Bagnes, même mystère pour les glaciers de Corbassière et pour ceux qui arrivaient du fond de la vallée. La vallée est très encaissée et les dépôts, s'il y en eut, ont pu être détruits par des débâcles du genre de celle de 1818. Le glacier de Corbassière a probablement barré la vallée pour former un lac. Il ne serait pas surprenant que les graviers exploités dans la plaine de Bonatchesse (5 km en amont de Fionnay) soient le remplissage partiel de ce lac. La position du glacier principal a été estimée sur un critère morphologique; les berges de l'actuel lac de Mauvoisin sont extrêmement escarpées jusque vers 2200 m, où il y a, de chaque côté, des replats occupés par des alpages (Alliaz et Tre Dzo en rive gauche, Giétroz et Tsofleret en rive droite). Ces replats pourraient représenter l'épaule d'une ancienne vallée dans laquelle le glacier s'est enfoncé lors du stade qui nous intéresse présentement.

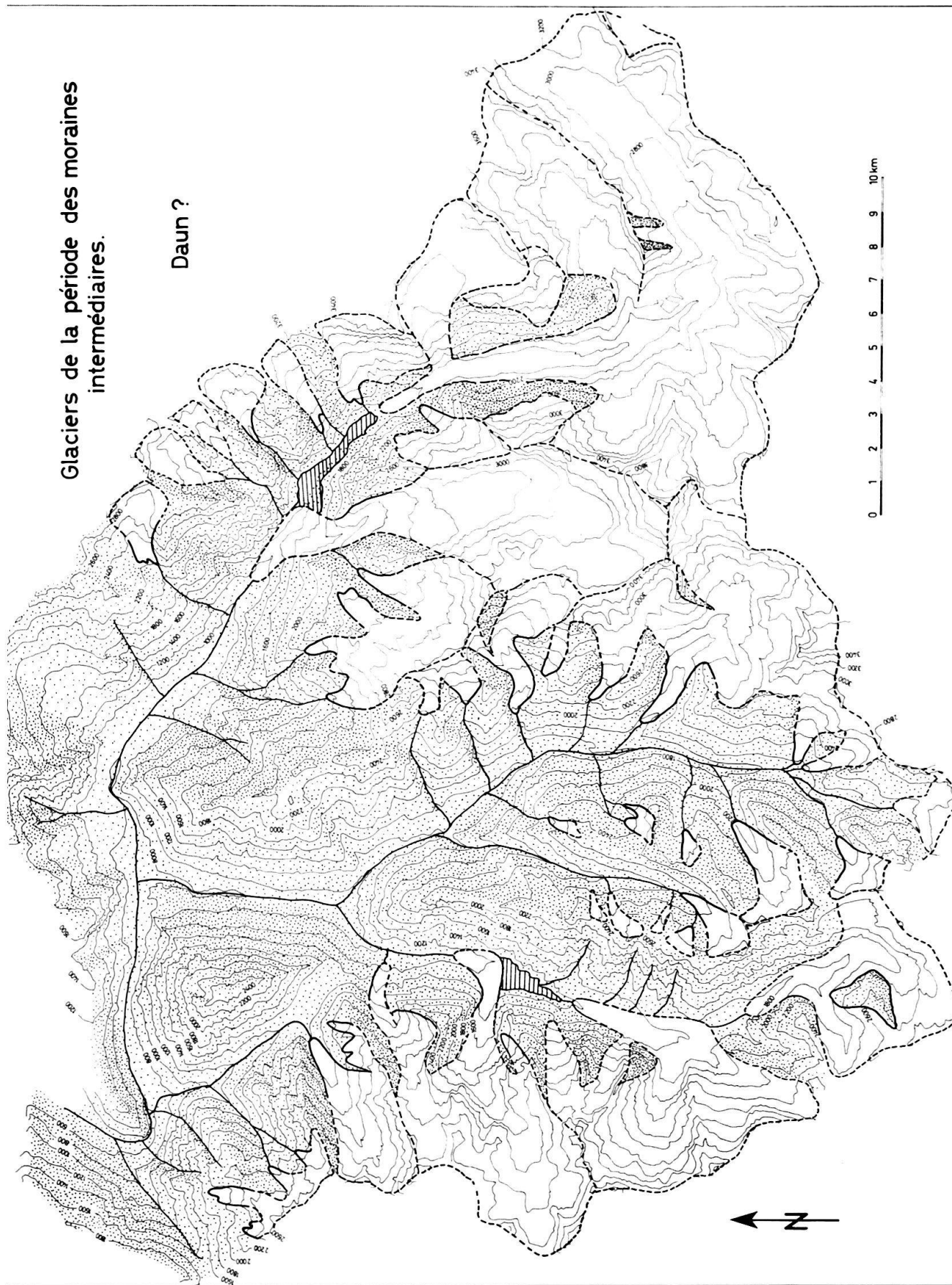
La position de l'isotherme zéro peut être estimée grâce à un ou deux petits glaciers de cirque. La combe ouverte dans le versant N de Crêta-de-Vella se termine par deux petits arcs morainiques: donc un petit glacier s'est développé à 2400 m. Mêmes conditions au flanc gauche de la combe de l'A. Si nos corrélations chronologiques sont justes, la limite des neiges était environ 500 m au-dessous de sa position actuelle.

