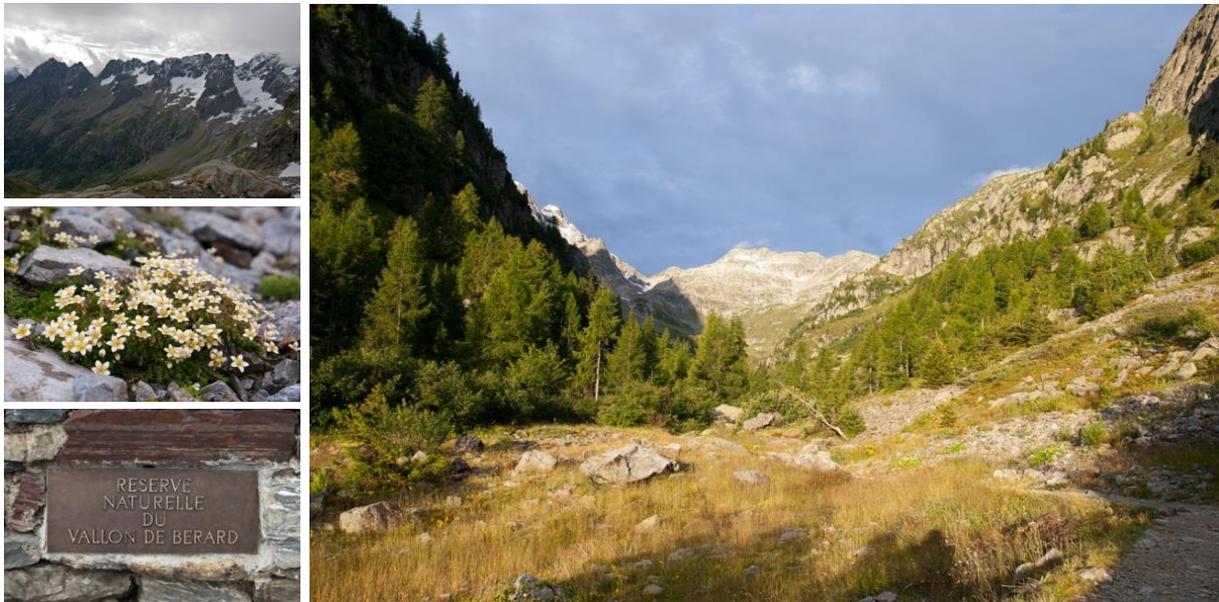


Etude sur l'évolution récente des glaciers de la Réserve Naturelle du Vallon de Bérard

Andrés Rees Catalán

Sous la direction du Pr. Henri Rougier



REMERCIEMENTS

Je souhaiterais adresser mes remerciements le plus sincères à tous ceux qui m'ont aidé et encouragé dans la réalisation de ce mémoire.

Je tiens à remercier mon professeur et directeur de mémoire Henri Rougier qui m'a accordé sa confiance pour l'étude de ce sujet et qui a su me guider et conseiller tout au long de la rédaction de cette recherche.

Mes remerciements s'adressent également à l'Association des Réserves Naturelles des Aiguilles Rouges qui m'ont accueilli à plusieurs reprises et ont ainsi facilité mes séjours dans la vallée.

Enfin, mes pensées vont à ma famille, mes frères et tout particulièrement mes parents, pour leur soutien inconditionnel tout au long de ma vie et de mes études, ainsi qu'à Sophie, qui sait m'accompagner et m'encourager quotidiennement.

SOMMAIRE

Introduction	5
Méthodologie	19
1^{ère} partie : Les glaciers du vallon	21
I. Présentation des glaciers	21
II. L'impact des périodes paléo-climatiques sur l'englacement du vallon	29
III. Les fluctuations glaciaires depuis 1860	39
2^{ème} partie : La marge proglaciaire	57
I. La nature géologique du lit rocheux	57
II. Glaces mortes, glaces stagnantes et glaciers noirs	59
III. Processus et formes d'érosion glaciaire	64
IV. Les constructions morainiques	72
Conclusion	86

INTRODUCTION

Les glaciers, et par la même occasion les ères glaciaires, ont presque toujours fait partie de l'histoire de notre planète. La première ère glaciaire connue à nos jours date d'au moins 2,4 milliards d'années (les scientifiques estiment que la terre s'est formée il y a 4,54 milliards d'années (U.S. Geological Survey, 2007)). Aujourd'hui, seulement quelques glaciers de ces époques lointaines perdurent dans les hautes latitudes de la planète et dans les hauts massifs montagneux.

Description du vallon de Bérard

Le Vallon de Bérard (*figure 1*), qui possède à l'amont un cirque glaciaire, est situé dans le massif des Aiguilles Rouges sur la commune de Vallorcine, en Haute-Savoie. Malgré sa proximité avec la très mondialement connue vallée de Chamonix et le massif du Mont-Blanc, cette petite vallée de montagne reste méconnue du grand public. Peu de recherches y ont été faites et les références bibliographiques sont quasi inexistantes.

Cette vallée glaciaire a une forme ovoïde, en demi-cercle dans sa partie en amont, d'environ 3 500 mètres de diamètre pour une longueur qui ne dépasse pas les 5 kilomètres. Le versant nord (ubac) comporte de glaciers reliques au nombre de quatre, à savoir, d'ouest en est : le glacier du Mort, le glacier de Bérard, le glacier d'Anneuley et le glacier de Beugeant, auxquels on pourrait rajouter un petit glacier situé juste en dessous du Col de Bérard. Les versants sud et sud-ouest (adret) sont dépourvus de glaciers et seulement quelques plaques de neige persistent une grande partie de l'année. Les altitudes sont comprises entre 1 443 mètres et 2 965 mètres qui correspondent, respectivement, à la Cascade de Bérard et à l'Aiguille de Belvédère. Quatre autres sommets dépassent les 2 500 mètres : l'Aiguille de Mesure (2 812 mètres), l'Aiguille de Bérard (2 663 mètres),

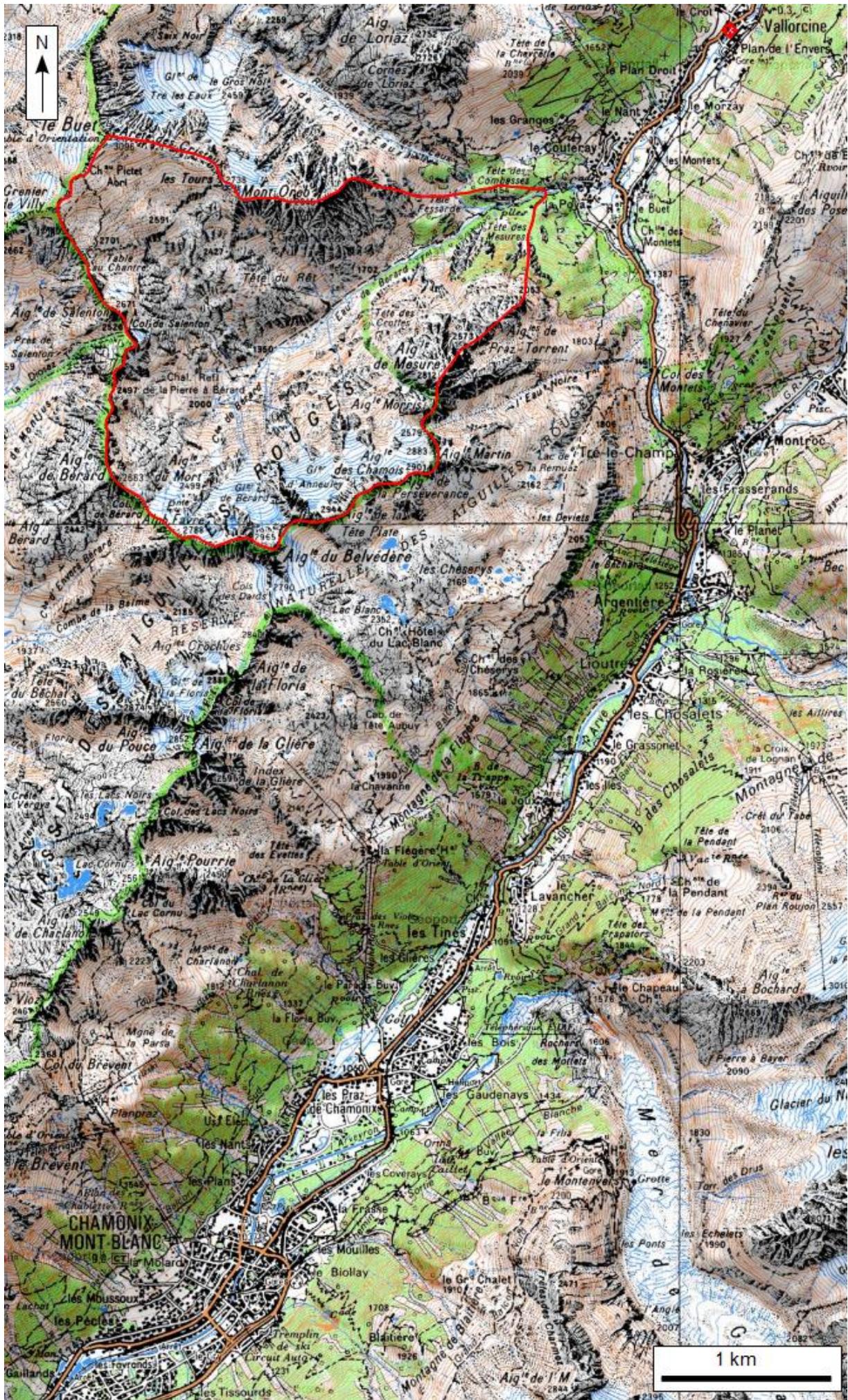


Figure 1 – Carte de la localisation du Vallon de Bérard (trait rouge) par rapport à la vallée de Chamonix et à la commune de Vallorcine.

l'Aiguille de Salenton (2 671 mètres) et enfin, le Mont Oreb (2 634 mètres) pour la partie la plus septentrionale du vallon.

Le 17 septembre 1992 a été créée, sur une partie du vallon, la Réserve Naturelle du Vallon de Bérard qui est venue compléter celles déjà existantes, la Réserve Naturelle des Aiguilles Rouges et la Réserve Naturelle de Carlaveyron. Toutes les trois forment les réserves naturelles des Aiguilles Rouges. La réserve couvre une superficie de 539 hectares sur tout le secteur situé immédiatement à l'ouest du sentier de randonnée qui part du hameau du Buet et conduit au mont Buet par le Col de Salenton. La réserve a été créée en compensation de l'aménagement du massif de Posettes pour le ski.

A proximité du refuge de La Pierre à Bérard (1 925 mètres), se situent les points de confluence de la plupart des torrents du cirque. Ils donnent naissance à la rivière l'Eau de Bérard qui s'écoule le long du vallon sur 5.9 kilomètres (donnée SANDRE, 2001), avant de rejoindre le cours d'eau principal, L'Eau Noire. Son seul affluent est le ruisseau de la Meunière.

Une coupe longitudinale entre le point le plus bas, la Cascade de Bérard (point d'entrée du vallon, 1 443 mètres), et le point le plus haut choisi pour la construction du profil topographique, l'Aiguille de Bérard (2 663 mètres), donne l'aperçu de sa configuration (*figure 2*). Le profil a été tracé suivant le talweg (le lit du cours d'eau) pour qu'il représente correctement le dénivelé existant. Ensuite, à partir du refuge a été tracée une droite entre ce point et le sommet de l'Aiguille de Bérard. Le vallon possède une pente peu prononcée entre la Cascade de Bérard et le refuge : elle est d'environ 500 mètres de dénivelé pour 3,8 kilomètres de long (ou un « faux plat »). La pente ne dépasse que très rarement les 30%. A partir du refuge, le dénivelé est beaucoup plus important du fait de la plus grande proximité avec les hauts sommets. La pente dépasse constamment les 30% se situant le plus souvent entre 40% et 60%. La pente moyenne est de 24,3%.

Le climat du vallon est caractérisé par des forts contrastes. L'hiver, plusieurs mètres de neige couvrent entièrement la surface du vallon pendant près de dix mois pour les parties les plus hautes.

Au contraire, aux mois les plus chauds de l'été, il est possible de se rendre au sommet du Mont Buet qui peut être entièrement dépourvu de neige. L'exposition au soleil est de grande importance parce que c'est elle qui a déterminé et détermine encore aujourd'hui l'évolution de chaque versant : le versant nord est le plus ombragé donc celui qui conserve encore de glaciers et où la végétation est la moins développée ; le versant sud ne possède plus un seul glacier et le développement végétal est le plus avancé.

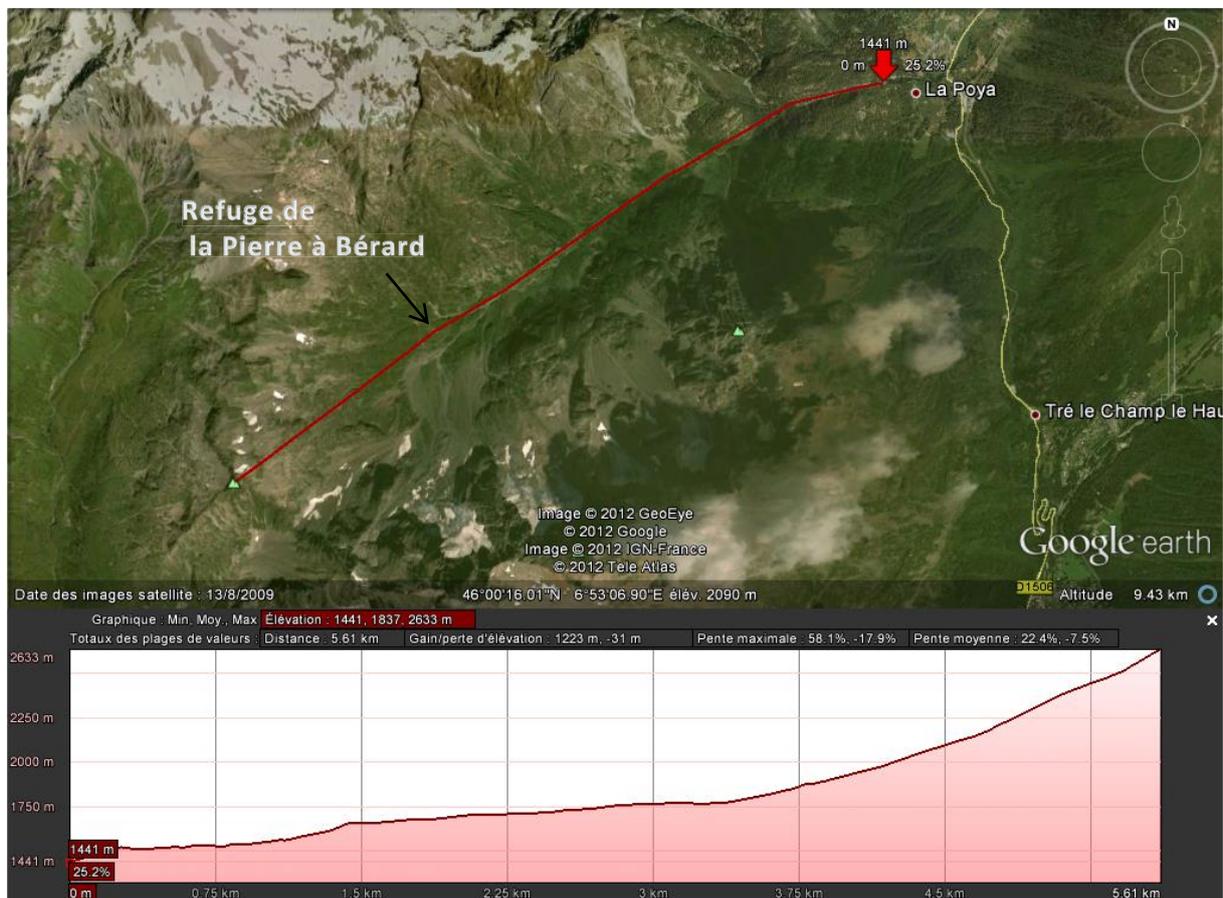


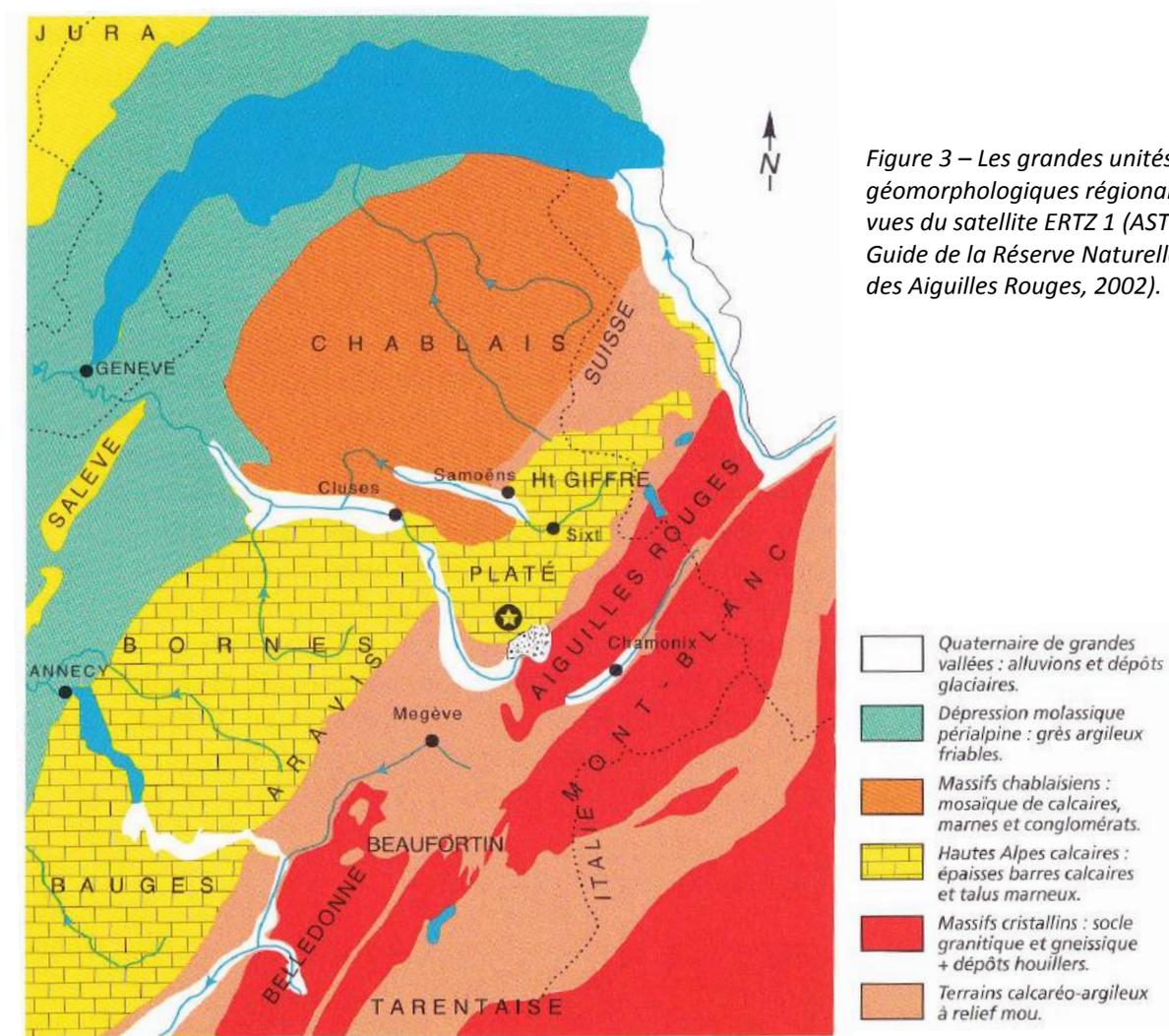
Figure 2 – Profil topographique du fond de vallée du vallon de Bérard (Données Google Earth).

Cadre géologique

Le vallon de Bérard s'insère dans un contexte structural qui comprend trois ensembles géologiques principaux : le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges, parallèles et orientés sud-ouest nord-est, séparés par un étroit couloir, la vallée de Chamonix (*figure 3*).

Cet édifice architectural est formé par deux niveaux : le socle qui constitue la fondation de l'édifice, et les couvertures « alpines » (ASTERS, 2002). Le socle est la partie la plus ancienne, formé pendant les temps paléozoïques de l'ère primaire, entre 600 et 300 millions d'années. Depuis sa création, il s'est fortement érodé aboutissant en une surface d'érosion généralisée. Ce socle a été progressivement envahi par la mer pendant environ 200 millions d'années (entre l'ère secondaire et l'ère quaternaire), accumulant au-dessus de lui des dépôts sédimentaires marins qui constituent aujourd'hui ce que l'on appelle les « couvertures alpines ».

Le massif des Aiguilles Rouges fait partie des « massifs cristallins externes », puisqu'il est constitué de roches dont les minéraux cristallisés sont répartis et disposés en feuillets, les plus représentatives étant les gneiss et les micaschistes (Battiau-Queney, 1993). Ces deux roches sont traversées par de granites intrusifs, dit « granite de Vallorcine » (ses grains sont plus fins que ceux du granite du massif du Mont-Blanc).