3. *Stades des moraines basses*

Les moraines du dernier groupe observable encore à l'intérieur des vallées en occupent la partie la plus basse. L'histoire qu'elles racontent est complexe, étalée sans doute sur une période déjà assez longue. Inutile de dire que les corrélations d'une vallée à l'autre sont de plus en plus difficiles et sujettes à caution.

a) *Formation glaciaires*

Dans la vallée de Bagnes, aucune véritable moraine frontale n'est conservée. Cependant le fond de la vallée, entre Le Châble et Champsec montre une morphologie qui ne s'explique que par la présence d'un glacier. Le trait le plus caractéristique de cette morphologie est la présence d'une terrasse inclinée, accrochée à la rive gauche, dominant la vallée de plus de 100 m, à la partie supérieure de laquelle est construit le village de Bruson. Le talus qui limite cette terrasse est très raide, légèrement arqué vers l'aval. La surface de la terrasse est régulière en amont de Bruson, alors qu'en aval, elle est coupée de dépressions longitudinales qui en oblitèrent la surface. Tout à l'amont, la terrasse est coupée par le torrent qui a construit le spectaculaire cône de Prarreyer–Verségères–Champsec, cône qui est emboîté dans la terrasse. Elle représente, à nos yeux, le remplissage morainique (ou périglaciaire) d'une dépression délimitée par le glacier et le versant. Les irrégularités de la surface représentent les anciens cours des torrents périglaciaires. La position de cette terrasse et sa forme montrent que le glacier a dû juste atteindre la région du Châble. Au flanc de la vallée, les moraines de Dzeu (1600 m), de Bocheresse (2100 m) et de Vasevey (2100 m) appartiendraient à la même phase glaciaire, qui serait également responsable de l'emboîtement de la vallée visible par les banquettes du Tougne (1600 m), de Marduay (1800 m) et de Bocheresse (inclinée entre 2000 m et 2100 m).



Glaciers de la période des moraines
intermédiaires.

Daun ?

Fig. 4. Carte paléogéographique des vallées des Drances au Daun.

Il faut sans doute interpréter comme les moraines frontales d'Entremont les collines qui se trouvent au S de la gare de Sembrancher. Deux gravières y sont ouvertes; elles permettent de voir un matériel graveleux et sableux, à stratifications obliques grossières, avec quelques intercalations typiquement morainiques. Le matériel est essentiellement granitique et le glacier qui l'a transporté est issu du val Ferret et non pas d'Entremont. Cette moraine se suit assez bien vers le S, en rive gauche, jusqu'au hameau de La Garde. Dans l'ensellement qui fait suite à la colline rocheuse de St-Jean deux dépressions sont les anciens cours de la rivière: la gorge actuelle est épigénique.

De la même période date probablement le vallum qui limite le lac de Champex et les immenses accumulations de moraine à blocs granitiques qui tapissent tout le fond de la vallée entre Orsières et Sembrancher.

Dans la vallée d'Entremont il n'y a pas de vallum caractérisé qui puisse être indiscutablement rattaché à ce stade. Avant d'analyser les phénomènes un peu particuliers de cette vallée, voyons ce qui se passait à Martigny. Le vallon du col de la Forclaz est bordé de deux moraines qui s'évasent vers l'aval, suggérant par là que le glacier s'est étalé dans la vallée principale jusqu'à Martigny-Bourg. La terrasse de Plan Cerisier s'est construite entre le glacier et le versant. En amont, les choses sont un peu plus compliquées. Sur la rive gauche de la vallée, au Broccard et au Borgeau, soit une centaine de mètres au-dessus de la vallée actuelle, deux exploitations montrent la même coupe (fig. 5). Au Broccard, de la moraine à blocs de granite

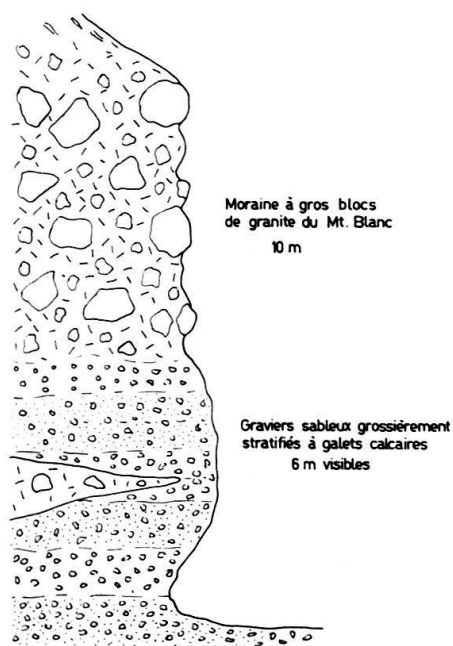


Fig. 5. Coupe stratigraphique de la gravière du Broccard.