Cadre théorique

Par glacier, « on entend un système formé essentiellement de glace naturelle, subsistant d'une année à l'autre et présentant des signes de mouvement » (Zryd, 2008). André Cailleux et V. Romanovsky le définissent comme étant « un corps de glace naturel dérivé des précipitations neigeuses par accumulation, tassement et recristallisation ». On trouve deux grands types de glaciers, les glaciers de calotte (ou inlandsis) qui couvrent principalement l'Antarctique et le Groenland, et les glaciers de montagne qui occupent les vallées et qui correspondent au type de glacier de notre étude.

La matière première de tout glacier, c'est la neige. La neige se forme en altitude quand les gouttelettes de vapeur d'eau se cristallisent du fait des basses températures, captant au passage d'autres gouttelettes pour se transformer en flocons de neige. Si la température au sol se trouve aux alentours de 0°C, la neige nous parvient ; dans le cas contraire, elle se transforme en pluie. Les cristaux de neige ont une structure hexagonale : Wilson A. Bentley (1865-1931) en a photographié plusieurs milliers et il a pu les classer en cinq familles et dix-sept sortes différentes. Au-dessus d'une certaine limite, on trouve ce que l'on désigne comme des « neiges persistantes ». En effet, la température moyenne diminue en fonction de l'altitude et de la latitude, c'est ce que les géographes appellent le « gradient thermique » (0,6°C par 100 m d'élévation et à peu près autant en se déplaçant 100 km vers le nord), qui va délimiter les zones là où la neige ne fond jamais complètement : si la neige ne fond pas, elle s'accumule d'une année à l'autre ce qui est à l'origine même de la glace et des glaciers.

Le passage au névé se fait quand la neige, en se recristallisant sous l'effet des gradients thermiques, hydriques et de vapeur d'eau, perd son aspect cristallin pour devenir saccharoïde (cristaux plus ou moins granulaires). Pour le passage au stade de glace, le névé doit se trouver à proximité du point de fusion. Une augmentation modérée de la température et/ou une pluie vont créer un film d'eau qui va cristalliser une fois les températures redescendues. La transformation donc de neige (de névé) en glace va se faire plus ou moins rapidement selon la quantité de pluie et les conditions thermiques. Selon B. Van Vliet-Lanoë (2005), ces conditions de température et de précipitations font qu'en Antarctique par exemple, le névé se trouve à - 57°C et que la transformation en glace se fasse à 160 m de profondeur, tandis qu'au Groenland le névé est à - 24°C pour une transformation à 68 m. Dans les Alpes, où la plupart de glaciers sont dits « tempérés » (notion abordée dans les prochains paragraphes), du fait de plus hautes températures et d'une récurrence plus importante de pluies, la transformation commence près de la surface et aboutit en moins d'une décennie.

En théorie, la glace pure a une porosité égale à 0 et une densité proche de 1 (0,917). Lors du tassement de la neige et pendant tout le processus de transformation en glace, l'air interstitiel entre les cristaux est expulsé. Cependant, tout l'air n'est pas complètement expulsé. Les bulles d'air restées piégées à l'intérieur de la glace permettent aujourd'hui aux scientifiques d'étudier les climats passés (les bulles d'air ayant renfermé l'air dont la composition reflète l'atmosphère au moment où s'est produite la précipitation neigeuse).

Le glacier est un système ouvert, c'est-à-dire qu'il est en interaction constante avec les facteurs qui l'entourent. Le glacier n'est pas que de la glace pure, il contient également de l'eau à l'état liquide et autres éléments solides intégrés au cours de son évolution. Comme le dit S. Coutterand (2008) « chaque glacier possède son propre microclimat : orientation, température, précipitations, vents ; son environnement géographique spécifique, sa topographie, type de roche formant l'auge glaciaire ».

Tout glacier comporte deux zones bien distinctes : une zone d'accumulation ou d'alimentation, généralement couverte de neige et donc de couleur blanche, et une zone d'ablation, où la neige fond en surface prenant une couleur bleutée ou grisâtre. Dans la première zone, le bilan glaciaire (= chutes de neige - fonte/sublimation) est positif tandis que dans la seconde zone il est négatif. Ces deux zones sont séparées par la *ligne d'équilibre glaciaire* (ou ligne de névé ou « limite de neiges persistantes »). Au-dessus de cette ligne, par définition, la neige ne fond jamais complètement. D'après S. Coutterand, cette limite se trouve entre 2 800 et 3 100 mètres dans les Alpes (massif du Mont Blanc), ce qui signifie pour nos glaciers du Vallon de Bérard, qu'ils se trouvent presque entièrement dans la zone d'ablation. De ce fait, nous pouvons en déduire d'ores et déjà l'état de santé de ces glaciers : d'après l'*Accumulation Ablation Ratio (AAR)*, si moins de deux tiers de la surface des glaciers se trouvent en zone d'équilibre, ce qui est largement le cas pour nos glaciers, la tendance est à la diminution de leur longueur, de leur surface et donc de leur volume.

La glace est un corps solide mais en même temps visqueux. Soumis à des contraintes verticales (poids du glacier) et cisailantes (pente), le glacier flue et glisse. Le terme de fluage désigne

« la déformation de la glace en réponse aux contraintes. Pour qu'il y ait fluage, la pression doit être suffisante et continue » (Van Vliet-Lanoë, 2005). Ainsi, la vitesse du glacier sera plus rapide en superficie qu'à sa base. La résistance du glacier sera d'autant plus importante qu'à sa base la présence de débris rocheux va l'accroître. Quant au glissement, il va se produire quand la base du glacier se trouve au point de fusion : ceci va créer un film liquide entre sa base et le substrat rocheux, favorisant un glissement plus ou moins rapide. Si le film d'eau devient épais (plusieurs millimètres), il peut se produire le phénomène de « surge » où le glacier est littéralement décollé du lit.

La vitesse d'écoulement varie fortement d'un glacier à un autre. Déjà en 1760, Gruner avait placé de pierres sur le glacier de Grindelwald et avait mesuré une avancée de 6 à 7 m par an (50 pas en 6 ans). Sur la Mer de Glace, De Saussure avait perdu une échelle qui a été retrouvée en 1832 4 000 m plus loin, ce qui représente une vitesse moyenne de 90 m par an. On a pu également constater une avancée de 700 m par an sur le Hoffell (Islande), de 7 500 m sur le Karajak (Groenland) et de 24 000 m sur un affluent du Malaspina en Alaska. Toutes ces avancées ne sont pas homogènes : certaines années on enregistre de vitesses plus ou moins importantes que d'autres. La vitesse n'est pas non plus la même sur tout le glacier : elle augmente d'amont en aval, du haut vers le bas et des bords vers le centre, du fait de la pression existante et du frottement avec le lit rocheux (*figure 4*).

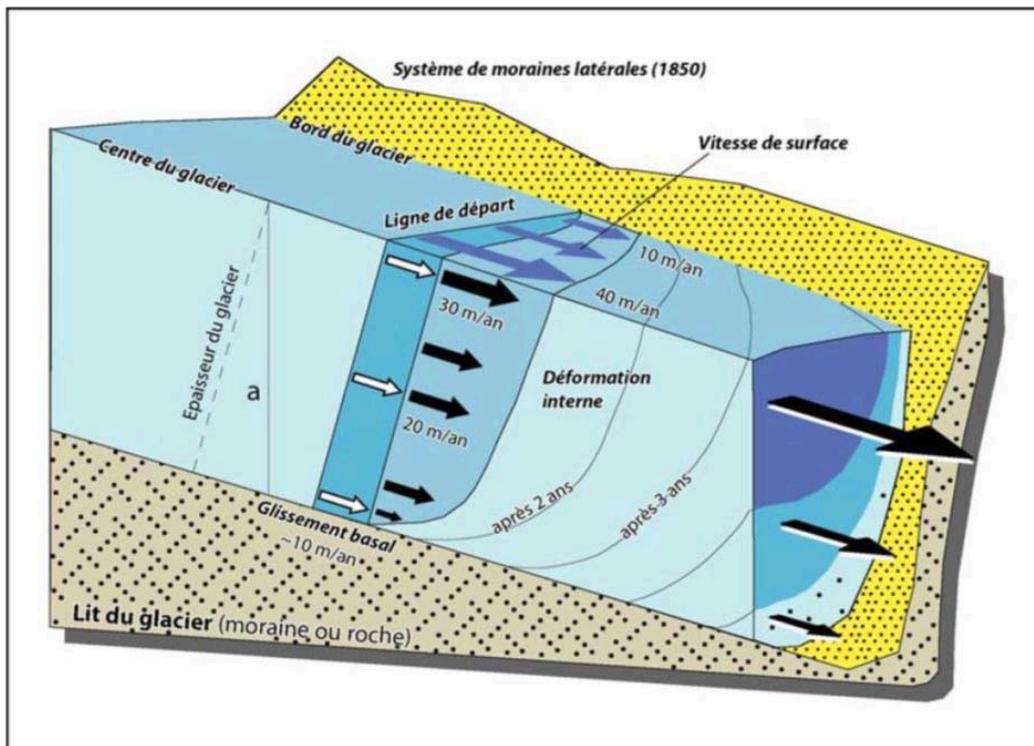


Figure 4 – Répartition des vitesses dans un glacier alpin (Société Suisse de Géomorphologie, 2009)

Cadre historique

Les glaciers ont coexisté avec les hommes depuis toujours. La découverte d'Ötzi, l'homme de glaces, conservé pendant près de 5 000 ans sous le glacier du Hauslabjoch dans les Alpes de l'Ötztal (d'où son surnom) en Autriche et découvert fortuitement par deux randonneurs en 1991 à 3 200 m d'altitude, démontre que les hommes n'hésitaient pas à affronter les glaciers et ils en avaient même l'habitude (avec son corps a été découvert un équipement spécialisé). Cependant, les textes antiques ne font jamais référence aux glaciers avant le Moyen Âge et la première représentation connue ne date que de l'an 1601 (S. Coutterand et S. Jouty, 2009). Le mot glacier n'existe pas non plus.

Il faut attendre 1146 pour que pour la première fois un glacier bien individualisé soit mentionné : il s'agissait du glacier de Grindelwald (cité en latin en tant que *ad glacier inferiorem*, « jusqu'à la glace inférieure ») servant comme limite d'un terrain donné au monastère d'Interlaken. Lui ont suivi deux manuscrits (*Gesta danorum* de Saxo le Grammaire, écrit vers l'an 1200 ; et le

Miroir du roi d'Einar Gunnarsson Smjórback, écrit vers l'an 1250) qui se sont intéressés de manière plus exhaustive au sujet : ils décrivent les glaciers d'Islande et du Groenland en faisant allusion aux crevasses, au fait qu'un objet qui tombe dans un glacier ressort toujours en surface (phénomène expliqué et démontré par les glaciologues) et font même allusion à leur croissance. Ces informations ne peuvent venir que de personnes (soit eux-mêmes soit des informateurs) qui connaissent bien les glaciers et qui les ont parcourus.

Ce n'est qu'à partir du XVI^e que l'étude des glaciers s'enrichit par de nouveaux mots et des nouvelles investigations : un mot spécifique aux glaciers (*Gletscher*) est employé pour la première fois en 1507 par Peterman Etterlin ; Henri Loriti décrit en 1514 le glacier du Rhône, source du fleuve qui porte le même nom ; en 1544 Sébastien Münster décrit et explique la formation des crevasses ; le névé (*Firn*) est différencié du glacier par Johannes Stumpf en 1548 ; le médecin Guillaume Grataroli montre (1561) par l'usage de crampons, de lunettes et de la technique de l'encordement que les hommes ont une expérience des glaciers.

Au début du XVII^e commence à s'entendre l'idée que les glaciers avancent : cela coïncide avec le début du Petit Age de Glace qui a représenté la plus importante poussée glaciaire depuis le dernier maximum würmien.

En 1741, un groupe d'Anglais résidant à Genève décide d'entreprendre le voyage à Chamonix pour voir les « glacières » qui s'y trouvaient. Le récit de ce voyage est raconté d'abord par William Windham et Richard Pococke, par un manuscrit en français, suivi par Pierre Martel. En 1744 ils publient ensemble un texte commun sur cette expérience, en anglais, tandis que la version française est incluse dans le *Journal helvétique*. Ces informations vont circuler dans toute l'Europe portant un intérêt grandissant à la question. Dans ses récits, Windham d'abord raconte ses impressions sur le glacier des Bossons et sa perplexité au moment de découvrir ce qu'il va baptiser comme la Mer de Glace. Martel va quant à lui, en plus de son propre récit, fournir une carte et deux gravures du lieu.

Horace-Bénédict de Saussure (1740-1799), arrivé à Chamonix à l'âge de 19 ans envoyé par le grand savant Suisse de l'époque Albrecht von Haller pour collecter des plantes, s'intéresse de près

aux glaciers (il écrit en 1764 un *Discours sur les glacières*) et incite, par le biais d'une récompense, à la première ascension du Mont Blanc en 1786. Lui-même fera partie de la troisième ascension en 1787. Marc-Théodore Bourrit (1739-1819) va quant à lui faire devenir les glaciers un phénomène à la mode, tant auprès du grand public que de la haute sphère politique : le roi de France lui accorde une pension pour qu'il devienne guide à Chamonix.

A la même époque, en Autriche, on s'intéresse également aux glaciers. Joseph Walscher, professeur de mathématiques à Vienne, publie en 1773 un premier compte rendu des glaciers de la région. En 1787 apparaît *l'Essai sur les mécanismes des glaciers* de Bernard Friedrich, membre fondateur de la Société Bernoise des sciences naturelles. Ce sont James Hutton puis John Playfair qui avancent déjà l'hypothèse que par le passé les glaciers ont eu la capacité de transporter des matériaux sur des grandes distances : c'est ce que l'on appellera plus tard les « blocs erratiques ».

Malgré tout cela, les glaciers et leur formation ainsi que leur évolution posent encore un grand nombre d'interrogations dans le monde scientifique de l'époque.

La catastrophe du glacier du Giétro (val de Bagnes, Suisse) – par accumulation de blocs, le cône du glacier empêchait l'écoulement de la Dranse qui s'est accumulée et formée un lac de plusieurs millions de m³ d'eau – a une importance prépondérante dans l'évolution des connaissances sur les glaciers. Cette tragédie qui va finalement causer la mort d'une cinquantaine de personnes suite à la rupture du barrage, a permis à deux personnes de se rencontrer : l'ingénieur Ignaz Venetz envoyé sur les lieux pour tenter de réduire le lac qui s'était formé et le chasseur de chamois Jean-Pierre Perraudin originaire des lieux. Ce dernier va faire part de ses observations à Venetz (trois ans plus tôt il avait également partagé ses impressions avec Jean de Charpentier, ingénieur des Mines allemand venu explorer le Val de Bagnes, sans que celui-ci le prenne plus en considération) : « *ayant depuis longtemps remarqué, des marques ou entailles sur les rochers, toujours orientées comme la vallée, j'en ai conclu, après m'être approché des glaciers, qu'elles avaient été faites par la pression de ces masses glaciaires, dont j'ai trouvé les traces au moins jusqu'à Champsec. Cela me fait penser que les glaciers occupaient dans le passé la totalité du val de Bagnes* ». En 1815, lors de la première

rencontre entre Perraudin et Charpentier, le chasseur aurait déclaré également que « *les glaciers de nos montagnes ont eu jadis une bien plus grande extension qu'aujourd'hui. Toute notre vallée, jusqu'à une grande hauteur au-dessus de la Drance, a été occupée par un vaste glacier, qui se prolongeait jusques à Martigny, comme le prouvent les blocs de roches qu'on trouve dans les environs de cette ville et qui sont trop gros pour que l'eau ait pu les y amener* ». Il devient ainsi la première personne à remarquer et à interpréter correctement la signification des stries sur les roches moutonnées et à comprendre l'origine de ces blocs erratiques qui ont posé tant d'interrogations par le passé.

S'en est suivi par la suite une série de publications (par Venetz et Charpentier tout d'abord) et une série d'actions pour convaincre un certain nombre de scientifiques reconnus de la véracité de cette théorie. A l'époque, cette théorie défiait toutes celles existantes, notamment pour les géologues qui postulaient que « *la terre était initialement en fusion et ne faisait que se refroidir depuis. Elle n'a donc pas pu être plus froide dans le passé que maintenant* » (Rémy, 2007). Louis-Jean-Rodolphe Agassiz (1807-1873), nommé président de la Société helvétique des sciences naturelles en 1837, converti à son tour à la théorie glaciaire, deviendra son plus illustre défenseur. Avec son équipe scientifique, il va mener de longues campagnes d'études complètes des glaciers : mesures de température ambiante et de la glace, d'hygrométrie et de pression atmosphérique ; étude de la structure glaciaire, de moraines et des mouvements des glaciers ; et élaboration d'une cartographie au 1/10 000 et des illustrations. Avec lui nous pouvons considérer que l'étude des glaciers, donc de la glaciologie, est née véritablement.

Justification de la zone d'étude

La plupart des grands glaciers du monde, et avec certitude la totalité situés sur l'arc alpin, subissent un suivi permanent de la part des glaciologues et des scientifiques pour connaître de façon périodique leur « état de santé ». Le vallon de Bérard, resté en retrait face à l'imposant massif du

Mont-Blanc, a souffert d'un manque d'intérêt de la part des experts dans la matière, comme le prouve l'inexistence de publications dédiées. Ma recherche a pour but de contribuer à combler ce vide et d'apporter des nouvelles informations sur l'évolution récente des quatre glaciers du vallon, qui certes, ne sont pas comparables en taille à ses voisins de la vallée de Chamonix, mais qui ne sont pas pour autant dépourvus d'intérêt. Les deux objectifs de l'étude sont de connaître à quelle vitesse ils ont décu ces dernières décennies (la possibilité qu'ils aient gagné en épaisseur et en longueur semble réduite) et d'établir une carte géomorphologique du substrat libéré par les glaces (un des principaux intérêts du retrait des glaciers).

Pour ce faire, j'ai délimité la zone d'étude au versant nord du vallon (*figure 5*) puisque c'est le seul qui conserve encore aujourd'hui des appareils glaciaires. Le périmètre va des plus hauts sommets du versant ubac, entre l'Aiguille de Bérard et l'Aiguille Morris, jusqu'au lit du cours d'eau, l'Eau de Bérard.

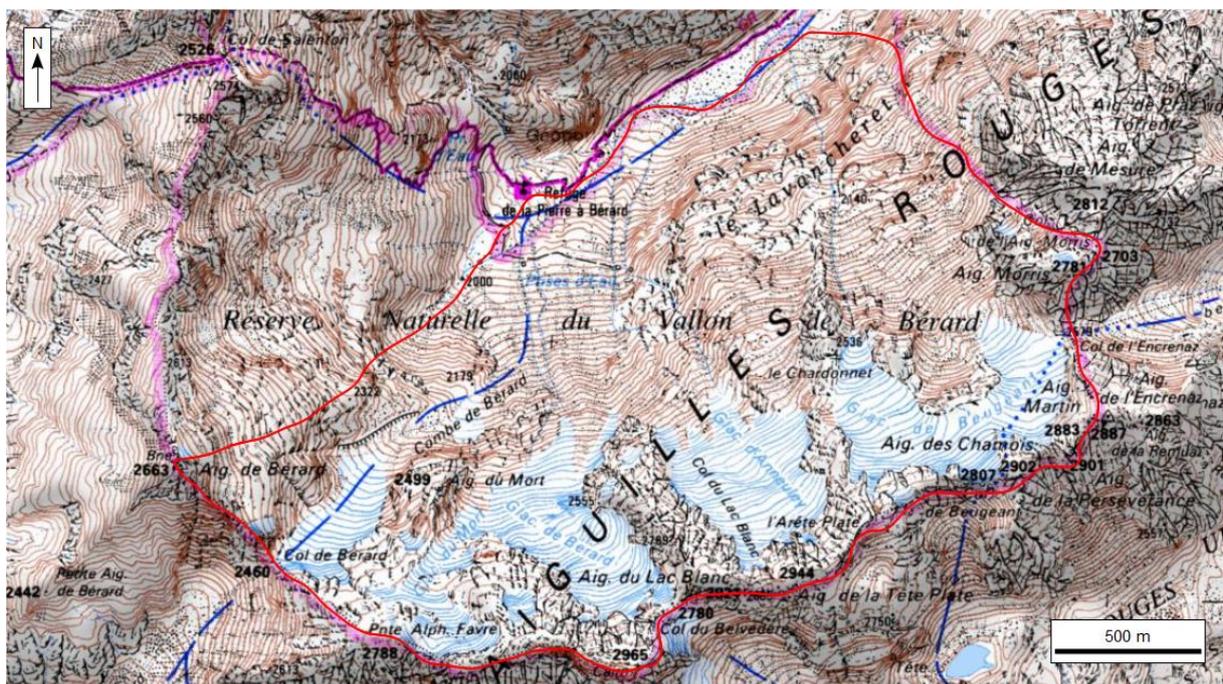


Figure 5 – Délimitation de la zone d'étude (trait rouge). Le fond de carte correspond à la carte IGN au 1 : 25 000 publiée jusqu'en avril 2012.

METHODOLOGIE

Dans le cadre de ce travail de recherche, j'ai eu recours à des méthodes d'analyse cartographique et de photo-interprétation. Les documents utilisés pour cela ont été les suivants :

- Carte topographique IGN au 1 : 10000, Le Buet – Chamonix N°1 Sud, publié en 1953 (levés stéréotopographiques aériens complétés sur le terrain en 1949).
- Carte topographique IGN au 1 : 25000, 3630 OT Chamonix – Massif du Mont Blanc (levés photogrammétriques complétés sur le terrain de 1937 à 1982. Révision de 2001).
- Carte topographique IGN au 1 : 25000, 3630 OT Chamonix – Massif du Mont Blanc, publiée en 2012.
- Cartes-pixel Swisstopo au 1 : 25000, numérisées, consultables sur www.geoportail.fr.
- Carte géologique de la France au 1 : 50000 (BRGM – Bureau de Recherches Géologiques et Minières).
- Photographies aériennes de 2000 (couleur – 1 : 25000), de 1970 (noir et blanc – 1 : 30000), de 1967 (noir et blanc – 1 : 25000), de 1952 (noir et blanc – 1 : 25000) et de 1939 (noir et blanc – 1 : 20000), téléchargeables gratuitement sur le site internet de l'IGN (www.ign.fr).
- Orthophotos (photographies aériennes) IGN disponibles sur le site internet www.geoportail.fr, datant de 2008 pour le département de la Haute-Savoie avec une résolution de 50 cm.
- Consultation du logiciel Google Earth, utilisant des photographies aériennes de 2004 et 2009.

Au-delà de toute interprétation par photographie aérienne et avec de cartes topographiques, une observation sur le terrain s'avère indispensable pour confirmer et compléter les informations issues de ces outils. Les campagnes de terrain se sont déroulées pendant l'été 2011, pour que la couche neigeuse soit la plus réduite possible et ainsi avoir une vue dégagée de la marge proglaciaire

et des glaciers eux-mêmes. La première approche a consisté à monter vers le Col de Salenton pour avoir une vue d'ensemble des glaciers du Vallon. Ensuite ont été faites des approches à la base de chaque glacier, pour constater de plus près leur état actuel et les caractéristiques de la marge proglaciaire et du substrat rocheux libérés par chacun d'entre eux. Cela a été l'occasion également de produire plusieurs centaines de photographies numériques à haute résolution du terrain, comme outil d'aide pour l'analyse des processus en place ainsi que pour illustrer mes propos.

Le travail documentaire s'est basé sur l'étude de la littérature publiée. La documentation sur les glaciers et le système glaciaire ainsi que sur les glaciers alpins est abondante. Elle m'a permis de comprendre leur fonctionnement et évolution à travers le temps. Des ouvrages en géomorphologie et en géologie ont été essentiels pour interpréter et décrire la marge proglaciaire libérée par les glaciers. Les thèses et mémoires de recherche ont été consultés régulièrement.

Le calcul des superficies des glaciers a été fait avec l'outil 3D de www.geoportail.fr, qui utilise comme base des photographies aériennes de 2008 et la carte IGN au 1 : 25 000 publiée en avril 2012.

La légende de la carte géomorphologique a été réalisée avec le logiciel MapInfo version 7.5. Les symboles ont été choisis en me basant dans la légende géomorphologique de l'IGUL (Institut de Géographie de l'Université de Lausanne). Il s'agit d'un « ensemble de signes et de surfaces dessinées en couleur, qui représentent les domaines morphogénétiques et sont équivalentes aux couleurs officielles des cartes françaises ou allemandes » (IGUL, 2011). Elle a été pensée pour ne garder que l'information strictement géomorphologique. Les couleurs des symboles sont uniques pour chaque type de catégorie, c'est qui donne une lecture simple et aisée.

Toutes les photographies, ainsi que les cartes géologiques et géomorphologiques, sauf mention du contraire, sont des documents de l'auteur.

1^{ère} PARTIE : LES GLACIERS DU VALLON

I. Présentation des glaciers

Les Aiguilles Rouges, dont le vallon de Bérard fait partie, forment le troisième ensemble glaciaire du groupe montagneux situé au nord des torrents du Trient et de l'Arve. D'après R. Vivian (2005), les glaciers du massif ont une superficie moyenne de 7 ha. L'altitude moyenne est assez importante, avoisinant les 1 900 m (R. Vivian, 1975).

a. Caractéristiques générales

Dans les Alpes, la plupart de glaciers sont des *glaciers de vallée* possédant de langues glaciaires qui descendent par les deux flancs d'une montagne ; ceux du vallon de Bérard appartiennent à la catégorie de *glaciers de cirque* puisque ils n'ont pas de langue glaciaire et occupent des amphithéâtres rocheux. Ces glaciers situés à moins de 3 500 mètres d'altitude dans les Alpes sont de glaciers tempérés car leur température est exactement celle du point de fusion de la glace : à leur base l'eau de fonte contribue à un glissement plus ou moins rapide du glacier selon les saisons.

Comme cela a déjà été écrit précédemment, les glaciers se situent dans le versant nord du vallon et ils sont quatre : glaciers du Mort, de Bérard, d'Anneuley et de Beugeant (*figure 6*). Ce sont de glaciers de cirque, « installés dans des dépressions plus au moins arrondies, au fond relativement plan par rapport aux pentes moyennes, et dominés par des parois qui sont, à l'inverse, plus raides que celles-ci » (S. Coutterand, S. Jouty, 2009).



Figure 6 – Vue des trois glaciers du vallon de Bérard depuis le sentier qui mène au Col de Salenton et au mont Buet. De gauche à droite : Beugeant, Anneuley et Bérard.

Le glacier du Mort est le plus petit des quatre glaciers. En 2008, il avait une superficie de 18 301 m². Le front se situait à 2 505 mètres et son bassin d'alimentation à près de 2 700 mètres. Dans sa partie la plus large, il atteignait 191 mètres pour une longueur maximale de 259 mètres. Même si ce glacier est encore considéré comme tel par la cartographie IGN, son analyse par photographie aérienne datant de 2009 nous permet de prouver le contraire. Déjà en 2008, il ne semblait être que de la glace morte, persistant toute l'année grâce à sa situation encaissée, protégée par d'importantes crêtes accidentées (Aiguille du Mort). En 2009, il ne reste plus que quatre sections de l'ancien glacier. A l'été 2011, seulement persiste de la glace résiduelle en profondeur couverte par une couche morainique. En surface, ce ne sont que des névés qui sont encore observables, condamnés à disparaître dans les prochaines années.

Les trois autres glaciers sont beaucoup moins encaissés, mais tout de mêmes surmontés d'aiguilles et arêtes rocheuses (Arête Plate), exposées aux cycles de gel-dégel donc avec des surfaces

très rugueuses et déchiquetées, avoisinant les 3 000 mètres. Le tableau ci-dessous présente les dimensions des trois glaciers :

Glacier...	Superficie	Longueur maximale (m)	Largeur maximale (m)	Altitude Point culminant / Front glaciaire
... de Bérard	160 000 m ²	770 m	323 m	2 770 / 2 430
... d'Anneuley	125 000 m ²	540 m	372 m	2 792 / 2 454
... de Beugeant (A)	71 804 m ²	455 m	333 m	2 800 / 2 534
... de Beugeant (B)	65 475 m ²	440 m	330 m	2 761 / 2 515

Figure 7 – Tableau des dimensions et altitudes des glaciers du vallon (A. Rees C., 2012).

Le glacier de Bérard (*figure 8*), par ses dimensions, est le plus important des trois. La plus grande partie de son bassin d'alimentation se situe entre 2 640 mètres et 2 680 mètres. Le front du glacier n'est pas facile à identifier, car une portion importante est recouverte des débris rocheux. Il se situerait quelques mètres à l'aval de la première zone de crevasses. Ce secteur à crevasses forme une sorte de « V » avec celles qui se trouvent un peu plus en amont.

Les crevasses sont le résultat du déplacement du glacier. Au fur et à mesure qu'il descend, il s'étire et se déforme sans que la vitesse soit constante : là où le glacier est ralenti, ce sont de zones de compression ; quand il accélère, la glace s'étire sous son propre poids, ce qui constitue une zone de traction. La plasticité de la glace lui permet, la plupart du temps, de se déformer et de s'adapter à ces contraintes. Quand elles sont trop importantes, elle finit par se déchirer. Ces zones de traction et de compression sont dues aux changements brusques de pente, causés par des obstacles de roche dure que le glacier n'a pu éroder considérablement.

Au contact entre la glace et le pied des parois du bassin-versant, on a quelques rimayes apparentes.

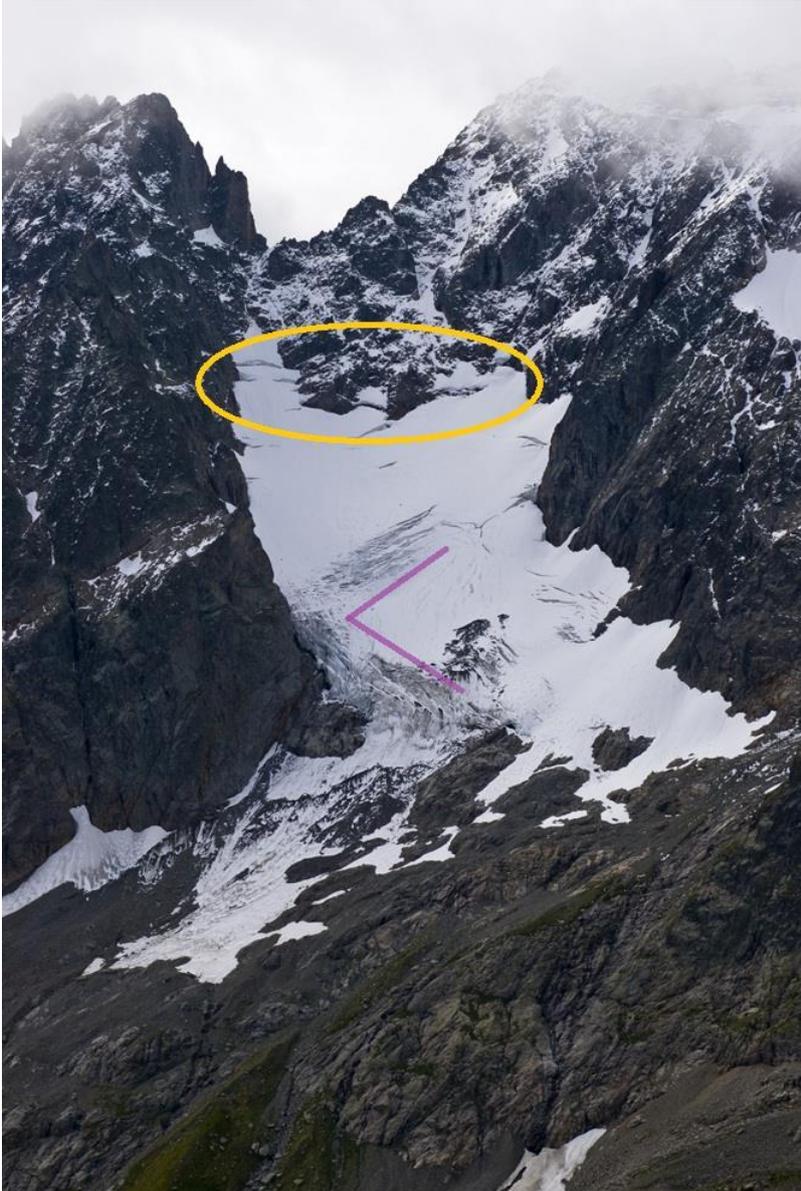


Figure 8 – Le glacier de Bérard avec ses crevasses (trait violet) et ses rimayes (cercle orange).

La rimaye, constitue la limite entre la glace qui est pratiquement immobile et le glacier lui-même qui est en mouvement.

Le glacier d'Anneuley (*figure 9*), le deuxième en importance par ses dimensions, possède une forme beaucoup plus homogène que le glacier précédent. Le gros de la masse du glacier se situe entre 2 500 mètres et 2 690 mètres. Il possède une zone de crevasses parallèles dans sa partie intermédiaire, qui vont presque de chaque côté du glacier. En amont, on observe quelques rimayes.

Une caractéristique particulière de ce glacier, qui ne possède pas les autres, est la présence d'un portail glaciaire, point de rassemblement et de sortie du torrent intra- ou sous-glaciaire.

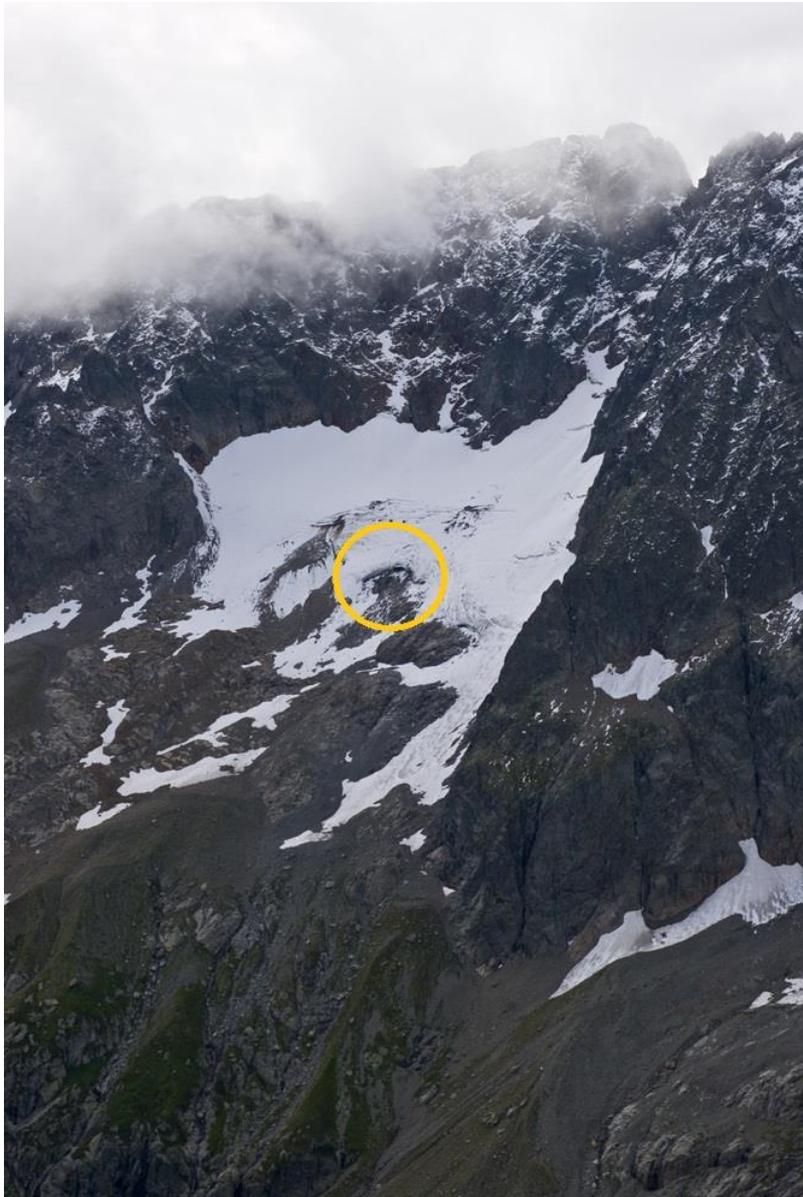


Figure 9 – Le glacier d'Anneuley et son portail glaciaire au centre (le cercle orange indique sa position).

Le glacier de Beugeant (*figure 10*) est un cas à part. Si l'on considère ce qu'il était encore il y a quelques décennies, c'était le glacier le plus large du vallon (800 m). Il s'écoulait de part et d'autre d'un bloc de gneiss massif avec, de ce fait, deux fronts glaciaires. Ce bloc de gneiss est aujourd'hui un « dos de baleine », par le passé recouvert et érodé par le passage du glacier qui le recouvrait

complètement. Mais sa particularité réside dans le fait qu'actuellement il est littéralement coupé en deux, il ne forme plus une seule unité. En effet, avec la progression de la fonte des glaces, la partie située en amont du bloc de gneiss a complètement disparu, laissant deux glaciers indépendants de chaque côté. Cela s'est produit parce que cette section est une sorte d'arête rocheuse – même très arrondie car elle a été recouverte longtemps par les glaces qui l'ont fortement érodée – très exposée au vent et aux rayons du soleil, qui ne bénéficie donc pas de la protection nécessaire pour que la neige puisse s'accumuler. De plus, par sa forme, il n'y a pas de réel bassin d'alimentation.



Figure 10 – Le glacier de Beugeant et son « dos de baleine » qui le divise en deux (partie A et B).

b. Des conditions favorables à l'englacement

Lors des glaciations quaternaires, les températures étaient assez basses pour que des territoires entiers soient couverts par les glaces. Les zones d'accumulation des glaciers étaient assez

importantes pour qu'ils avancent et « colonisent » de vastes zones. Avec la hausse des températures, cette zone d'accumulation s'est vue naturellement réduite, ce qui a eu comme conséquence directe le recul de tous les glaciers sans exception.

Actuellement, les fronts des plus grands glaciers du massif du Mont-Blanc peuvent descendre assez bas en altitude, car ils possèdent des bassins d'alimentation importants en surface et en altitude. A titre d'exemple, malgré un fort retrait ces dernières années, le glacier des Bossons qui a comme bassin d'alimentation le Mont Blanc (4 810 mètres), descend à près de 1 650 mètres d'altitude selon une estimation récente faite à partir d'une photo d'H. Rougier prise le 29 avril 2012.

La *ligne d'équilibre glaciaire*, au-dessus de laquelle la neige ne fond jamais, se trouve entre 2 800 et 3 100 mètres dans le massif du Mont-Blanc.

Le tableau sur les dimensions des glaciers du vallon de Bérard nous a montré que tous les glaciers se situent en dessous de cette limite. Il est pertinent donc de se poser la question : pour quelle raison sont-ils encore là ?

Les glaciers de Bérard, d'Anneuley et du Beugeant sont orientés NNW (Nord-Nord-Ouest). La rotation de la terre au tour du soleil fait que ce dernier, dans son mouvement apparent, se déplace toujours entre les tropiques du Capricorne et du Cancer. Pour l'hémisphère nord, au-delà du 23°26' de latitude, cela signifie que le soleil éclaire toujours depuis le sud. Ce sont donc les versants sud qui reçoivent l'ensoleillement le plus important, tandis que les versants nord sont plutôt protégés. Le soleil doit atteindre une certaine altitude pour les éclairer. L'angle d'inclinaison des rayons du soleil est aussi un facteur déterminant, puisque plus il se rapproche de 90°, plus l'énergie reçue est importante.

C'est donc l'exposition au soleil qui explique en partie pourquoi, à altitude similaire, le Buet a perdu en premier son glacier. Exposé au sud, non seulement c'est lui qui reçoit le plus longtemps l'ensoleillement, mais aussi les rayons avec l'angle d'inclinaison le plus important. Les trois glaciers du vallon n'ont pas seulement bénéficié de la protection qui les offrait leur exposition nord, mais aussi d'être encaissés, donc davantage protégés, entre des arêtes rocheuses. Ces éléments nous font

dire que la *ligne d'équilibre glaciaire*, sur le versant nord du vallon de Bérard, est inférieure à 2 800 m. Dans tous les cas, moins de deux tiers de la surface des glaciers doit se trouver en zone d'équilibre, car la tendance est à la diminution de la surface et de la longueur des glaciers (*voir Accumulation Ablation Ratio en Introduction*). En ce qui concerne le glacier de Beugeant, il est très probable qu'il se trouve entièrement en dessous de cette limite, puisque c'est celui qui semble être en plus mauvais état (aucune rime ne prouve l'existence d'une glace immobile et une autre en mouvement).

Comment expliquer cette différence d'englacement malgré des bassins d'alimentation situés à une même altitude et avec une même orientation ? L'exposition semble être la seule responsable. Le glacier de Bérard, avec le front glaciaire le plus bas et la masse de glace la plus importante, est le moins large et le plus encaissé des trois. De ce fait, il est moins susceptible de recevoir les rayons du soleil et le vent, qui peut facilement balayer la neige qui tombe à sa surface. Le glacier d'Anneuley, un peu plus large, est plus exposé à ces mêmes facteurs. Enfin, le glacier de Beugeant, le plus large des trois, est très aéré, d'autant plus que les arêtes qui l'entourent sont moins hautes.