(10 m) repose sur des graviers légèrement cimentés à stratification fruste, contenant quelques lentilles de moraine de fond. Les galets ont 1 à 15 cm; ils sont peu arrondis, quelquefois striés; ce matériel est relativement pauvre en granite, mais contient beaucoup de calcaire du type des calcaires de la couverture du Mont-Blanc ou du synclinal de Chamonix. Au Borgeau, 2 km, plus en amont, la moraine à blocs de granite repose sur une couche graveleuse et sableuse de granulométrie moyenne assez fine. Les galets n'ont que 1 à 2 cm de diamètre et sont constitués pour 30%

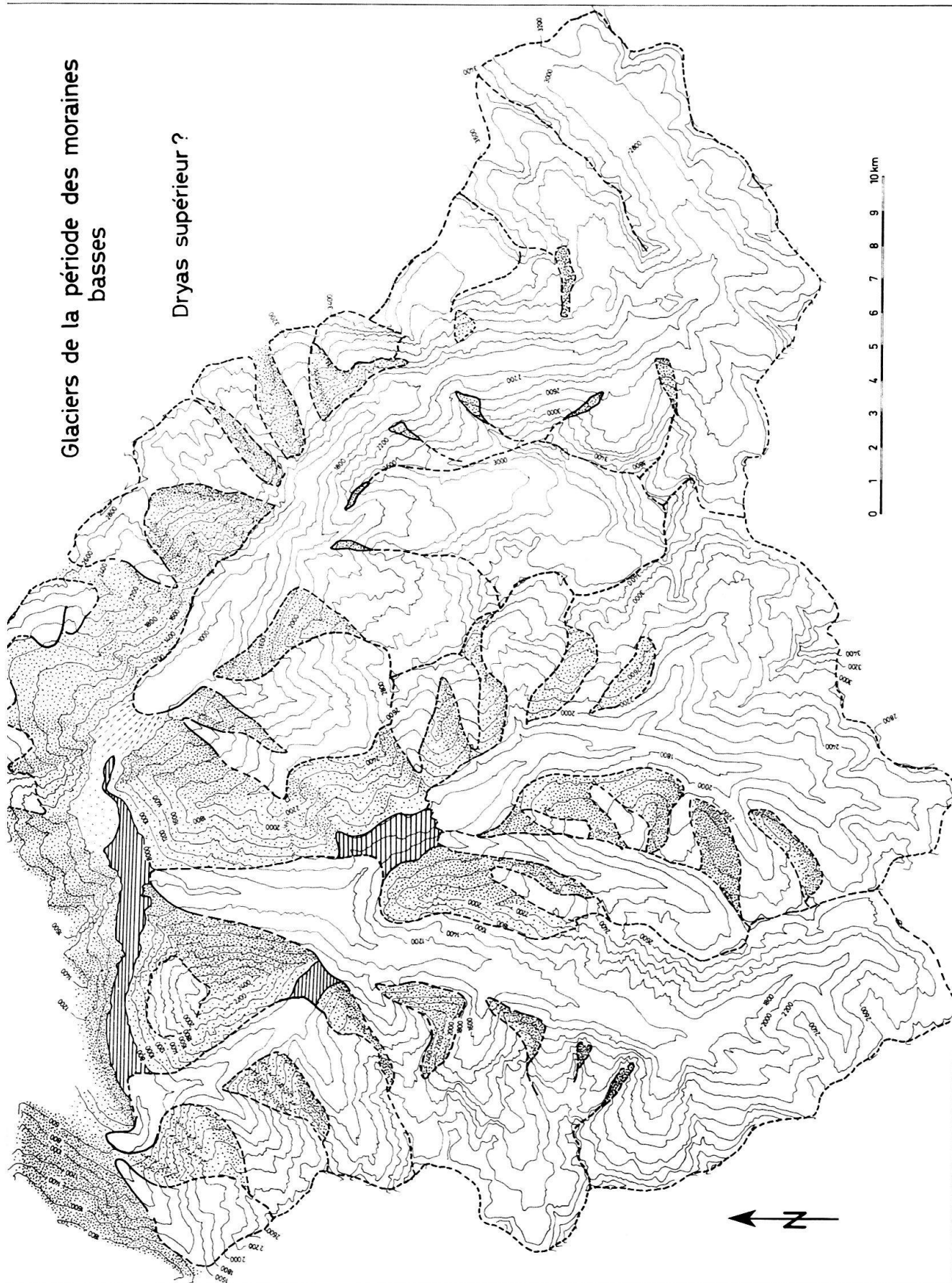


Fig. 6. Carte paléogéographique des vallées des Drances au Dryas supérieur (les lacs sont figurés en hachures horizontales).

de roches sédimentaires, le reste étant granitique. Les niveaux sableux sont de véritables arènes granitiques, parfois presque blanches.

Cette moraine à blocs de granite, qui descend jusqu'à Martigny, est celle d'un glacier descendu du val d'Arpette par la dépression de Champex. Ce glacier a d'ailleurs laissé deux vallums parallèles sur la rive occidentale du lac de Champex et des crêtes plus ou moins démantelées au débouché du vallon dans la vallée de la Drance. Un grand cône d'alluvion s'est édifié par la suite, noyant l'ancienne topographie glaciaire.

b) Paléogéographie

Le premier glacier qui atteignit le fond de la vallée fut celui qui descendait du col de la Forclaz. Alimenté par tout le versant N de la Pointe-Ronde (2700 m) et favorisé par la pente très raide de toute la région il progressa rapidement et établit un barrage au niveau de Martigny-Bourg. Dans le lac ainsi formé se déposèrent les graviers conservés au Broccard et au Borgeau. Le matériel graveleux provenait sans doute du glacier lui-même, d'où l'abondance des roches sédimentaires issues du synclinal de Chamonix.