II. L'impact des périodes paléo-climatiques sur l'englacement du vallon

a. Bref rappel de l'histoire paléo-climatique

La période géologique que nous vivons actuellement, le Quaternaire, a été marquée par le retour des cycles glaciaires qui ont débuté au milieu du Tertiaire il y a environ 35 millions d'années. Lui ont précédé quatre grandes ères glaciaires : la glaciation huronienne (de 2,4 à -2,1 milliards d'années), la précambrienne (de -800 à -550 milliards d'années), l'ordovicienne (de -470 à -440 milliards d'années) et la permo-carbonifère (de -350 à -250 milliards d'années). Lors de leur extension quaternaire maximale, les glaces couvraient 25% à 30% de la planète. Dans les Alpes, ce maximum se traduit par une multiplication par mille de la surface englacée. Malgré le refroidissement général, il faut être conscient que cette période glaciaire a subi des variations de températures et de précipitations, le froid n'a pas été uniforme et intense puisqu'il a été recoupé par des périodes plus clémentes qui ont vu les glaciers « reculer ». Le dernier maximum glaciaire (LGM – *Last Glacial Maximum*) de la dernière glaciation, celle du Würm (entre 100 000 ans BP et 10 000 ans BP), a eu lieu il y a environ 20 000 ans. En Europe cela s'est traduit par une importante calotte glaciaire au nord du continent ainsi que dans les régions montagneuses. A cette époque, la température annuelle moyenne était de 8° à 10° inférieure à l'actuelle (Société Suisse de Géomorphologie, 2009). Si de nos jours la chaîne des Alpes possède environ 3 000 km² de glacier (R. Vivian, 1975), lors du LGM la surface a atteint près de 220 000 km² (S. Coutterand, 2008). La ligne d'équilibre glaciaire atteint les 1 300 à 1 400 mètres d'altitude (au moins 1 500 mètres de moins que la limite d'aujourd'hui).

Dans les Alpes du Nord, cela s'est traduit par une occupation totale des vallées par les glaces. L'accumulation de glace étant très importante, les glaciers ont débordé du massif et ont occupé les plaines en bordure des Alpes. Le glacier du Rhône, divisé en deux au contact avec la calotte glaciaire du Jura, arrive à 15 kilomètres de Lyon (lobe glaciaire de piedmont lyonnais au maximum würmien).

Dans le Vallon de Bérard, ce maximum würmien se traduit par une occupation totale du cirque par la glace, avec une langue glaciaire qui s'écoulait en direction de Martigny (Suisse). Cependant, par l'analyse des trimlines du Vallon de Bérard, on a démontré la diffluence du glacier de Bérard vers le bassin de la Diosaz.

Depuis 10 000 ans nous vivons ce que l'on appelle un interglaciaire (entre deux époques glaciaires) nommé Holocène. Il y aura une succession de périodes clémentes recoupées par des périodes de « dégradation » climatique. Pendant 3 000 ans le climat va se réchauffer pour atteindre des températures supérieures à celles qu'on a aujourd'hui : la limite de la forêt est supérieure à l'actuelle et la ligne d'équilibre glaciaire se retrouve 200 m plus haut qu'aujourd'hui. Ces conditions ont comme conséquence directe le recul des fronts glaciaires et le développement des échanges entre le Alpes du nord et du sud par les cols libérés des glaces et des neiges éternelles (H. Dumoulin, A. Zryd et N. Crispini, 2010). S'ensuit une période où la tendance générale est à la baisse des températures et une humidification croissante du climat : les glaciers vont avancer progressivement jusqu'à la fin du Petit Age de Glace (PAG).

Le PAG est le dernier épisode géologique qui a vu les glaciers avancer. Il a duré environ 500 ans, avec plusieurs maximas, le premier vers 1370, le deuxième vers 1630 et le troisième entre 1820 et 1850. Pendant ce demi-siècle les glaciers détruisent régulièrement des alpages, des pâturages et de maisons d'habitations. A la fin de cette période les glaciers alpins doublent la superficie d'aujourd'hui (4 500 km² contre 2 300 km²).

Depuis, les glaciers ne font que reculer (malgré un grand nombre d'exceptions à l'échelle planétaire), laissant derrière eux un complexe de moraines qui petit à petit se recouvrent de végétation et de terrains rapidement occupés par les hommes.

b. Evolution paléo-climatique du vallon de Bérard

Au cours du temps, les périodes glaciaires se sont succédé avec un plus ou moins grand englacement des Alpes. Au maximum du Riss (- 380 000 ans), le front des glaces a formé la moraine de la colline de Fourvière (la basilique et une partie du vieux Lyon y sont construits) et de la Croix-Rousse (le bloc erratique « Gros Caillou » étant la preuve de cela). Lors du maximum würmien (- 30 000 ans), le lobe glaciaire lyonnais est à seulement quelques kilomètres de l'emplacement actuel de la ville.

A cette période, tout naturellement, les glaces occupent toutes les vallées autour du massif du Mont Blanc. Seulement les plus hauts sommets et/ou les plus escarpés (là où la neige du fait de la pente ne peut pas s'accumuler) ne sont pas couverts par la glace, tels des îles entourées d'une mer de glace, appelés *nunataks*. Dans la haute vallée de l'Arve, le secteur le plus proche du Vallon de Bérard, la *trimline* atteint au moins 2 500 mètres.

Les *trimlines* ont été définies par Thorp (1981) comme la limite qui sépare le processus d'érosion glaciaire et le processus d'érosion atmosphérique (ou périglaciaire). Au-dessus de cette ligne, le versant a été exposé aux agents atmosphériques (cryoclastie, thermoclastie, ...), tandis qu'en dessous, il a subi l'action du glacier. Tout glacier, par son action érosive, laisse de marques, dont les « roches moutonnées » en font partie. Repérer la limite supérieure de localisation des roches moutonnées permet donc d'estimer la place occupée par le glacier dans le passé. Un autre moyen d'établir cette limite est l'observation de la couleur du versant : la partie exposée le plus longtemps aux agents atmosphériques possède une couleur plus foncée que celle restée plus longtemps sous le glacier. Les trimlines permettent ainsi de reconstituer la surface de l'englacement du dernier maximum glaciaire.

L'étude des trimlines du vallon de Bérard (S. Coutterand, 2010) confirme qu'il y a eu une diffluence – elle se définit comme le débordement d'un glacier par une de ses rives au contact d'un point bas, un col par exemple, vers une vallée voisine – du glacier de Bérard vers le bassin de la

Diosaz lors du LGM. Elles se situent à 2 600 mètres d'altitude en amont et à 2 450 mètres en aval.

Dans la vallée de la Diosaz, elles se situent à plus basse altitude, à 2 500 mètres en amont (Aiguille du Pouce) et à 2 300 mètres au niveau du versant occidental du Brévent. La morphologie du col de Bérard (2 460 mètres), dépression entre l'Aiguille de Bérard (2 663 mètres) et la Pointe Alphonse Favre (2 788 mètres), permettait ainsi le passage du glacier (figure 11).

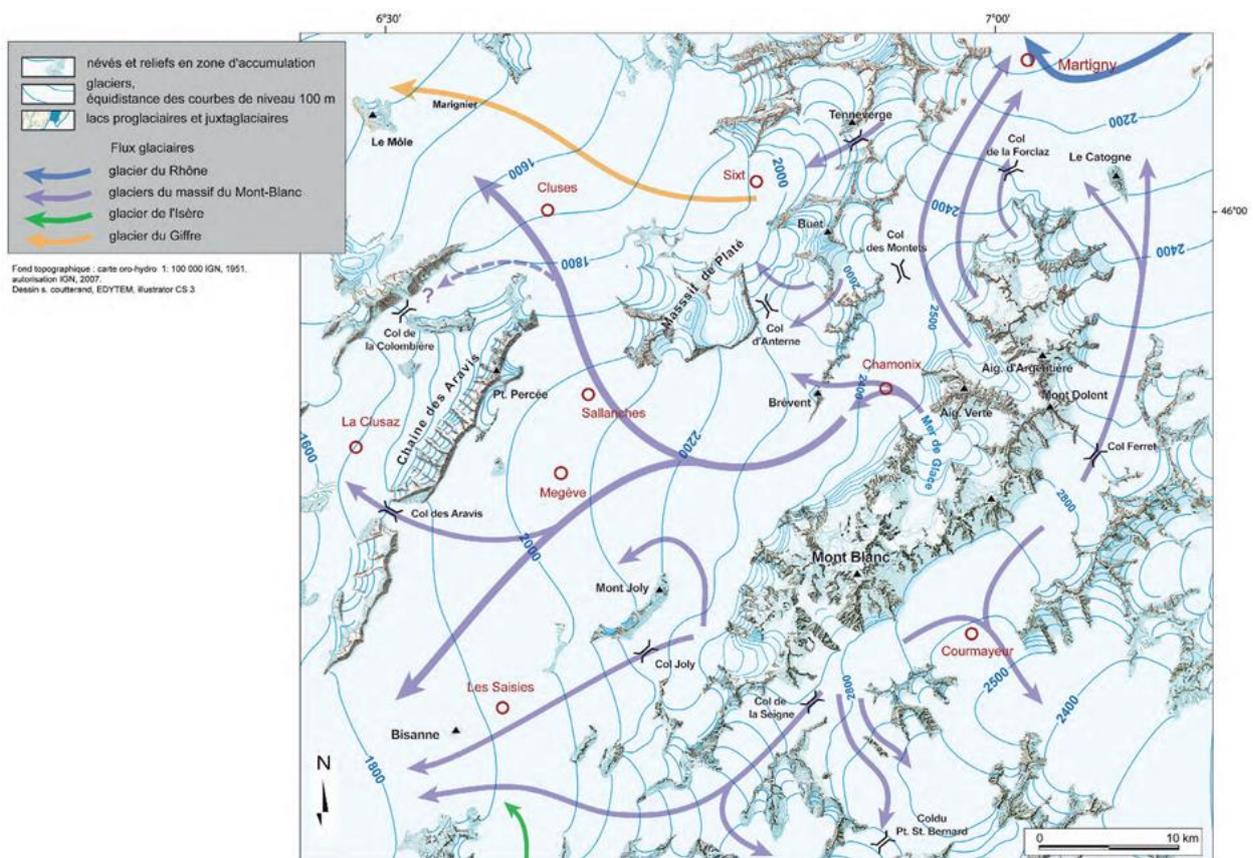


Figure 11 – Interprétation paléogéographique de la région du Mont-Blanc au maximum glaciaire du Würm ; mise en évidence des diffluences (équidistance des courbes de niveau 100 m) (S. Cutterand, 2010)

Mis à part cette diffluence, la masse la plus importante du glacier de Bérard, formé par la confluence des glaciers du Col de Bérard, du Mort, d'Anneuley et de Beugeant, rejoignait le glacier du Rhône en aval de Martigny (CNM, Centre de la Nature Montagnarde et MRSN, Museo Regionale di Scienze Naturali, 2008). Ce dernier, situé dans le canton du Valais en Suisse, constitue l'un de plus puissants appareils glaciaires des Alpes du Nord, puisque atteignant les environs de Lyon lors du maximum würmien, à plus de 300 km de sa source, comme on l'a vu.

Les études menées par S. Coutterand démontrent qu'après le dernier maximum glaciaire, la région se trouve dans une époque de transition entre le pléniglaciaire et le tardiglaciaire (entre 18 000 ans BP et 11 000 ans BP), qui se caractérise par un retrait rapide des glaciers vers leurs vallées respectives. Ce retrait généralisé a été tout de même marqué par de périodes de stabilisation des glaciers, appelés « stades ». Au stade des rocailles (entre 25 000 BP et 20 000 BP), la diffluence du glacier de Bérard n'est plus d'actualité du fait de la réduction de l'épaisseur des appareils glaciaires (les altitudes n'atteignent « que » 2 400 m). Le Mont Buet ainsi que tout le vallon restent tout de même entièrement recouverts par la glace avec la même orientation sud-ouest nord-est en direction de Martigny (*figure 12*).

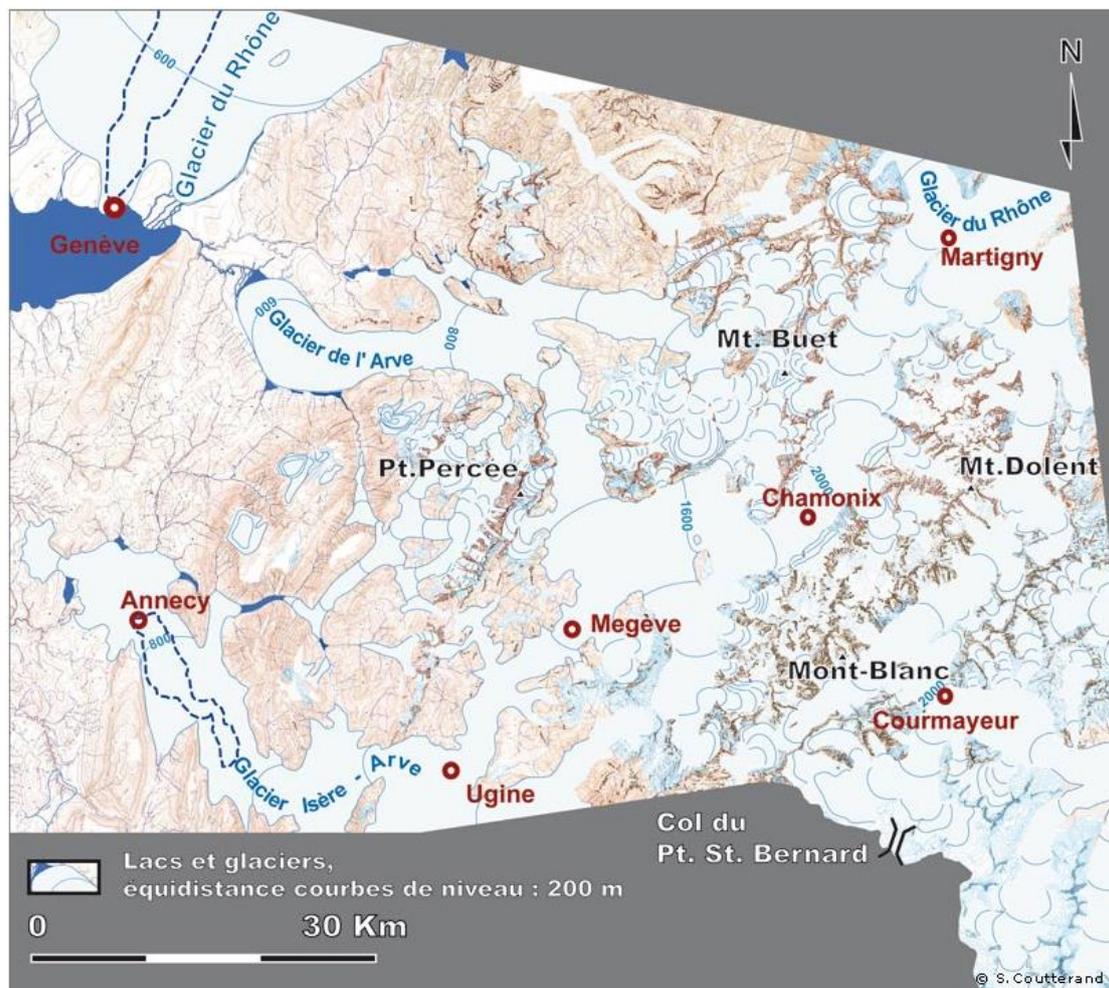


Figure 12 – Stade des Rocailles (S. Coutterand, 2008)

Au stade de Magland/Fenis, datés entre 17 450 BP et 17 700 BP (Siame et al., 2001), toutes les arêtes et sommets du vallon de Bérard sont clairement identifiés. Le sommet du Mont Buet semble s’être libéré des glaces (ses versants sont encore occupés) et la séparation entre le vallon et le val de Tré-les-Eaux est nette, ce qui n’était pas encore le cas au stade précédent. On commence à apercevoir également les cirques glaciaires qui accueillent actuellement les trois glaciers du vallon. En aval, la langue glaciaire qui rejoignait le glacier du Rhône a perdu en épaisseur. Elle se trouve encaissé dans la vallée de Vallorcine au pied des Posettes, qui ne sont plus couvertes par la glace (figure 13).

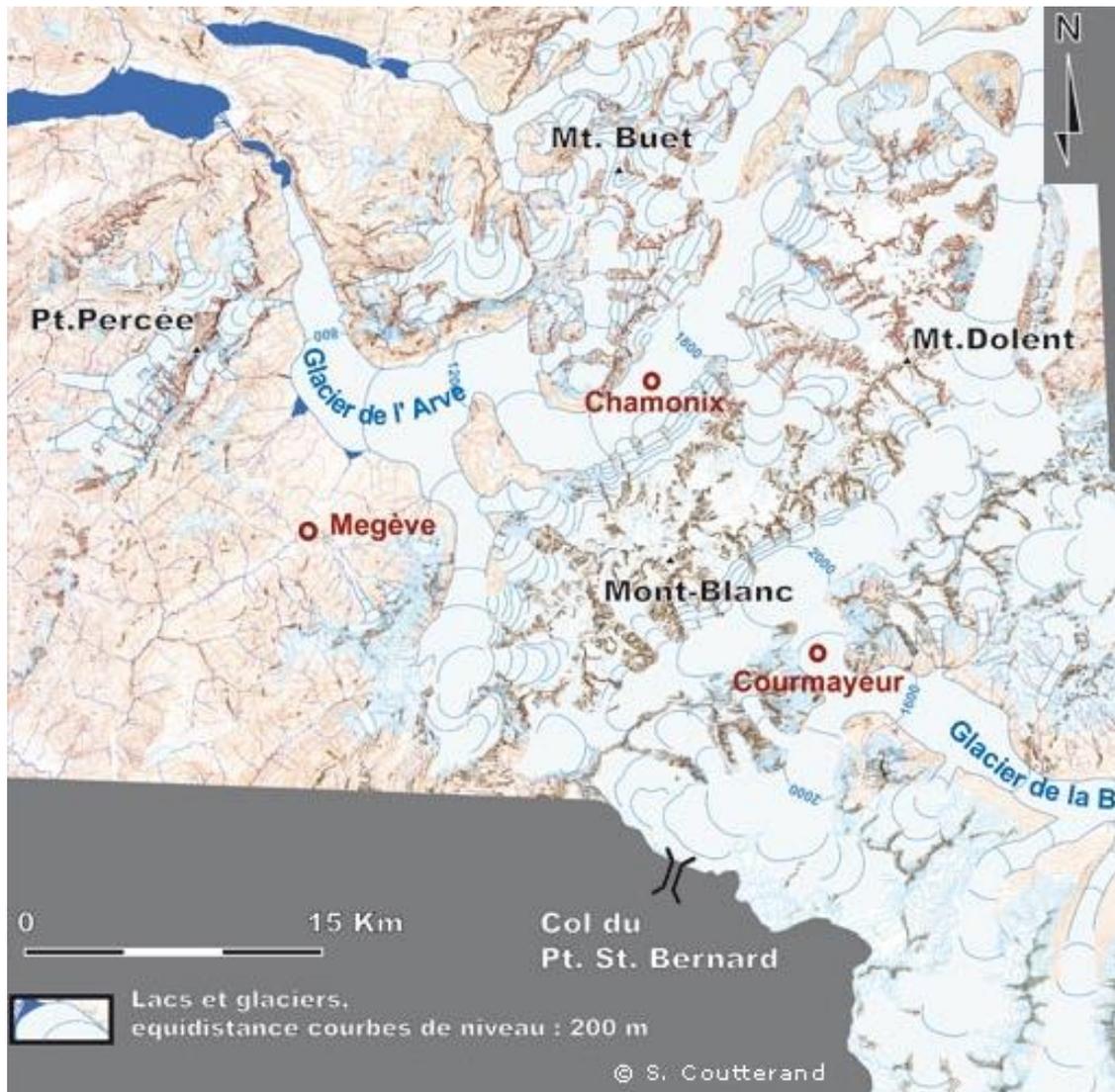


Figure 13 – Stade de Magland/Fenis (S. Coutterand, 2008)

Le stade du Fayet du Milieu constitue un tournant dans l'évolution des glaciers du vallon de Bérard puisque dorénavant, ils ne seront plus un affluent du glacier du Rhône. En effet, la déglaciation a fini par séparer le glacier de vallée « côté français », formé par la confluence des glaciers de Bérard, de Tré-les-Eaux, du Tour et d'Argentière, du glacier de vallée « côté suisse » alimenté par le glacier du Trient (Suisse) qui rejoint encore à ce stade le glacier du Rhône. A ce moment, les masses rocheuses surplombées par le Mont Oreb et l'Aiguille de Mesure sont largement dégagées. La langue glaciaire qui se trouve au niveau de l'exutoire du vallon ne fait désormais que quelques centaines de mètres de largeur (figure 14).



Figure 14 – Stade du Fayet du Milieu (S. Coutterand, 2008)

Le stade des Houches est la dernière période de stationnement du glacier de la vallée de Chamonix, vers 14 000 BP. La vallée de Chamonix est encore occupée par un glacier de vallée, mais il n'est alimenté que par les glaciers descendant de la rive gauche, du massif du Mont-Blanc, ceux de la rive droite, massif des Aiguilles Rouges, ayant tous déconnecté. La langue glaciaire du vallon de

Bérard se trouve pour la première fois seule, séparée de celles des glaciers de Tré-les-Eaux, du Tour et d'Argentière. Au sein du vallon, les glaces constituent encore une seule unité (*figure 15*).



Figure 15 – Stade des Houches (S. Coutterand, 2008)

Enfin, le Dryas récent ou le Dryas III a été, du point de vue géologique, une courte période de refroidissement intense (1 300 ans environ), sans toutefois atteindre les températures de la dernière glaciation, qui a marqué la fin du Tardiglaciaire vers 11 500 BP. A cette époque, la plupart des glaciers progressent de plusieurs kilomètres. La cartographie du stade de Plampincieux (*figure 16*) montre la situation au début du Dryas récent. On constate que le vallon de Bérard a deux appareils glaciaires distincts : l'un d'entre eux descend du Mont Buet mais n'atteint plus le glacier de Bérard, s'arrêtant au niveau de la « Tête du Rêt » à environ 2 200 mètres ; quant au glacier de Bérard, sa langue

empruntait encore le fond de vallée mais jusqu'à une altitude de seulement 1 700 mètres environ. On distingue également avec plus de netteté les trois cirques glaciaires qui accueillent aujourd'hui le glacier de Bérard, d'Anneuley et de Beugeant. Le secteur sous la dénomination de « le Lavancheret » est déjà aperçu, ainsi que « le Chardonnet », séparation rocheuse et morainique entre le glacier d'Anneuley et de Beugeant.

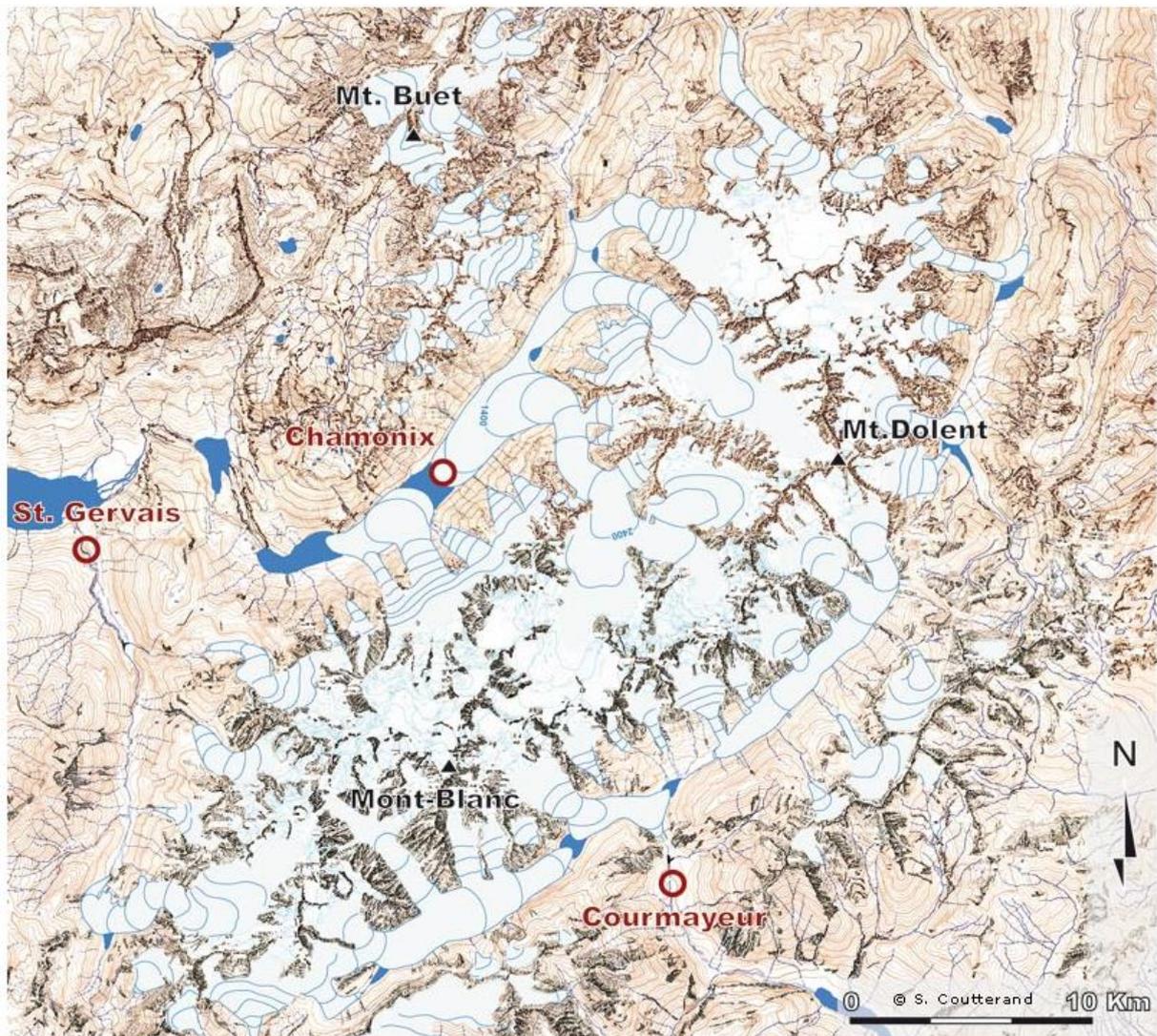


Figure 16 – Stade de Plampincieux (S. Cutterand, 2008)

III. Les fluctuations glaciaires depuis 1860

Si jusqu'à présent nous avons étudié l'évolution de l'englacement autour du massif du Mont Blanc, à travers les grandes périodes géologiques et paléo-climatiques, maintenant nous allons nous intéresser à l'évolution récente des glaciers du vallon de Bérard. Par évolution récente on entend les fluctuations glaciaires de ces 150 dernières années.

a. L'étude par des images anciennes

L'iconographie la plus ancienne que j'ai pu trouver a été réalisée par Félix Benoist (*figure 17*). Elle correspond à une lithographie qui représente la vue vers le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges depuis le sommet du Mont Buet. La date exacte à laquelle l'auteur a visité les lieux est inconnue, mais nous pouvons l'estimer avec certitude entre les années 1860 et 1864. En effet, l'ouvrage dans lequel la lithographie a été extraite, « Nice et Savoie : sites pittoresques, monuments, description et histoire des départements de la Savoie, de la Haute-Savoie et des Alpes-Maritimes (ancienne province de Nice) réunis à la France en 1860 », a été publié en 1864 sur commande de Napoléon III pour montrer les territoires récemment rattachées à la France.

La reproduction du vallon n'est pas très précise, la topographie que l'on observe sur la lithographie ne correspond pas exactement à ce qu'elle est dans la réalité. Cependant, plusieurs éléments sont tout de même intéressants à faire ressortir. Les trois glaciers principaux (Bérard, Anneuley et Beugeant) se trouvent déjà dans une situation avoisinante à celle d'aujourd'hui. Ils sont retranchés dans leur cirque glaciaire respectif, et aucun contact entre eux ne semble exister. Si on se fie à la reproduction de l'arête rocheuse qui sépare le glacier de Bérard et d'Anneuley, ces deux glaciers se trouvent, approximativement, au même niveau que dans les années 1950 (ils se rejoignent presque à la base de celle-ci).



Figure 17 – Le Mont Blanc et la chaîne des Aiguilles Rouges (Félix Benoist, 1864)

Une carte postale de 1900 (figure 18) nous renseigne sur l'état et l'extension du glacier de Bérard il y a un peu plus de 100 ans. Sur celle-ci, nous observons que le front du glacier se situe sur une formation rocheuse, qui de nos jours n'est recouverte que par des débris rocheux (éboulis) provenant des parois aux alentours. Si l'on considère que le front actuel du glacier se trouve quelques mètres à l'aval des crevasses, nous constatons une délaissée glaciaire de 390 mètres en un peu plus de 100 ans, ce qui nous donne une moyenne d'un plus de 3,5 mètres par an. La perte en épaisseur est beaucoup plus difficile à calculer avec précision, mais prenant en compte certains

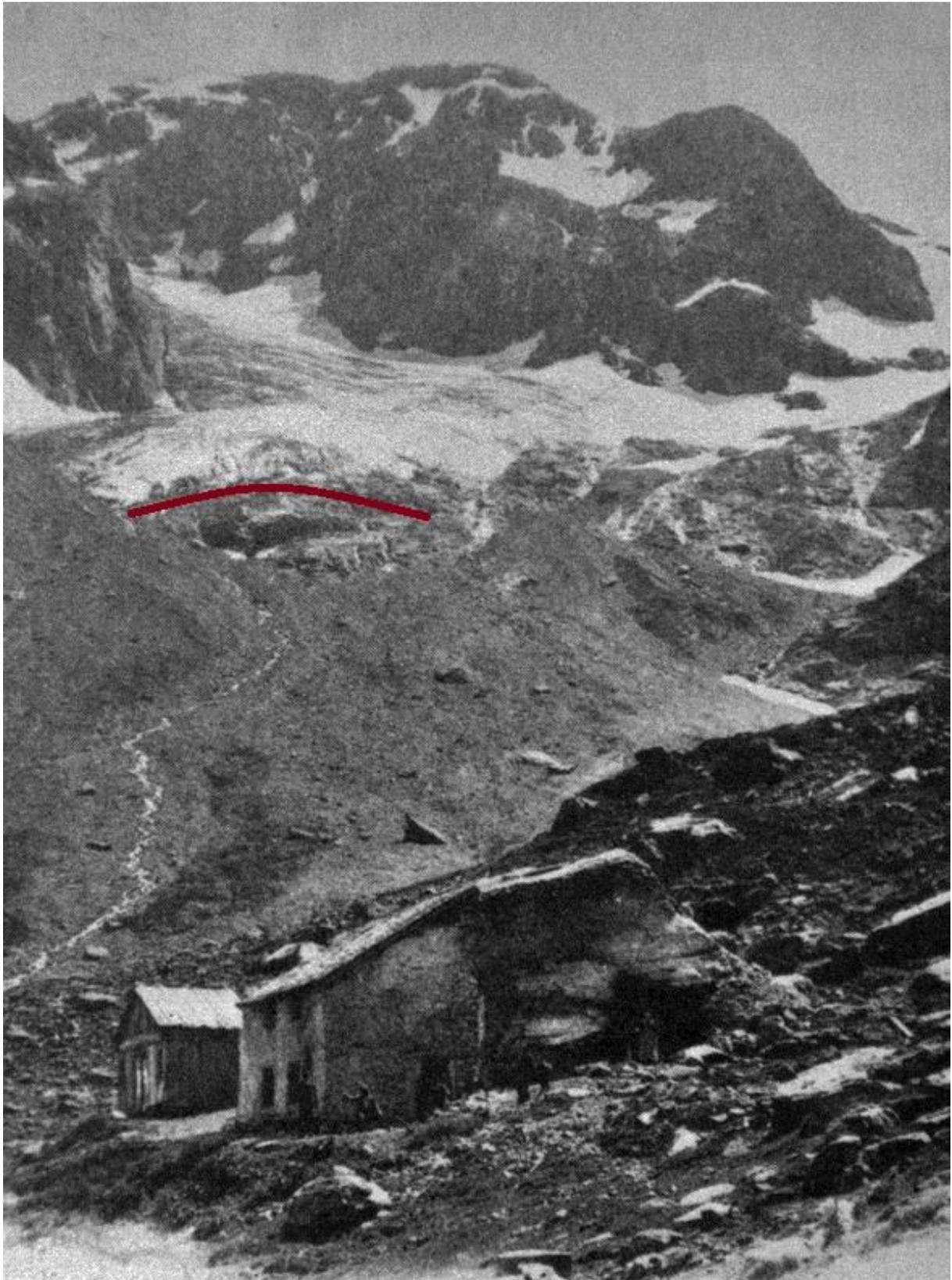


Figure 18 – Carte postale datant de 1900, avec vue sur l'ancien Refuge de la Pierre à Bérard et le glacier de Bérard (auteur inconnu, extrait de « Vallorcine, histoire d'une vallée entre Aoste, Mont Blanc et Valais », Françoise et Charles Gardelle, 1988). Le trait rouge indique le front glaciaire à l'époque.

points repères, comme la paroi en rive droite au niveau des crevasses, j'estime que le niveau de la glace a descendu entre dix et quinze mètres en peu plus d'un siècle.

Les deux moraines latérales sont déjà en place, mais celle en rive droite semble moins bien formée qu'actuellement. Un siècle d'érosion fluvio-glaciaire, avec deux torrents de part et d'autre de cette petite moraine, ont dû certainement l'éroder creuser ses flancs pour lui donner la forme qu'elle a aujourd'hui.

Le torrent proglaciaire principal (à gauche dans la carte postale), érode déjà la moraine latérale en rive droite du glacier. A l'époque, il s'écoulait en faisant un zigzag sur la moraine de fond, mais aujourd'hui son parcours a été légèrement modifié. Le cours d'eau est rectiligne et a complètement érodé la portion de moraine qu'il contournait autrefois.

b. L'étude par l'imagerie aérienne et la cartographie

A partir de 1921, le service géographique de l'Armée commence à prendre des clichés aériens de la France. La première couverture photographique systématique du territoire a été réalisée à partir de 1939 par ce même service, et achevé 13 ans plus tard par l'IGN (IGN, 2012).

Pour ce qui est de l'étude des fluctuations glaciaires du vallon de Bérard par photographie aérienne, l'IGN a mis à disposition du public, en téléchargement gratuit, des clichés allant de 1939 à 2000. Grâce au site web www.geoportail.fr, des photographies du secteur en 2008 sont également consultables en ligne. Le logiciel GoogleEarth nous fournit des photographies de l'année 2009.

- **Mission du service géographique de l'Armée de 1939 (figure 19)**

Les images de cette mission sont difficilement exploitables parce que, malgré une prise le 23 juin, le vallon est recouvert de neige à partir du refuge, ce qui inclut les glaciers. Pour le glacier de

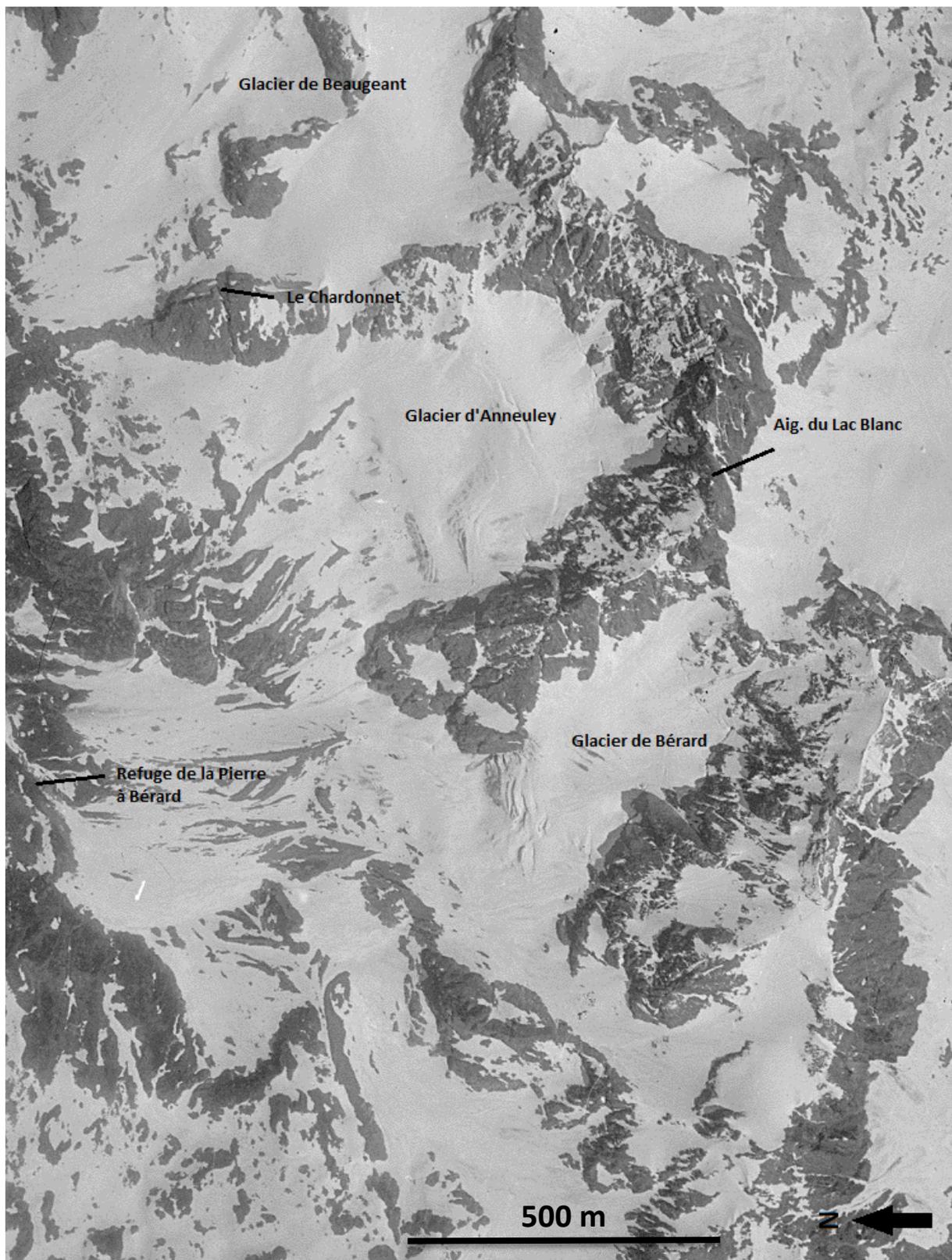


Figure 19 – Photographie aérienne de 1939 (Service géographique de l'Armée). Modifiée par l'auteur pour un meilleur aperçu.

Beugeant, l'analyse est impossible. Aucun élément ne nous permet de connaître ses caractéristiques à l'époque. Cependant, pour les deux autres glaciers, quelques éléments nous permettent de faire une estimation de leur extension.

Le front du glacier de Bérard devait se situer certainement vers 2 250 mètres, car sur la photo on aperçoit une « tache » moyennement foncée, au niveau d'un promontoire rocheux (visible sur la carte postale de 1900), pas assez foncée pour être de la roche ou de la terre, mais plus claire que la neige. Il devait se situer à peu près au même endroit que celui que l'on peut apercevoir sur la carte postale de 1900, et avoir la même configuration. En ce qui concerne les crevasses décrites avec antériorité, elles sont beaucoup plus importantes en 1939. Elles s'étalent sur plus de 150 mètres, alors qu'actuellement elles ne dépassent pas les 50 mètres. Ce recul a laissé à découvert, sans grande surprise, des roches dures difficilement érodables par le glacier, car il constituait un obstacle pour celui-ci, responsable de la formation des crevasses.

Le front du glacier d'Anneuley devait se situer à, au moins, 120 mètres à l'aval de l'actuel front. Une zone de crevasses est clairement identifiable, occupant presque toute la largeur du cirque et évoluant sur un vaste champ rocheux, aujourd'hui libre de l'emprise des glaces.

- **Mission de l'IGN de 1952 (figure 20)**

Le front du glacier de Bérard a reculé d'environ 80 mètres par rapport à 1939. Il se situe au même niveau que l'extrémité de l'arête rocheuse qui sépare le glacier de Bérard et le glacier d'Anneuley. Il conserve sa forme arrondie, mais il est partiellement recouvert de débris rocheux. Le premier complexe de crevasses recouvre encore entièrement les roches que l'on peut observer actuellement.

Si on se fie aux crevasses identifiées en 1939, le glacier d'Anneuley n'a subi qu'un léger recul en treize ans, probablement moins important que celui de Bérard. Les crevasses du front se situent presque au même endroit. Sur cette image, nous pouvons confirmer que les crevasses du front

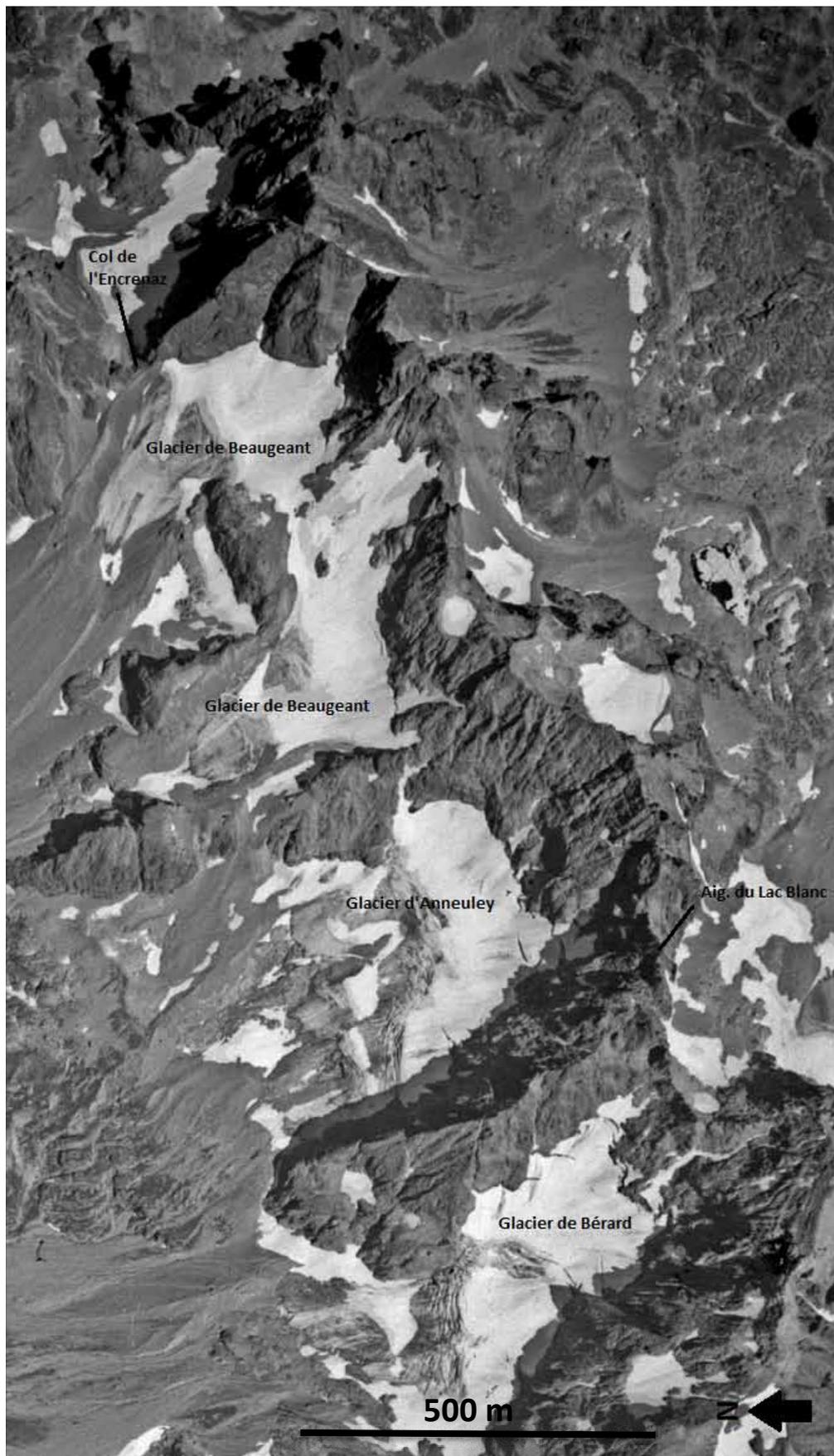


Figure 20 – Photographie aérienne de 1952 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

n'occupent que 140 mètres de la largeur totale du glacier. Malgré le fait qu'une bonne partie du lit rocheux ait une topographie plus ou moins accidentée, c'est que sur ces premiers 140 mètres qu'il s'exerce une contrainte assez importante pour que le glacier se « casse ».