Le glacier du val d'Arpette atteignit également Martigny, mais un peu plus tard, vu l'éloignement de son bassin d'alimentation; il barra la vallée à son tour dans la région des Valettes. Il y a de nombreux restes du lac ainsi formé. Lors de la construction de la nouvelle route, en-dessous de Bovernier, les travaux de drainage les plus profonds ont mis au jour des argiles stratifiées; elles étaient recouvertes uniquement par les formations récentes du cône d'alluvions. Le lac atteignit au moins 750 m d'altitude. En aval de Sembrancher, dominant la berge droite de la Drance, une haute éraillure montre la stratification nette de la base des grands éboulis du rocher de la Crevasse, sans doute accumulée dans l'eau. Et à Sembrancher même, les moraines frontales du glacier de Ferret pourraient bien être sous-lacustres; ceci expliquerait leur lithologie graveleuse et les grossières stratifications qui y apparaissent.

Il n'y a pas grand chose à dire des glaciers qui envahirent la vallée de Bagnes. Ils atteignirent la région du Châble. La vallée était trop étroite pour permettre des dépôts fluvioglaciaires importants vers l'aval et, s'il y en eut, ils ont été détruits ou recouverts par des cônes d'alluvions. Dans les vallées latérales, quelques moraines permettent d'estimer la position des glaciers tributaires, mais les preuves manquent pour corréliser les stades des dépressions de Bruson, de Mille, de Verbier, du Mont-Fort, etc. (voir fig. 6).

C'est le val d'Entremont qui pose le plus de problèmes, surtout à cause de toute la région des terrasses graveleuses d'Orsières. Le bassin d'alimentation d'Entremont est à une altitude beaucoup plus basse que celui de Ferret. La figure 6 représente une interprétation des formes actuellement visibles. Le glacier de Ferret, dont la moraine de Champex donne la cote (1500 m) obstruait la vallée d'Entremont où un lac profond prit naissance. Le glacier d'Entremont venait se terminer dans ce lac, un peu en aval de Liddes où il construisit les grandes crêtes transversales coupées par le torrent descendu du cirque Rogneux-Dent-de-Boveire. La colline aval est éventrée par une exploitation qui montre un matériel morainique grossier, avec une stratification irrégulière et mal définie, fortement inclinée vers l'aval. Ce matériel est uniquement d'origine Entremont (Schistes lustrés, Roches vertes, Gneiss de

Casanna, etc.). La coupe de la gravière montre que des blocs granitiques se trouvent uniquement en surface et seulement sur le revers aval de la crête. De tels blocs se rencontrent un peu partout dans les champs, les plus élevés étant à la croix qui domine le Pont-de-la-Tsi (1465 m) et à Chandonne (1454 m). Nous pensons donc que les blocs donnent le niveau du lac déterminé par le glacier de Ferret et qu'ils ont été dispersés par des icebergs détachés de ce glacier. La présence d'une nappe d'eau est encore attestée par les dépôts de type deltaïque observables à la sortie de la combe de l'A, le long de la route de Vichères: les stratifications de ces formations graveleuses sont fortement inclinées vers l'aval.

Lors du réchauffement, le glacier d'Entremont se retira plus rapidement, libérant la vallée, alors qu'une nappe d'eau y était maintenue par la présence du glacier de Ferret plus lent à disparaître. Ainsi se forma la terrasse de Liddes (1300 m), en amont des moraines frontales, surtout faite de matériel sableux, mais dont la surface est également jonchée de blocs de granite. Le glacier de Ferret se retira à son tour, abaissant progressivement le plan d'eau du lac de barrage. Des graviers se déposèrent sur les deux flancs de la vallée, mais ils ne sont visibles que dans des coupes artificielles. Les grandes terrasses qui dominent Orsières et que VENETZ (1861) avait déjà décrites, sont les plus importantes de ces accumulations. Les gravières actuellement en exploitation montrent que la sédimentation a dû se faire contre le glacier: de la moraine de fond se trouve sous ou dans les graviers et les stratifications, bien visibles, sont souvent dérangées. La présence d'eau est attestée par des ripple-marks bien développés dans les niveaux sableux.

Même après la disparition complète du glacier, un barrage d'origine morainique a probablement maintenu un lac entre Orsières et Sembrancher: dans le fond de la vallée, à 760 m, dans une carrière de dalles, des sédiments graveleux et sableux bien stratifiés reposent sur la moraine de fond (fig. 7). Le barrage de Sembrancher a

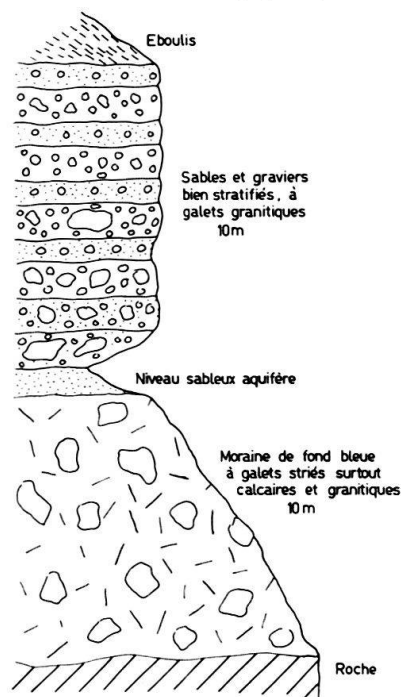


Fig. 7. Coupe de l'éraillure due à l'exploitation de dalles à 2 km en amont de Sembrancher, route du Grand St-Bernard.

sauté assez tardivement grâce à une gorge épigénique ouverte à l'E de la colline de St-Jean.