Cette mission est la première exploitable pour étudier les fluctuations du glacier de Beugeant. En 56 ans (1952-2008), peu de choses semblent avoir changé. Certes, actuellement la longueur du glacier est moins importante : environ une centaine de mètres de moins pour chaque front. La plus grande différence réside dans son épaisseur. En amont du bloc de gneiss identifié précédemment, le glacier est sûrement déjà coupé en deux. Malgré cela, l'épaisseur de deux parties était plus importante qu'aujourd'hui :

- Glacier de Beugeant (A) : une grande partie du glacier est recouverte par la neige, donc ce que l'on peut observer sur les crevasses, c'est qu'elles sont quelques mètres en aval par rapport à celles d'aujourd'hui, et orientées pratiquement dans le sens de la pente. Cela est dû à une plus grande épaisseur du glacier à cet endroit à cette époque. Egalement, même si très réduites, quelques rimayes sont présentes, preuve que la glace était encore « vivante ».
- Glacier de Beugeant (B) : comme dans le cas précédent, des rimayes sont visibles sur cette portion du glacier, à des endroits où aujourd'hui que de la roche dure subsiste.

L'épaisseur perdue avoisine facilement les 10 mètres, si ce n'est plus.

- **Missions de l'IGN de 1967 et 1970 (figure 21 et 22)**

J'ai décidé de regrouper ces deux missions car après analyse, la situation semble ne pas avoir changé en trois ans. La longueur, la largeur et l'épaisseur sont restées les mêmes. Ce qui est intéressant, c'est que d'après la moyenne de recul des glaciers du vallon en 100 ans, ils auraient dû perdre au moins 13 mètres de longueur, ce qui ne s'est pas produit.

Ce qui est encore plus intéressant à constater, c'est le fait que dans la période 1952-1970 il n'y ait pas eu de changement non plus. Sur les trois glaciers, les fronts glaciaires, les crevasses et les

rimayes se situent grosso modo au même endroit (seul un recul de quelques mètres des fronts glaciaires du glacier de Beugeant est le plus remarquable).

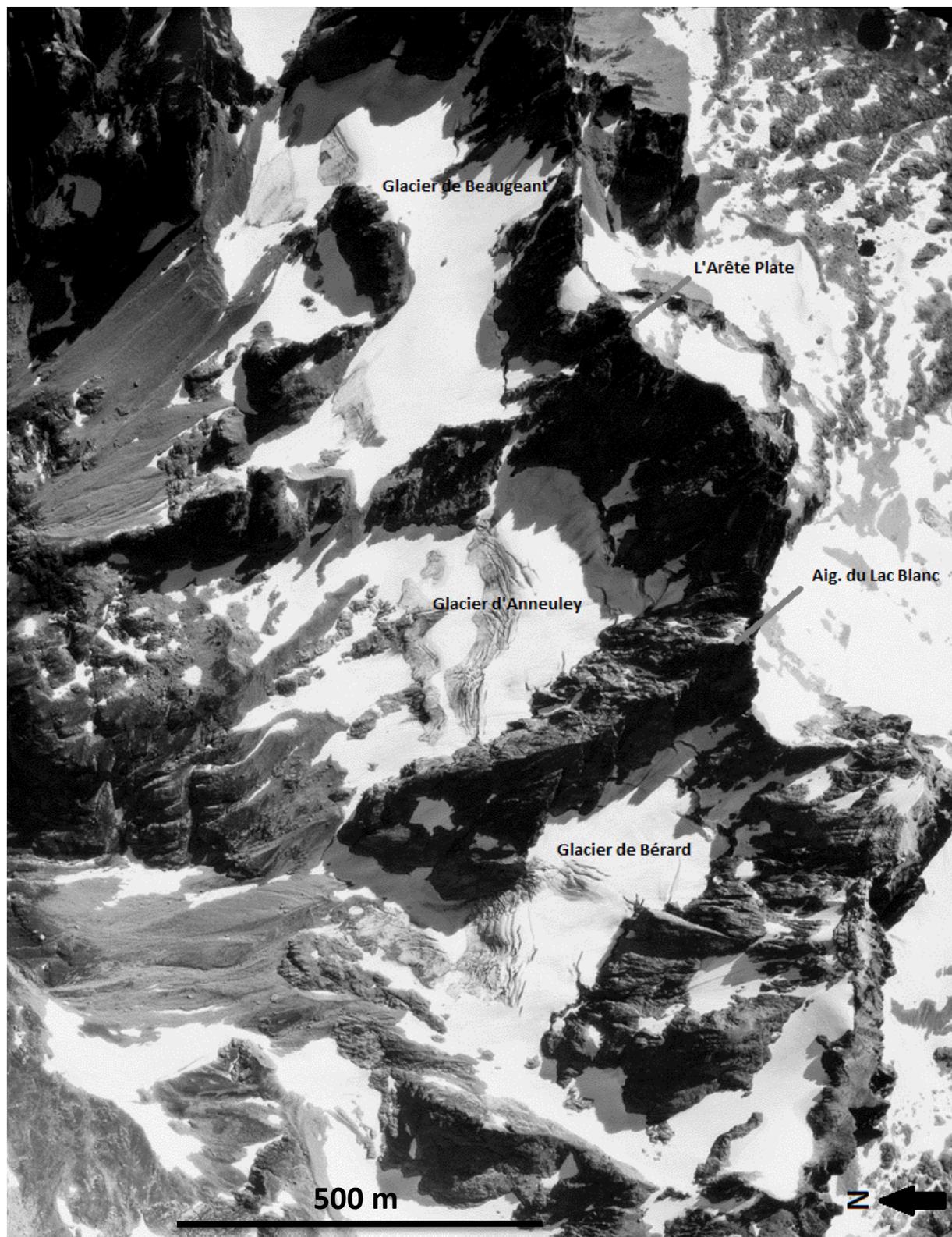


Figure 21 – Photographie aérienne de 1967 (IGN). Modifiée par l'auteur pour un meilleur aperçu.

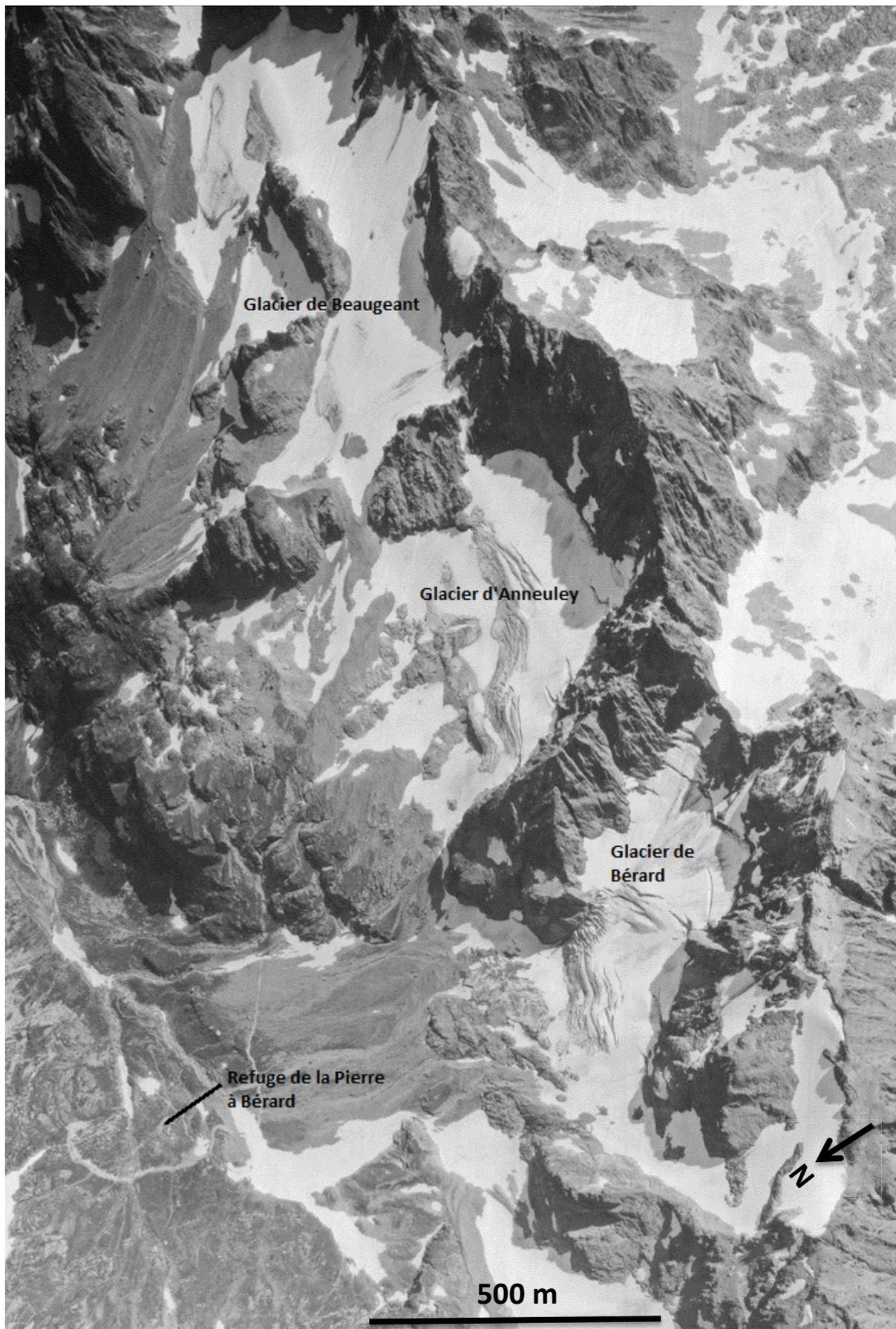


Figure 22 – Photographie aérienne de 1970 (IGN). Modifiée par l'auteur pour un meilleur aperçu.

En l'absence d'une ou plusieurs photographies entre ces deux dates, nous ne pouvons pas dire quel a été le comportement exact des glaciers. Impossible de dire s'il y a eu des périodes de recul et d'avancée ou si pendant vingt ans cela est resté stable.

Pour une tentative d'explication, nous pouvons nous référer à la synthèse des crues et décrues glaciaires faite par R. Vivian (1975). Le XX^e siècle se caractérise par une décrue généralisée de 90% des glaciers étudiés (une quarantaine dans les Alpes Occidentales). Une première période de crue a été constatée entre 1915 et 1930 (avec des maximas entre 1916 et 1919 et un autre en 1926) ; une décrue touche 85 à 90% des glaciers dans la décennie 1930-1940 ; une petite crue entre 1939 et 1945 précède un fort recul entre 1946 et 1953 (optimum de chaleur signalé par Von Rudloff en 1970) ; depuis 1953-1955 et jusqu'en 1982, une phase de crue a touché 15 à 20% des glaciers des Alpes Occidentales.

Avec les informations dont nous disposons, il est difficile de dire si les glaciers du vallon de Bérard ont fait partie de ces 20% en crue, mais nous pouvons du moins être sûrs qu'ils n'ont pas fait partie des glaciers en décrue et qu'ils sont restés stationnaires.

- **Mission de l'IGN de 2000 (figure 23)**

La période 1970-2000 est intéressante parce qu'encore une fois, il ne semble pas avoir eu un changement significatif de la longueur des trois glaciers du vallon. Le front du glacier de Bérard a reculé d'une vingtaine de mètres (0,6 mètres par an), celui d'Anneuley se trouve dans la même position et celui de Beugeant a subi juste un changement dans sa forme.

Certes, entre 1970 et 1982 nous sommes dans une période connue de crue glaciaire dans les Alpes françaises. Mais la période 1982-2000 est caractéristique d'une forte décroissance (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, LGGE – CNRS, 2004). Comment expliquer donc cette certaine stabilité ?

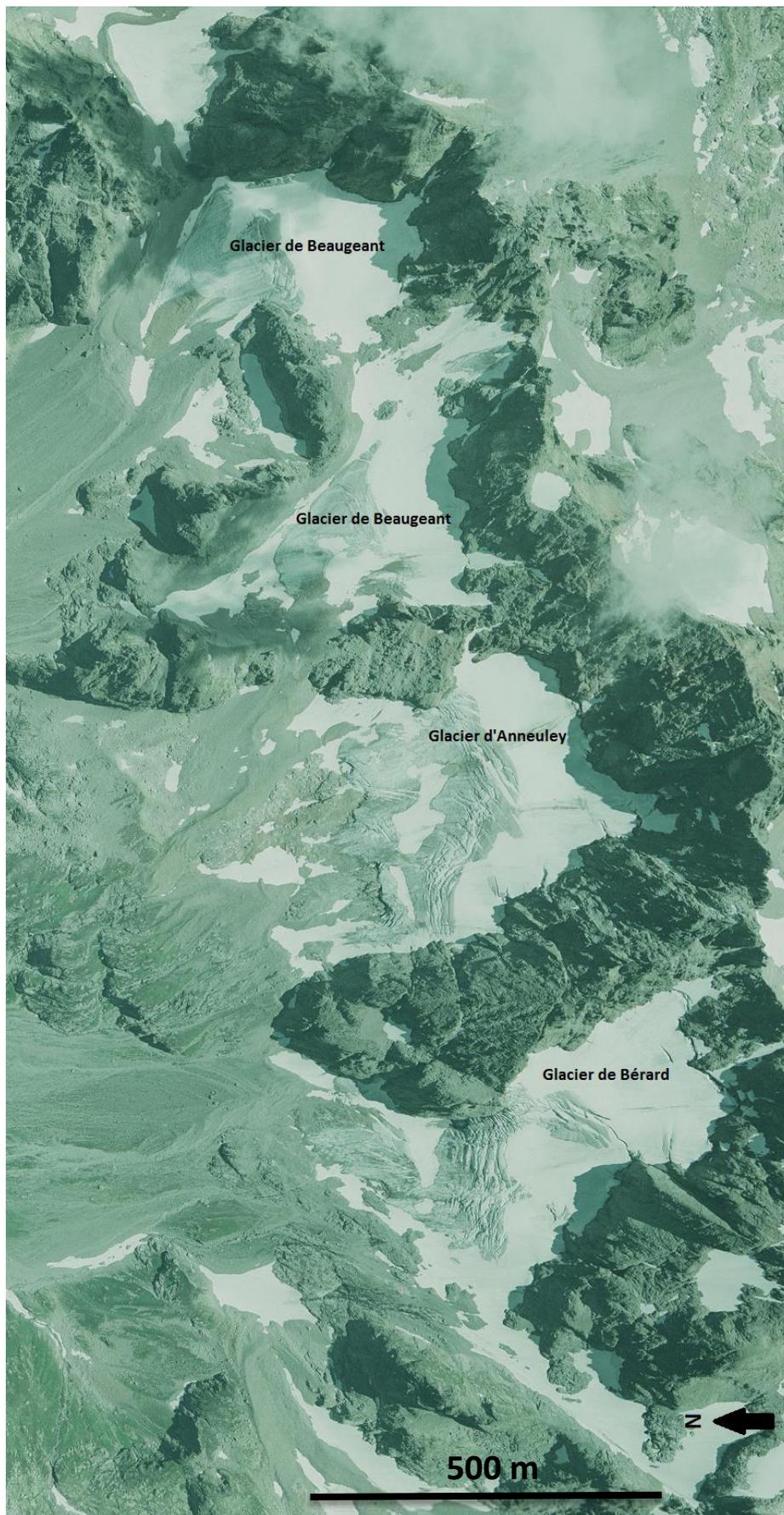


Figure 23 – Photographie aérienne de 2000 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Si la longueur n'a pas varié, c'est certainement dans l'épaisseur de la glace que se trouve la réponse. Le glacier de Beugeant est déjà coupé en deux et les crevasses de la partie A sont en retrait par rapport à 1970. En ce qui concerne le glacier de Bérard, sa langue glaciaire est plus fine en 2000 (tendance qui se confirme dans la décennie suivante), et les crevasses commencent à libérer le substrat rocheux qui se trouve en dessous (au niveau de la paroi rocheuse). L'analyse de l'épaisseur du glacier d'Anneuley est moins évidente par photographie aérienne, il n'y a pas d'indices visibles qui nous permettent de faire une estimation, mais il devait sûrement suivre la même dynamique des deux autres glaciers.

- **Mission de l'IGN de 2008 (figure 24)**

La dernière mission accomplie par l'IGN dans le département de la Haute-Savoie démontre une accélération de la fonte des glaciers du vallon.

La langue glaciaire du glacier de Bérard, située à l'aval des premières crevasses, s'est considérablement réduite en longueur et en largeur, laissant à découvert une roche dure. Il est fort probable qu'elle ne soit plus alimentée par le glacier, devenant donc de la glace morte presque entièrement recouverte d'une couche détritique (sable et débris rocheux) importante. Les crevasses sont également en retrait par rapport à 2000 et se sont presque entièrement séparées de la paroi rocheuse (le contact ne se fait que sur une dizaine de mètres contre soixante-dix mètres il y a huit ans).

Le front du glacier d'Anneuley a reculé entre 80 et 105 mètres selon les endroits. Il ne reste plus qu'une seule zone de crevasses, celles situées le plus en amont, mais elles sont moins nombreuses et n'occupent plus toute la largeur du glacier (elles ne sont plus au contact de la paroi rocheuse à l'est). Le portail glaciaire est déjà formé et deux importantes zones de couverture détritique sont présentes de chaque côté.

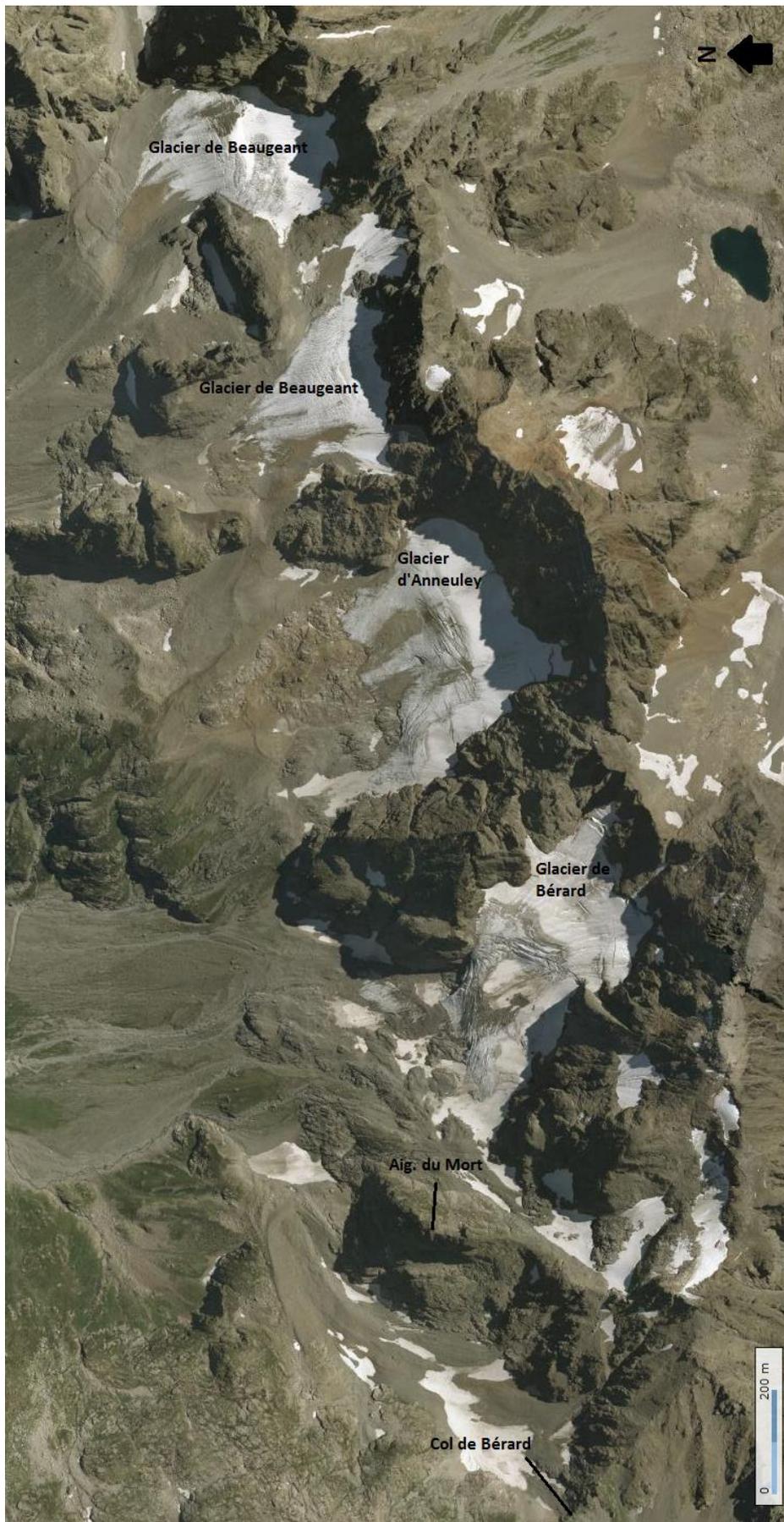


Figure 24 – Photographie aérienne de 2008 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Enfin, la surface de la partie B du glacier de Beugeant a très peu varié, mais l'épaisseur a fortement diminué. Plus aucune rimaye ni la moindre crevasse perdurent, et toute la surface est couverte d'une fine couche de sable. Le front de la partie A a changé de forme mais il se situe globalement au même endroit. Les crevasses sont encore en place mais ne semblent être que le témoin de leur formation ancienne qui n'est plus active de nos jours. Toute la surface est également recouverte d'une fine couche de sable avec un secteur à plus forte concentration de débris rocheux.

- **Cartographie IGN (*figure 25*)**

Si l'analyse visuelle des photographies aériennes est très utile pour constater les fluctuations de longueur et de largeur des glaciers au cours du temps, estimer la perte ou le gain en épaisseur est plus complexe quand on a moins de points de repères et qu'on ne dispose pas des données altimétriques. En effet, pour obtenir les altitudes sur le terrain, soit il faut utiliser la technique de photogrammétrie à partir des photographies aériennes pour créer un MNT (Modèle Numérique de Terrain), soit il faut se procurer des MNT déjà réalisés d'au moins deux années différentes pour pouvoir les comparer. Dans le premier cas, la technique nécessite d'être un spécialiste et de grands moyens techniques. Dans le deuxième cas, des MNT ne sont disponibles qu'à un prix très élevé pour une résolution fine, et sont assez récents ce qui rend impossible la comparaison sur le long terme.

Une bonne méthode consiste donc à comparer des cartes topographiques de dates différentes, qui ont enregistré les variations d'altitude du terrain, car elles ont été réalisées à partir de levés photogrammétriques. Nous disposons ainsi de deux cartographies de l'IGN :

- Carte IGN au 1 : 25 000, Chamonix, version d'avant avril 2012 (photographies aériennes et observations sur le terrain en 1949).
- Carte IGN au 1 : 25 000 publiée en avril 2012 (consultable sur www.geoportail.fr). Photographies aériennes de 2008.

La surface englacée de la carte « ancienne » date donc de la fin des années 1940 et les courbes de niveau représentaient les altitudes des glaciers il y a plus de 60 ans. Les courbes de niveau de la dernière carte en date, nous renseigne sur l'altitude des glaciers en 2008. Ce sont les courbes de niveau maîtresses, les lignes marquées en gras tous les 50 mètres (5 courbes équidistantes de 10 mètres), qui ont été utilisées pour l'analyse pour simplifier la lecture.

D'une manière générale, toutes les courbes de niveau dessinées sur les glaciers se sont « rapprochées » des arêtes rocheuses. Cela veut dire qu'aujourd'hui, pour atteindre une même altitude sur le glacier qu'il y a 60 ans, il faut avancer davantage. La diminution de l'épaisseur des glaciers est donc prouvée.

Sur les trois glaciers sans exception, la zone de contact entre la glace et la paroi s'est abaissée en altitude, parfois de manière assez étonnante : de vingt (glacier d'Anneuley) à cent mètres (glacier de Beugeant) selon les endroits. Cela ne veut pas forcément dire une forte diminution de l'épaisseur du glacier, mais plutôt que de parois très raides qui étaient recouvertes d'une couche de glace ne le sont plus.



Figure 25 – Extrait de la carte IGN au 1 : 25 000, d'avril 2012.

- **Cartographie des fluctuations glaciaires**

L'étude des fluctuations glaciaires entrepris jusqu'ici, ont permis la création d'une carte (*figure 26*) qui puisse rassembler toutes ces informations en un seul document graphique. Cette carte permet une lecture simplifiée du recul des glaciers du vallon de Bérard par année d'étude.

Les limites ont été dessinées en base aux observations que j'ai pu faire sur chaque photographie aérienne, mais aussi en prenant en compte la carte IGN, qui a été très utile pour cartographier le niveau du glacier en amont.

L'extension des glaciers en 1939 a pu être définie principalement grâce à la carte de l'IGN (publication en 1953 et observations et photographies aériennes d'avant 1949) qui l'avait déjà cartographiée, la photographie aérienne de cette année-là ayant été prise à un moment où l'enneigement était trop important. Certes, elles ne correspondront pas forcément à l'extension de 1939, mais permettent d'en avoir un aperçu.

En ce qui concerne le glacier du Mort, seule l'extension en 1939 et en 2008 ont été cartographiées, car le manteau neigeux ne permet pas une estimation fiable le reste du temps. Il est même probable qu'à ces deux dates, ce qui l'IGN considère un glacier, en partie soit de la neige et pas de la vraie glace.

2^{ème} PARTIE : LA MARGE PROGLACIAIRE

Le terme proglaciaire vient de l'anglais « forefield » qui signifie littéralement « en l'avant du glacier ». La marge proglaciaire est la délaissée glaciaire (l'espace abandonné par le glacier), qui peut se diviser en deux : le cadre morainique de la marge proglaciaire constituée des moraines frontales et latérales ; et l'espace proglaciaire compris à l'intérieur de ce cadre morainique, le « fond du glacier » ou « glarier » (R. Vivian, 1975). Dans cet étude, nous considérerons la marge proglaciaire comme tout ce qui se trouve à l'avant du front du glacier cartographié précédemment (*cf. figure 26*) et dans la limite de la moraine frontale.

I. La nature géologique du lit rocheux

Les glaciers ont une grande capacité à éroder le lit rocheux sur lequel ils se déplacent. Mais leur pouvoir d'érosion va varier en fonction de la porosité, la dureté et la texture des roches. En effet, plus la différence de dureté entre l'élément taillant et la roche incisée est grande, plus les traces seront marquées. Si la roche en place est très dure, et le bloc taillant tendre, cette dernière n'a pas la capacité d'éroder la première roche et se casse.

Certaines roches enregistrent mal les stries glaciaires, telles que les gypses, les schistes marneux et les grès. D'autres roches au contraire sont beaucoup plus propices à enregistrer et conserver ces marques. C'est le cas des roches cristallines à grains fins, qui résultent de la transformation de roches sédimentaires ou plutoniques.

Le vallon de Bérard est essentiellement composé de schistes cristallins, tout comme le massif des Aiguilles Rouges et que l'on retrouve également dans le massif du Mont-Blanc.

La principale roche présente dans le versant nord du vallon est le gneiss. C'est une roche issue du métamorphisme d'anciennes roches sédimentaires ou volcaniques, composée principalement du quartz, du mica et des feldspaths. Elle a une structure en feuillets plus ou moins épais, et elle est très résistante à l'érosion grâce à sa grande cohérence.

Nous retrouvons trois sortes de gneiss : le *gneiss migmatitiques* qui ont une composition granitique à granodioritique (quartz, oligoclase, feldspath, biotite) résultant d'une fusion partielle de la roche ; les *blastomylonites de gneiss migmatitiques*, qui est une transformation du gneiss « caractérisée par la granulation régulière (polygonisation) des feldspaths et la recristallisation du quartz en grands individus allongés » (Notice BRGM) ; et les *gneiss granitoïdes*, souvent ocellés, de composition granitique avec de lentilles ovoïdes constituées de cristaux de grande taille de feldspath et d'amas de cristaux de quartz.

La figure suivante (*figure 27*) montre la répartition des différents gneiss dans le versant nord du vallon. Il y a clairement une alternance entre le blastomylonite de gneiss migmatitique et le gneiss granitoïde, tous les deux se situant dans un axe nord-sud. Le gneiss migmatitique est plus excentré que les précédents, on ne le retrouve qu'à l'ouest du vallon, également dans un axe nord-sud, au niveau de l'arête rocheuse dominée par l'Aiguille du Mort et la Pointe Alphonse Favre.

Enfin, à l'aval des glaciers dans ce qui correspond à la couverture morainique, la carte géologique nous enseigne qu'il s'agit du « Glaciaire historique », c'est-à-dire, des terrains érodés par le glacier lors de la dernière crue glaciaire, le PAG.

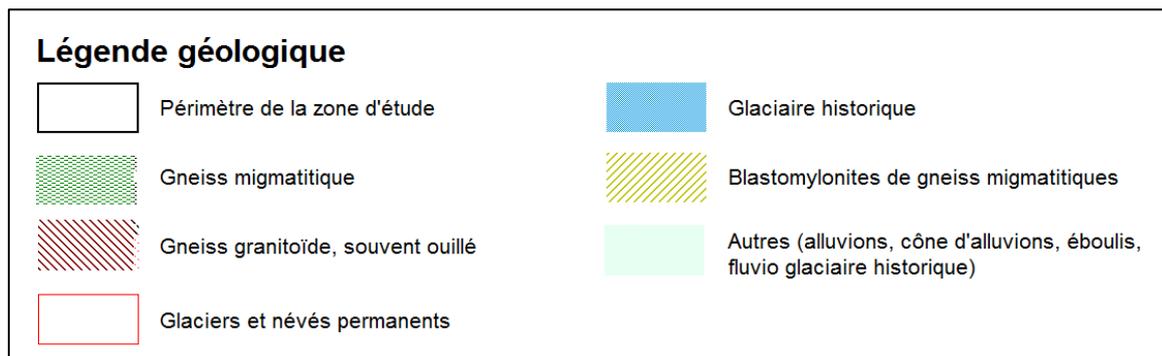
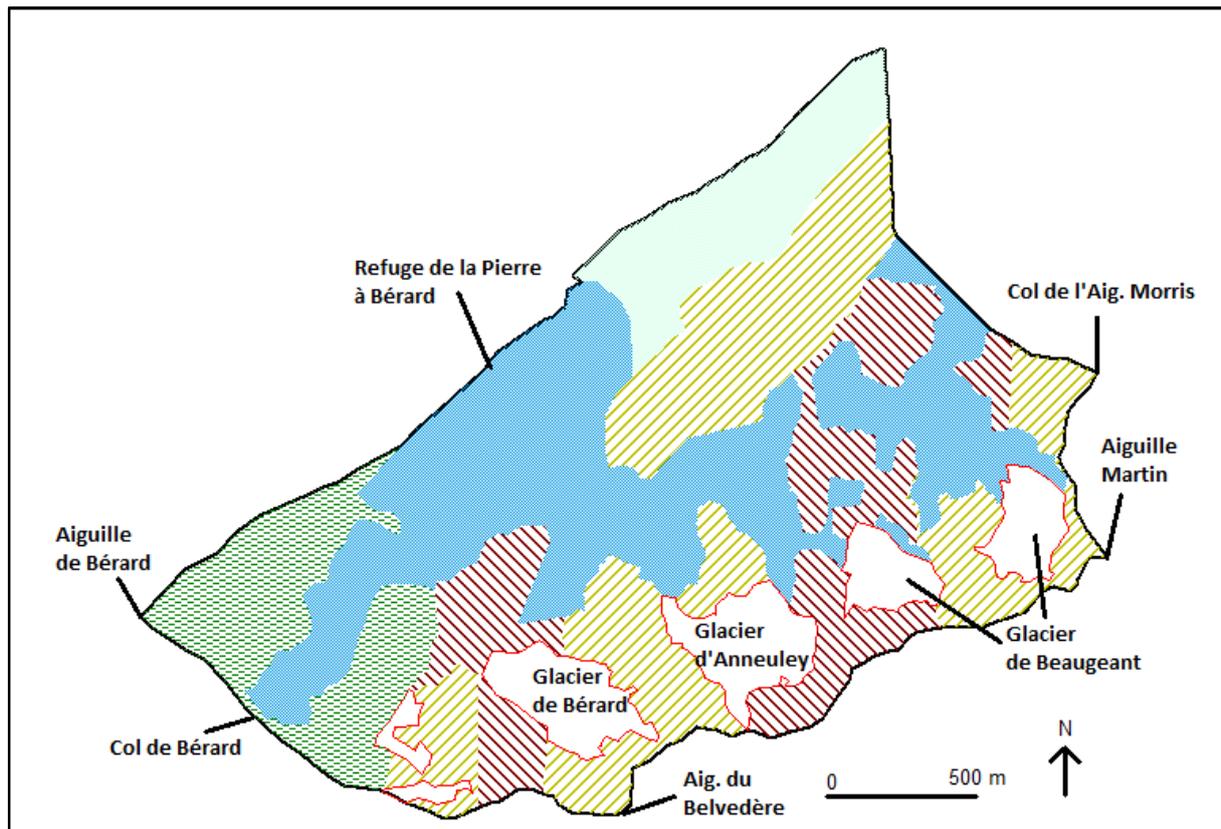


Figure 27 – Carte géologique simplifiée de la zone d'étude.

II. Glaces mortes, glaces stagnantes et glaciers noirs

a. Glaces mortes et stagnantes

Les glaces mortes sont typiques des périodes de décrue glaciaire, comme celle dans laquelle nous nous trouvons aujourd'hui. Le recul d'un glacier peut faire qu'une partie de celui-ci se retrouve isolée du corps principal. Cette glace, se retrouvant privée d'alimentation, devient très vite inerte.

Nous pouvons différencier deux types de glace morte. La *glace morte* à proprement parler, est un petit corps de glace isolé qui n'enregistre aucun mouvement. Quand l'étendue est plus importante et que la vitesse de la glace tend à zéro, sans être nulle, on parle plutôt de *glaces stagnantes*. On en conclut que la principale différence entre les deux termes est la vitesse du déplacement. Leur durée de vie va dépendre de l'épaisseur de la couche de débris morainiques qui les recouvre : en Alaska elles subsistent une douzaine d'années, mais cela peut être allé jusqu'à plusieurs millénaires au nord de l'Allemagne (la glace n'est pas apparente, elle est recouverte par les accumulations et la végétation, ne se manifestant que par des effondrements résultant de la fonte lente des culots de glace) (R. Vivian, 1965).

Dans le vallon de Bérard, les seules véritables glaces mortes ou stagnantes sont celles du glacier du Mort, puisqu'elles sont isolées et aucun bassin d'alimentation actif ne subsiste. Savoir avec exactitude à quelle catégorie (mortes ou stagnantes) elles appartiennent, ne pourrait être démontré qu'avec des instruments de mesure précis.

b. Glaces noires

Entre 2000 et 2008, la langue glaciaire du glacier de Bérard, telle qu'elle a été représentée dans la cartographie des fluctuations glaciaires, a fortement diminué en longueur et en épaisseur. Néanmoins, sur la photographie aérienne la plus récente, on aperçoit encore quelques « tâches » de glace à l'aval du front de 2008. Durant l'été 2011, j'ai constaté que cette glace n'était visible qu'à seulement certains endroits, sa plus grande étendue étant couverte d'une couche morainique (*figures 28 et 29*). Cette langue terminale du glacier, qui ne serait connectée à ce dernier que par un étroit couloir de glace, constitue en effet ce que l'on appelle de la glace *couverte* ou *noire*.

Lorsqu'il existe une forte érosion des parois rocheuses, des glaciers actifs peuvent se retrouver rapidement recouverts d'une importante couche morainique, comme c'est le cas du glacier



Figure 28 – La glace est recouverte par une moraine qui laisse à peine entrevoir le glacier qui se trouve en dessous.



Figure 29 – Glace noire dans le glacier de Bérard. La couverture morainique est centimétrique à décimétrique. Cette glace est condamnée à mourir, n'étant plus alimentée par le glacier.

Noir dans les Hautes-Alpes (massif du Pelvoux-Ecrins). Dans d'autres cas, comme pour les glaces mortes, une partie du glacier ne recevant plus d'alimentation, il se recouvre progressivement d'une moraine.

En ce qui concerne le glacier de Bérard, il n'est pas un glacier noir, puisque seulement une infime partie de sa superficie en est concernée. La couche détritique qui recouvre la glace serait plutôt le résultat d'un manque d'alimentation de la part du glacier de cette langue : chaque année, la langue glaciaire semble de plus en plus enfouie sous les débris rocheux. On peut s'attendre dans les prochaines années, à une déconnexion totale du reste du glacier, constituant ainsi de la glace morte.

Le glacier de Bérard n'est pas le seul à être concerné par cette glace couverte, les deux autres glaciers étudiés le sont également.

Déjà en 2008, une partie du glacier d'Anneuley est visiblement recouverte d'une couche morainique. En 2011, cette surface semble s'être agrandie. Une grande partie de ce qui se trouve à l'aval du portail glaciaire n'est plus de la glace de surface mais de la glace noire. Sur les photos, on apprécie clairement des cavités au sein même de la moraine superficielle, qui témoignent de l'existence de glace à ces endroits-là (*figure 30*). Si en trois ans, la glace visible en surface s'est considérablement réduite, la glace couverte se trouve approximativement au même endroit.

En effet, une fine douche de sables accélère la fonte de la glace car elle retient l'énergie émise par les rayons du soleil. Cependant, quand la couche qui la recouvre est plus importante, elle fonctionne comme un isolant assez efficace. Comme pour les glaces mortes, la fonte de la glace couverte peut être très lente et exister même quand le glacier qui lui a donné naissance a disparu.

Le glacier de Beugeant a également de la glace couverte dans sa partie B (je n'ai pas pu aller dans la partie A pour constater la situation), surtout sur son flanc ouest (*figure 31*). Il se situe sous l'arête rocheuse qui le sépare du glacier d'Anneuley, où les processus de thermoclastie et/ou cryoclastie sont très actifs. Les chutes de blocs s'espaçaient de seulement 5 minutes en moyenne.



Figure 30 – Glace noire dans le glacier d’Anneuley. Les cercles indiquent des cavités dans la moraine dues à la glace qui se trouve dessous.



Figure 31 – Glace noire dans le glacier de Beugeant. Une importante moraine de surface, alimentée activement par l’érosion des parois aux alentours, recouvre la glace en profondeur.

III. Processus et formes d'érosion glaciaire

a. Abrasion, arrachement et érosion fluvio-glaciaire

Les processus d'érosion glaciaire sont divisés en trois groupes : l'abrasion, l'arrachement et l'érosion fluvio-glaciaire.

L'abrasion mécanique se produit quand la base du glacier, chargée de matériaux détritiques, se frotte contre le substrat rocheux. De ce processus naissent les stries glaciaires et le polissage. Les stries glaciaires sont de petits sillons (environ un millimètre de profondeur) parallèles à l'écoulement de la glace, provoqués par le frottement contre la roche de sables grossiers et de sablons. Le polissage dépend des mêmes facteurs, mais la différence de dureté entre le matériau détritique contenu à la base du glacier et le substrat rocheux est moins importante, son action est beaucoup plus douce due aux frottements de microéléments (farine de roche, sables fins).

L'arrachement de matériaux (érosion mécanique) se produit quand le glacier arrache des morceaux du bedrock (substratum rocheux) et les incorpore à sa moraine de fond.

Enfin, l'érosion fluvio-glaciaire est due à l'action des eaux sous-glaciaires, qui est à la fois mécanique et chimique (*figure 32*).

Ces processus d'érosion glaciaire seront plus ou moins efficaces selon :

- La dureté de la roche du soubassement : les roches dures, dont les granites et les gneiss font partie, sont plus difficiles à attaquer mais conservent beaucoup mieux les traces du glacier que de roches meubles, qui se verront vite attaquées par des agents d'érosion météorique dès qu'elles sont délaissées par le glacier. Plus la différence de dureté entre l'élément taillant et la roche incisée est grande, plus l'érosion sera marquée et nette.
- Le grain abrasif : la glace pure ne pouvant à elle seule éroder la roche, il lui faut être chargée à sa base de débris rocheux qui eux, à partir d'une taille minimale (les plus petits cailloux

seront vite intégrés à l'intérieur de la glace) pourront exercer son action d'érosion sur le bedrock.