4. Stades anciens

Il y a partout sur les versant jusqu'à plus de 2000 m, les traces des passages des glaciers. Plusieurs stades sont même décelables mais il est impossible de les corrélés.

Notons pourtant quelques phénomènes caractéristiques. Le replat de Verbier est partiellement graveleux et il est probable que ce matériel s'est accumulé dans une dépression latérale du glacier. Au même stade pourrait appartenir le vallum de Clambin (1700 m) et une série de ruptures de pente très nettes sur la rive droite de la Drance de Bagnes: sous l'alpage de Louvie (2000 m), sous Severeau (2200 m) et sous Vasevey (2200 m). Toutes les vallées de la rive droite sont suspendues à cette altitude.

Dans le val d'Entremont, le vallum le plus élevé se trouve en rive gauche, sous le Mourin, à 2200 m. Il se prolonge, vers l'aval, par une rupture de pente qui suit à peu près la cote 2000 à l'E de Crêta-de-Vella. Dans le val Ferret, il faut probablement rattacher à cette même phase les gigantesques accumulations de blocs de granite de Plan Beu, entre 1800 et 1900 m, que VENETZ (1861) avait déjà signalées. Un glacier qui atteignit cette altitude devait encore diffuser par la dépression de Champex, ce qui ne fut plus le cas par la suite.

Il y a donc dans toutes les vallées les traces d'une occupation glaciaire jusqu'à une altitude de 2200 m dans les parties amont et de 1700 à 1800 m dans les parties aval. Ce stade n'est cependant pas le stade paroxysmal de la dernière glaciation. JÄCKLI (1970) sur sa magnifique carte de la Suisse lors de la dernière période glaciaire, fait monter le glacier jusqu'à 2000 m au débouché des vallées et jusqu'à 2600 m dans leurs zones hautes. Il se base sur la position des blocs erratiques et sur des observations externes aux vallées des Drances. Que reste-t-il de ce paroxysme? Peut-être une seule chose. Sur le versant droit de la Drance, entre Sembrancher et Orsières des blocs de granite du Mont-Blanc se trouvent jusqu'à près de 1800 m. Ils n'ont pu être apportés que par le glacier de Ferret. Ils sont les restes de la moraine médiane née de la confluence des glaciers de Ferret et d'Entremont. Mais le versant est assez raide et le glacier d'Entremont devait bien s'écouler quelque part. Repoussé par le volumineux glacier de Ferret, il est probable qu'il franchissait les crêtes (env. 2000 m) et passait dans la vallée de Bagnes (fig. 8). Ceci suppose que la surface du glacier était supérieure à 2000 m, peut-être de 2300 m. Le glacier de Bagnes se joignait à son tour au glacier du Rhône par-dessus les crêtes en aval de la Pierre-Avoi.

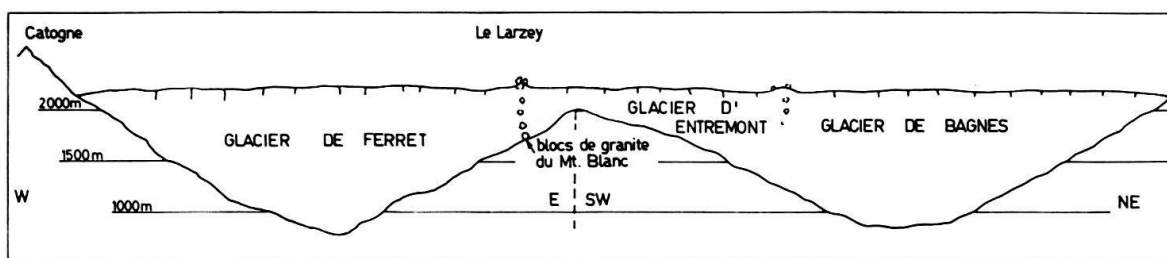


Fig. 8. Coupe montrant la disposition des glaciers dans les parties aval des vallées de Bagnes et d'Entremont au maximum de la glaciation.

5. Essai de chronologie

Aucune méthode moderne de datation n'a été utilisée, faute de temps, de technique, faute aussi de matériel. Nous en sommes donc réduits à la vieille méthode des comparaisons avec les régions voisines. Dans les Alpes suisses il n'y a pas beaucoup de régions où toutes les méthodes aient été utilisées. La plus voisine se trouve à plus de 100 km de la nôtre, déjà en dehors du bassin rhodanien: les très belles études de ZOLLER, SCHINDLER et RÖTHLISBERGER (1966) et de SCHINDLER (1972) permettent de retracer l'histoire détaillée de la haute vallée de la Reuss. Le cadre chronologique établi par ces auteurs sera mis à contribution.

Sur les versants italien et français du Mont-Blanc, MAYR (1969) a également des données intéressantes, quoique moins précises. Elles seront aussi plus utiles, car très voisines de notre région. A partir d'observations morphologiques et stratigraphiques au front de quelques grands glaciers, Mayr a retrouvé presque partout les stades qu'il avait définis et datés dans les Alpes autrichiennes, soit:

1. Un stade relativement ancien (Egesen–Daun) au cours duquel les glaciers descendirent dans les vallées principales et atteignirent Chamonix (1087 m, progression de 5 km) sur le versant N et la région d'Entrèves–Courmayeur (1600 m) au S.

2. Puis il y eut un premier stade intermédiaire qui vit encore les glaciers descendre dans les vallées. Il a été daté, au glacier du Tour, de 4400 av. J.-C., ce qui le situe au début de la période atlantique (stade de Larstig).

3. Un deuxième stade intermédiaire est en retrait du précédent. Il aurait débuté avant J.-C. pour se terminer après (stade de Simming).

4. Le dernier des stades est historique (stade de Fernau).

La comparaison des données de Mayr avec celles des vallées des Drances est donnée à la figure 9. Cette carte montre que nos moraines basses ne peuvent pas être corrélées avec les moraines décrites par Mayr. Elles sont la trace d'appareils glaciaires bien plus importants que ceux décrits par cet auteur. La comparaison commence donc seulement pour nos moraines intermédiaires qui peuvent être corrélées soit avec le stade le plus ancien (Egesen) soit avec le suivant (Larstig).

Revenons aux travaux de SCHINDLER (1972); il résume ainsi l'histoire de la vallée de la Reuss:

1. Au début de la période du Dryas inférieur (env. 8800 av. J.-C.), le glacier de la Reuss, rejoint par celui de Maderaner, atteignait la région d'Erstfeld, alors que sur la fin, il stationna près de Intschi.

2. Puis la régression des glaciers fut générale et suivie d'une réavancée au Préboréal (8200–6800 av. J.-C.). Au début de ce stade le glacier arrivait près de Wassen et, sur la fin, il était à Göschenen: c'est le stade de Daun.

3. Les moraines plus internes se trouvent à Göschenalp; déposées entre 880 av. J.-C. et 320 après, elles sont partiellement dues à une progression accidentelle (éboulement du glacier?).

4. Enfin viennent les moraines historiques qui sont à 1800 m, soit à 2,5 km en aval du front du glacier actuel qui se situe à 1900 m.

A titre d'hypothèse, j'ai choisi de rattacher nos moraines intermédiaires au stade de Daun (= Egesen de Mayr), et, par conséquent, nos moraines les plus basses, au

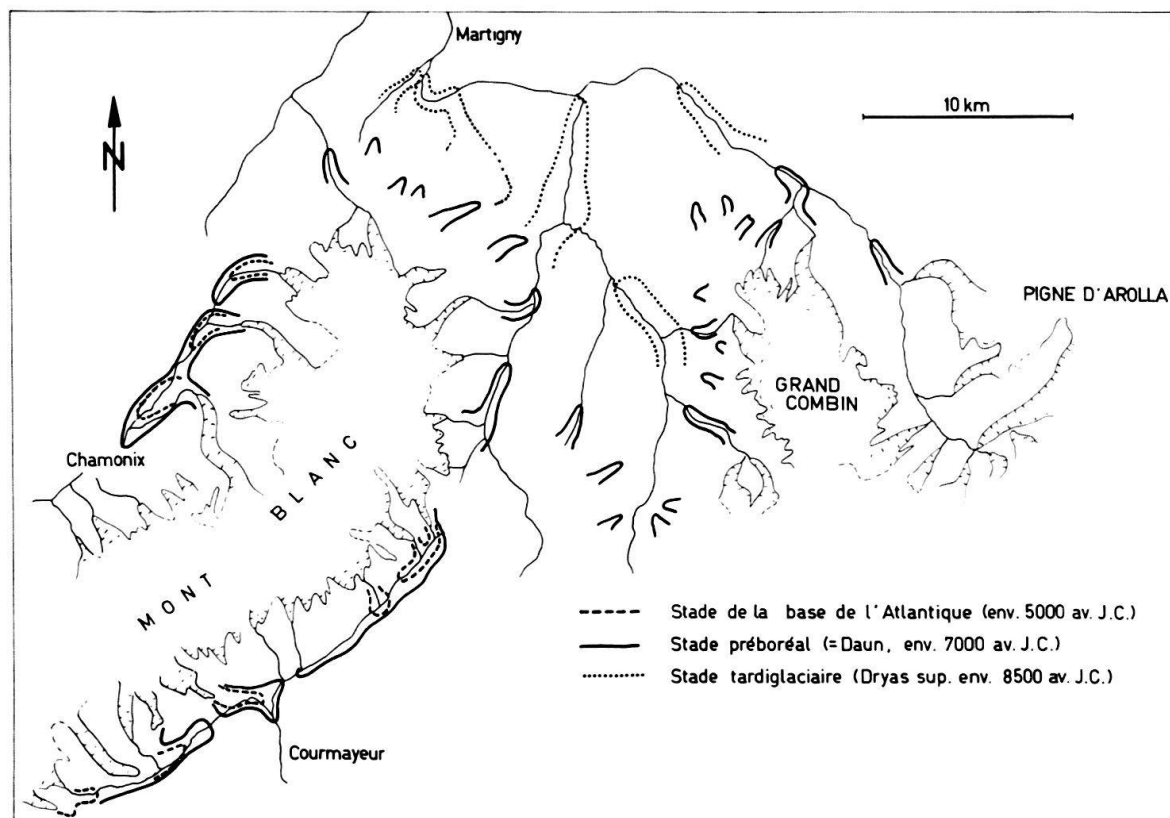


Fig. 9. Schéma montrant les corrélations envisagées entre les glaciers du Mont-Blanc (MAYR 1969) et ceux des vallées des Drances.

stade des Dryas et ceci pour la raison que, dans la vallée de la Reuss, le stade postérieur au Daun (Larstig) ne se marque par aucune morphologie morainique. Les corrélations admises se résument au tableau suivant :

Vallée de la Reuss	Massif du Mont-Blanc	Vallée des Drances
Stades historiques 1600–1830	Stades de Fernau	Moraines élevées
Göscheneralp 880 av. à 320 ap. J.-C.	Stade de Simming	
	Stade de Larstig 4400 av. J.-C.	
Stades de Wassen et Göschenen (Daun)	Stade de Egesen	Moraines intermédiaires
Stades de Erstfeld et Intschi (Dryas)		Moraines basses

Ces corrélations posent un certain nombre de problèmes, surtout en ce qui concerne l'ampleur des phénomènes par comparaison avec ce qui se passait dans la vallée de la Reuss. Au Dryas, le glacier de la Reuss était à Erstfeld, soit à 500 m

d'altitude; les glaciers des Drances atteignaient les parties aval des vallées; l'un d'eux arrivait même à Martigny, donc également à moins de 500 m d'altitude. Mais ceci représente pour le glacier de la Reuss une progression de 50 km, alors que les nôtres n'avançaient que de 10 à 20 km.

Le même phénomène se reproduit au Daun: le glacier de la Reuss avance de 15 km, les nôtres, seulement de 3 à 7 km. La raison de ces différences d'amplitudes doit être liée aux différences de pentes de ces bassins, pentes qui sont beaucoup plus fortes dans les vallées des Drances: lors des refroidissements l'aire d'alimentation des glaciers s'agrandit moins que dans le cas d'un bassin aux pentes faibles. La même explication nous a déjà servi pour expliquer des différences entre les vallées de Bagnes et d'Entremont et ceci pour un phénomène bien daté puisqu'il s'agissait de la ré-avancée historique.

Postérieurement aux phénomènes glaciaires, la morphologie des vallées n'a été modifiée profondément que par la construction d'importants cônes de déjections. Dans certains cas, leur édification a pu commencer très tôt: l'imposant cône de Volège s'étale dans une portion de la vallée qui était déjà libre de glace à l'époque des Dryas. D'autres sont plus récents, mais dans tous les cas, les torrents sont enfoncés de plusieurs mètres dans leurs propres dépôts.

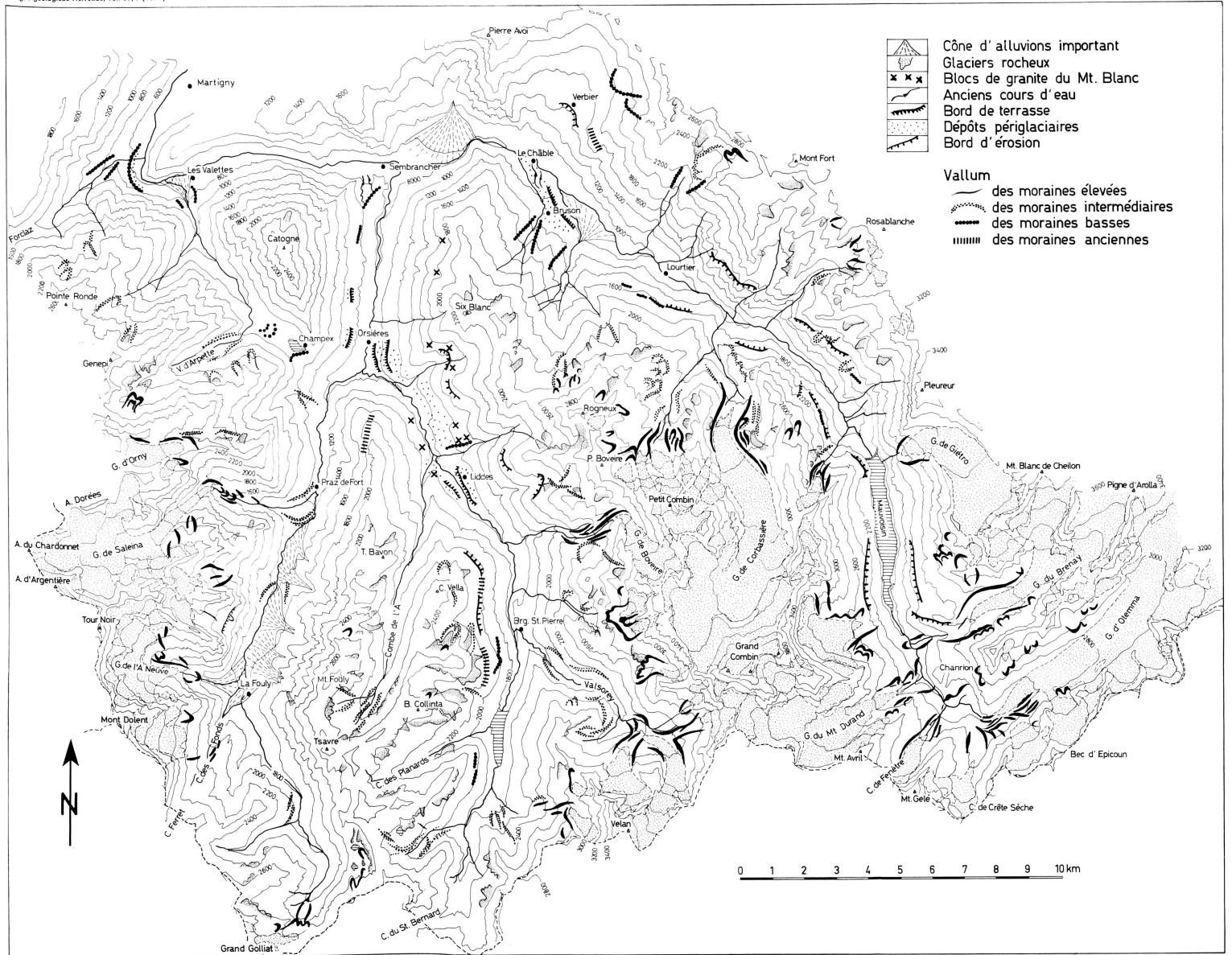
REMERCIEMENTS

Il faudrait toujours remercier de nombreux amis et collaborateurs avant toute publication. Que ferais-je sans l'ambiance que mon patron, le Prof. H. Badoux, entretient dans son institut? Peut-on mesurer ce que doit un texte aux critiques amicales et fréquentes de ceux qui nous accompagnent sur le terrain: je remercie surtout MM. S. Ayrton, M. Weidmann, R. Chessex et particulièrement L. Jemlin qui a même la paternité de nombreuses observations ci-dessus décrites. Pour leur collaboration à la rédaction finale, ma gratitude va également à MM. J.P. Schaer et J. Winistorfer. Que ceux que je ne cite pas sachent bien que ma reconnaissance n'est pas moindre.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. (1934): *Carte géologique du Grand Combin au 1:50000*. Mat. Carte géol. Suisse, carte spéc. 93.
- BALMER, H. (1970): *Ygnaz Venetz (1788-1859)*. Gesnerus 27.
- BOURRIT, M.T. (1781): *Description des Alpes pennines et rhétiennes*. J.P. Bonnant, Genève.
- BURRI, M. (1969): *La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais)*. Eclogae geol. Helv. 62.
- BURRI, M., et TRÜMPY, R. (1960): *Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Valais du 13 au 15 sept. 1959*. Eclogae geol. Helv. 53.
- CORBIN, P., et OULIANOFF, N. (1927-1969): *Carte géologique du Mont-Blanc au 1:20000*.
- (1929): *Le glacier du Tour, ancien tributaire du glacier du Rhône*. Bull. Soc. géol. France (4) 29.
- FORBES, I. (1843): *Travels through the Alps of Savoy and other Parts of the Pennine Chain*. Adam and C. Black, Edinburgh.
- FOREL, F.A. (1880-1911): *Les variations périodiques des glaciers des Alpes*. Extraits Jb. SAC.
- FRICKER, P. (1960): *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis)*. Eclogae geol. Helv. 54.
- GASCHEN, H. (1955): *Inscriptions: souvenirs de la tragique journée du 10 juin 1818*. Bull. Murith. 72.
- GRASMÜCK, K. (1961): *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)*. Eclogae geol. Helv. 54.
- HESS, O. (1935): *Die Oberflächenformen des Trientales*. Thèse, Zurich.
- Inspectorat Fédéral des Travaux Publics (1898): *Le bassin du Rhône depuis ses sources jusqu'au Lac Léman*. Section hydrométrique, Berne.

- JÄCKLI, H. (1970): *La Suisse durant la dernière période glaciaire, carte au 1:550000*. Atlas de la Suisse, Serv. Topogr. Féd. carte n° 6.
- KINZL, H. (1932): *Die grössten nachzeitlichen Gletschervorstösse in der Schweizer Alpen und in der Mont-Blanc-Gruppe*. Z. Gletscherk. 20.
- LE ROY LADURIE, P. (1967): *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris.
- MARIETAN, I. (1927): *Les débâcles du glacier de Crête-Sèche*. Bull. Murith. 54.
- (1955): *Fragments de bois d'Arolle dans les alluvions de Torrembey (Bagnes)*. Bull. Murith. 72.
- (1959): *La vie et l'œuvre de l'ingénieur Ignace Venetz (1788–1859)*. Bull. Murith. 76.
- MAYR, F. (1969): *Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont-Blanc-Gebietes*. Z. Geomorph. Suppl. 8.
- OULIANOFF, N. (1937): *Sur l'ancien passage du glacier du Tour sous le Catogne (Massif de la Croix de Fer, Valais)*. Eclogae geol. Helv. 30.
- (1945): *Une contribution à l'histoire du glacier du Trient*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 63.
- PENCK, A., et BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- SCHAER, J.P. (1959): *Géologie de la partie septentrionale de l'Eventail de Bagnes*. Arch. Sci. Genève 12/4.
- SCHINDLER, C. (1972): *Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N 2*. Eclogae geol. Helv. 65.
- STEINER, A. (1931): *Etude des banquettes glaciaires de la vallée de Bagnes (Valais)*. Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 3.
- TRÜMPY, R. (1952): *Sur les racines helvétiques et les «Schistes Lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi)*. Eclogae geol. Helv. 44.
- (1954): *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. Eclogae geol. Helv. 47.
- VENETZ, I. (1833): *Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse*. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 1/2.
- (1861): *Mémoire sur l'extension des anciens glaciers, renfermant quelques explications sur leurs effets remarquables*. Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 18.
- WEIDMANN, M. (1972): *A propos d'Ignace Venetz (1788–1859)*. Bull. Murith. 89.
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C., et RÖTHLISBERGER, H. (1966): *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet*. Ver. naturf. Ges. Basel 77.



Carte des principaux phénomènes récents dans les vallées des Drances