- La force exercée par le glacier : plus le glacier est épais et sa vitesse d'écoulement élevée, plus il va éroder son soubassement, à la différence d'un glacier lent et mince. Dans ce sens, un glacier étroit de vallée aura tendance à accroître sa vitesse, à la différence des glaciers de piedmont, comme ceux qui ont pu exister lors du LGM, qui s'étalent et réduisent donc leur vitesse.



Figure 32 – Dépôt de calcite au front du glacier d'Anneuley. L'activité érosive chimique de l'eau est ici mise en évidence par ces dépôts dans une zone récemment découverte par le recul du glacier.

b. Les formes d'érosion

Des trois groupes vus précédemment, en découlent différentes formes d'érosion, qui vont des micro- aux macro-formes en passant par les méso-formes.

- **Les macro-formes d'érosion**

La forme la plus simple et la plus répandue dans les Alpes est le *cirque glaciaire*. Le vallon de Bérard est ce que l'on nomme un *amphithéâtre glaciaire*, puisqu'il est le résultat de la coalescence de plusieurs glaciers quaternaires descendus des cirques situés plus en amont (versant nord et sud). Ce « mégacirque » est prolongé en aval par une petite vallée encaissée. P. Lory (cité par L. Lliboutry, 1965) définit le cirque comme un « large enfoncement, à fond plat et peu incliné, à parois au contraire escarpées, qui s'entaille dans le flanc d'une montagne généralement peu au-dessous des crêtes ». Faisant partie d'un ensemble majeur, les glaciers du vallon sont encaissés dans des cirques dits « élémentaires » ou « d'ensemble ». Chacun d'entre eux possède son propre « gradin de confluence » (sorte de marche d'escalier raccordant le glacier de cirque, affluent du glacier de vallée principal) et « gorge de raccordement » (torrent sous-glaciaire et postglaciaire). La coupe longitudinale des cirques nous indique, parce que leur fond a une inclinaison bien inférieure aux parois supérieures sans toutefois être horizontal, qu'il s'agit de « cirques en van ».

Une autre forme majeure est constituée par les « horns » ou « pyramides d'intersection de cirques ». Le terme doit son origine au Mont Cervin (en allemand Matterhorn), qui domine Zermatt (H. Rougier, 2002). Ce sont de sommets aux formes généralement élancées, dus à l'action érosive de différents glaciers, situés dans des cirques à orientation différente sur plusieurs versants, dont l'Aiguille du Belvédère. Quand un sommet ne sépare que deux cirques situés sur le même versant, on le nomme une « corne », dont l'Aiguille du Mort pourrait en être l'exemple.

Bien qu'elle transcende le périmètre de notre étude, il est utile de rappeler une troisième forme majeure présente dans le vallon de Bérard : la vallée glaciaire en auge. Traditionnellement représentée en forme de U, la coupe transversale nous montre que ce vallon glaciaire a plutôt une forme en V, notamment entre le Mont Oreb et l'Aiguille de Praz, dû à l'action érosive du torrent de l'Eau de Bérard. Après le retrait du glacier de vallée, mais peut être aussi pendant qu'il occupait le

talweg, le torrent glaciaire (voire sous-glaciaire), l'Eau de Bérard, a eu une action de surcreusement du talweg, lui donnant cette forme particulière.

Sur le versant nord du vallon, une importante zone d'épaulement se situe au niveau du *Lavancheret*, à l'aval des glaciers d'Anneuley et de Beugeant. Un épaulement est un secteur à pente plus douce, entre le flanc d'auge et l'amont très rugueux. La zone de contact entre le flanc d'auge et l'épaulement s'appelle le « rebord d'auge » ; la zone de contact entre l'épaulement et l'amont rugueux c'est le « sommet d'épaulement », là où la trimline fait son apparition (le glacier se situait donc à quelques dizaines de mètres au-dessus du « sommet d'épaulement », épaisseur minimale pour laisser la trace de la trimline). Comme nous le verrons dans les sections suivantes, dans cet épaulement, comme dans presque tous les épaulements, la présence de dépôts morainiques, de roches moutonnées et de stries glaciaires est abondante.

Enfin, les trimlines du vallon sont autre témoin de l'action érosive des glaciers. Définies précédemment (*cf. Première partie – II*), elles sont présentes dans le versant nord du vallon à une altitude de près de 2 600 mètres en amont.

- **Les méso-formes d'érosion**

Parmi les trois formes d'érosion à l'échelle moyenne (roches moutonnées, cannelures et chenaux d'écoulement des eaux), seulement les roches moutonnées sont présentes.

Les roches moutonnées sont le résultat du polissage à l'amont (pente douce) et de l'arrachement à l'aval (pente abrupte) par le glacier (*figure 33*). Elles ont un aspect caractéristique en forme de bosse, toujours orientées dans le sens d'écoulement du glacier. Les roches les plus susceptibles de prendre le poli glaciaire sont homogènes, non friables et à grain assez fin, telles que les schistes cristallins que nous retrouvons dans le vallon de Bérard.

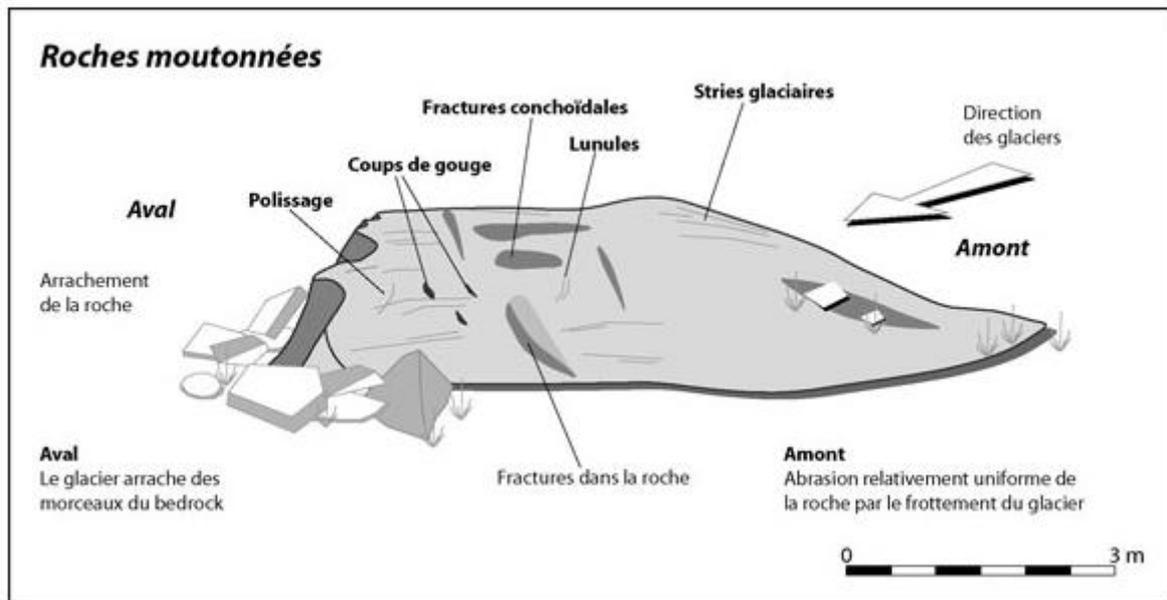


Figure 33 – Dissymétrie des roches moutonnées liées à l'arrachement à l'aval de l'obstacle (SSGm, 2009 ; adapté de Maisch et al., 1993).

Sur le versant nord du vallon, elles sont présentes en abondance à l'aval du glacier de Bérard, entre 2 180 et 2 430 mètres d'altitude (figure 34). Sur la carte géologique au 1 : 50 000 du BRGM, elles correspondent aux surfaces cartographiées comme du gneiss granitoïde, transformés en blastomylonites, c'est-à-dire, à grain fin et avec une linéation marquée. Avec le recul du glacier, d'autres zones avec de roches moutonnées ont été découvertes dans la continuité de l'axe nord-sud qui forment le gneiss granitoïde, à l'ouest du vallon.



Figure 34 – Roches moutonnées à l'aval du glacier de Bérard. On voit clairement la pente plus douce à l'amont et les abrupts d'arrachement à l'aval. La flèche indique le sens d'écoulement du glacier.

A l'aval du glacier d'Anneuley nous retrouvons également un complexe de roches moutonnées, entre 2 340 et 2 510 mètres d'altitude (figure 35). Comme cela s'est passé avec le glacier de Bérard, le recul du glacier d'Anneuley a laissé à découvert une surface beaucoup plus importante de ces roches que celle existante il y a soixante-dix ans. A la différence de celles situées à l'aval du glacier de Bérard, ici la situation est beaucoup plus chaotique puisque les roches, moutonnées ou pas, sont très érodées avec un grand nombre de fractures à leur surface (fractures conchoïdales, coups de gouge, ...), en plus de la présence d'une moraine de fond. La roche est une blastomylonite de gneiss migmatitique, à grain fin et à linéation marquée. Elle se différencie du gneiss précédent par sa stratification : elle est bien visible dans le gneiss migmatitique mais ne se montre plus dans le gneiss granitoïde.

Au niveau de l'épaulement du *Lavancheret* et dans la continuité du gneiss migmatitique, un autre champ important de roches moutonnées existe également.

Malgré les mêmes caractéristiques géologiques que celles du glacier d'Anneuley et de Bérard, dans le périmètre du glacier de Beugeant aucune roche moutonnée n'a été découverte. Les seules roches qui affleurent ont subi une érosion mécanique intense et sont très anguleuses.



Figure 35 – Roches moutonnées à l'aval du glacier d'Anneuley. La situation est assez chaotique avec une moraine de fond d'où affleurent les roches moutonnées. La flèche indique le sens d'écoulement du glacier.

- **Les microformes d'érosion**

Appelées aussi formes d'érosion mineures, elles ne sont visibles que dans des secteurs récemment libérées par les glaces ou dans des roches très dures (granites). La plupart du temps, l'affleurement rocheux ayant été longtemps exposé à l'érosion postglaciaire, elles ont complètement disparu. Les roches moutonnées découvertes dans le versant nord du vallon, grâce au fait qu'elles

n'ont été libérées par les glaciers que récemment, portent un grand nombre de ces marques (*figure 36 et 37*).

Les stries glaciaires sont le résultat de l'écoulement de la glace sur la roche. Celle-ci, chargée en fragments rocheux à sa base, érode la roche par abrasion. Leur profondeur varie entre un et deux millimètres, ont une longueur d'entre 50 cm et 120 cm et sont majoritairement parallèles, ce qui nous indique le sens d'écoulement du glacier.

La queue-de-rat, rat-tail ou encore *crag-and-tail*, est le résultat de l'érosion différentielle d'une roche, entre une zone plus résistante à l'amont, et une autre moins résistante à l'aval.

Les coups de gouge ont une forme de croissant, pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres, et sont le résultat de l'arrachement d'un morceau du bedrock par le passage du glacier. A l'amont elles ont un flanc doux et à l'aval il est raide. Les lunules sont de plus petits coups de gouge, creusées par une pierre prise dans la glace.



Figure 36 – Cette roche moutonnée, qui nous indique le sens d'écoulement du glacier, a été polie et striée par ce dernier. Un coup de gouge et une lunule sont identifiables sur les deux flancs du bouchon d'objectif qui donne l'échelle.



Figure 37 – La roche très érodée par le passage du glacier, présente une fracturation très importante (le bouchon de l’objectif donne l’échelle)

IV. Les constructions morainiques

a. Vallums morainiques latéraux et frontaux

Dans le vallon de Bérard, et d’une manière générale dans les Alpes Occidentales, les moraines latérales sont beaucoup plus importantes que les frontales. Ces moraines sont le résultat de la dernière poussée glaciaire lors du PAG. En général, la morphologie de ces vallums morainiques que l’on rencontre dans tout le massif des Aiguilles Rouges, qui datent de la dernière poussée glaciaire produite entre le XVI^e et le XIX^e siècle, est bien conservée et caractéristique de l’époque.

- **Les dépôts glaciaires du glacier de Bérard**

A l'aval du glacier de Bérard, deux moraines latérales (*figure 38*) témoignent de la largeur de la langue glaciaire lors du PAG. Elles se situent de part et d'autre du verrou rocheux identifié comme la limite des glaces en 1900, sont séparées par près de 240 mètres et leur hauteur ne dépasse pas 15 mètres. La moraine située en rive droite du glacier prend naissance à l'altitude de 2 300 mètres et se poursuit contournant le verrou rocheux jusqu'à 2 110 mètres. Elle a été érodée par le torrent proglaciaire qui coule encore aujourd'hui. La moraine de rive gauche est plus modeste, elle ne fait que 290 mètres de longueur (contre près de 470 mètres pour celle en rive droite), et se situe entre 2 260 et 2 120 mètres d'altitude. Le glacier de Bérard n'échappe pas à la règle générale qui dit que dans les Alpes Occidentales les moraines frontales sont beaucoup moins importantes que les moraines latérales. Ici, le constat est d'autant plus évident qu'aucune moraine frontale ne subsiste de nos jours.

La granulométrie de ces moraines est centimétrique, mais des blocs plus grossiers faisant au moins un mètre de diamètre sont aussi présents. Ces blocs n'ont pas été déposés là par le glacier, ils ont été détachés des parois rocheuses par l'érosion et sont tombés sur la moraine latérale.



Figure 38 – Les deux moraines latérales (traits rouges) qui descendent du glacier sont, par endroits, très érodées par le torrent proglaciaire.

- **Les dépôts glaciaires du glacier d'Anneuley (figure 39)**

A l'aval du glacier d'Anneuley, plusieurs petits arcs morainiques occupent presque toute la largeur du cirque vers 2 350 mètres d'altitude ainsi qu'à 2 445 mètres d'altitude. Par leurs dimensions assez modestes, elles doivent s'agir de « moraines de névé », formées par l'accumulation de débris ayant glissé sur une tache de neige permanente (ou névé). Elles doivent être de construction récente, âgées de quelques décennies seulement.

Une importante moraine latérale en rive droite du glacier, d'une vingtaine de mètres de hauteur, descend de manière presque rectiligne à partir d'une altitude de 2 460 mètres jusqu'à 2 320 mètres. Elle doit correspondre à la largeur maximale atteinte par le glacier d'Anneuley lors du PAG, puisque elle rejoint d'autres arcs morainiques, certes très érodés par les torrents proglaciaires et

difficilement identifiables, juste à l'amont des blocs rocheux qui forment le *Lavancheret*, qui doivent eux marquer l'extension maximale du glacier.

Il est intéressant de constater que cette moraine latérale sépare l'arc morainique situé le plus à l'est du cirque, des dimensions considérablement plus importantes, des autres moraines frontales déjà décrites. Si l'on considère que la moraine latérale correspondait à l'extension maximale récente du glacier d'Anneuley, cet arc de moraine frontale ne peut que être le résultat d'un glacier venu d'ailleurs. Dans cette hypothèse, on ne peut que penser qu'il y a eu une diffuence du glacier de Beugeant vers le cirque du glacier d'Anneuley, passant par un col (2 530 mètres) situé au niveau du *Chardonnet*.

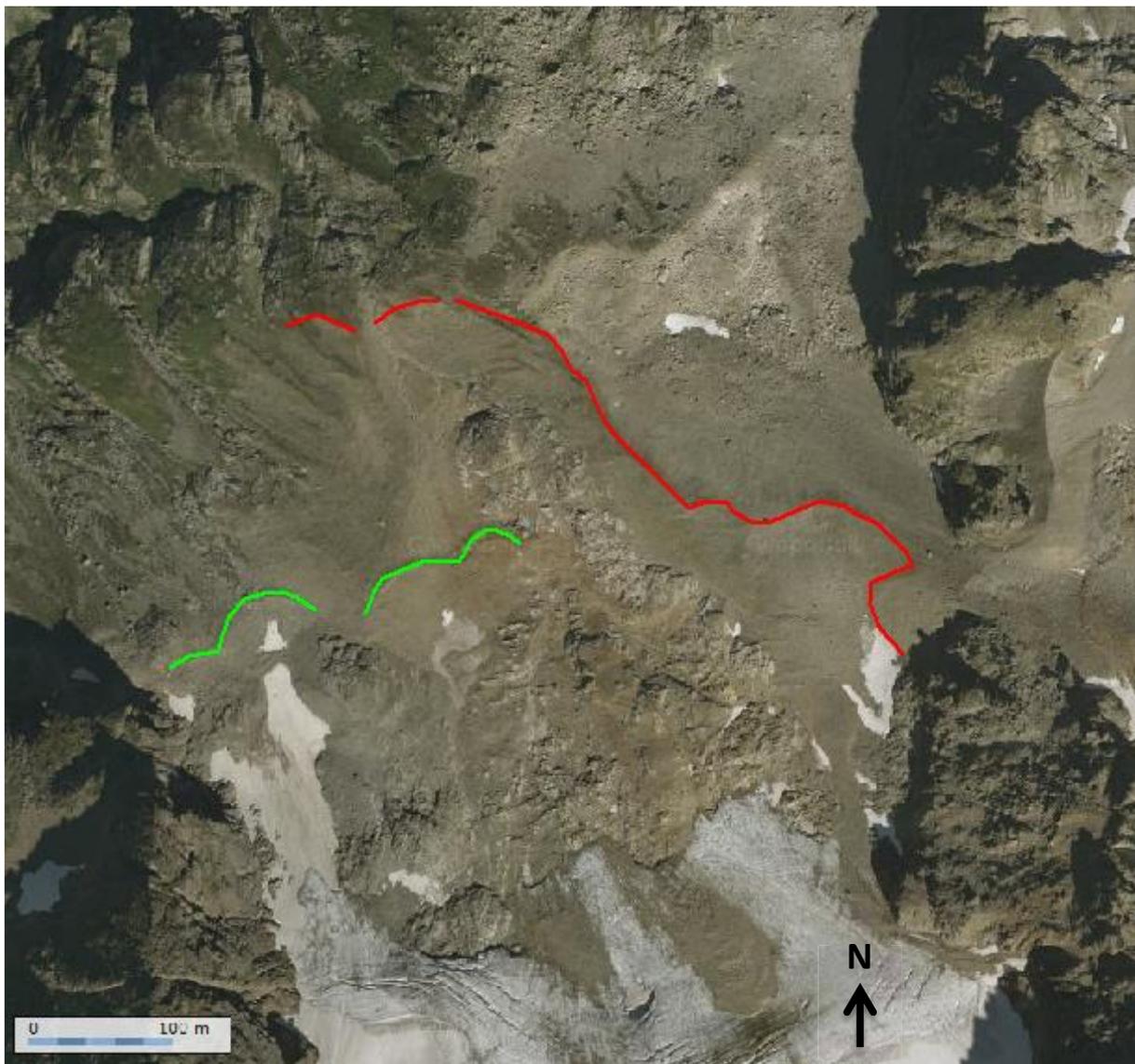


Figure 39 – Les moraines frontales et latérales (trait rouge) du glacier d'Anneuley sont nombreuses. Certaines d'entre d'elles correspondent à des « moraines de névés » (traits verts) (Extrait de photographie aérienne, IGN, 2008).

- **Les dépôts glaciaires du glacier de Beugeant**

La morphologie du col et de la section B du glacier, ainsi que ses altitudes respectives, font de l'hypothèse formulée précédemment une possibilité tout à fait acceptable. A cet endroit, la pente avoisine les 45° et le bassin d'alimentation du glacier se situe aux environs de 2 700 mètres d'altitude. Le col n'est qu'à 2 530 mètres, et il est occupé par une moraine de fond qui recouvre entièrement la roche en place, pourtant visible à proximité. En aval du col, qui ne fait que 53 mètres de large, une petite moraine latérale confirme le fait qu'une partie du glacier s'écoulait en direction du cirque du glacier d'Anneuley, et que l'arc morainique « isolé » du reste, correspond en fait à la langue difffluente du glacier de Beugeant (*figure 40*).



Figure 40 – Les traits rouges indiquent les moraines frontales et latérales de la langue difffluente du glacier de Bérard dans le cirque glaciaire du glacier d'Anneuley. La ligne blanche indique le sens de la difffluence. Le trait vert montre la moraine latérale de la partie B du glacier, limite atteinte lors du PAG (Extrait de photographie aérienne, IGN, 2008).

Sur la rive gauche de la section B du glacier, une moraine latérale de près de 140 mètres de long est très bien dessinée. Elle commence au niveau du col du *Chardonnet* (elle rejoint la moraine latérale du col) à 2 525 mètres et va rejoindre le promontoire rocheux du *Chardonnet* à 2 488 mètres d'altitude.

Sur la rive droite de la section A du glacier, une moraine latérale s'étale dès 2 590 mètres d'altitude jusqu'à 2 505 mètres. Sa partie supérieure, nettement plus haute que la surface du glacier, témoigne de l'épaisseur perdue par ce dernier. Elle rejoint à ce niveau plusieurs arcs morainiques de taille modeste. Ceux situés en aval doivent marquer la longueur maximale du glacier lors du PAG, mais ceux situés en amont sont des « moraines de névé » (*figure 41*).

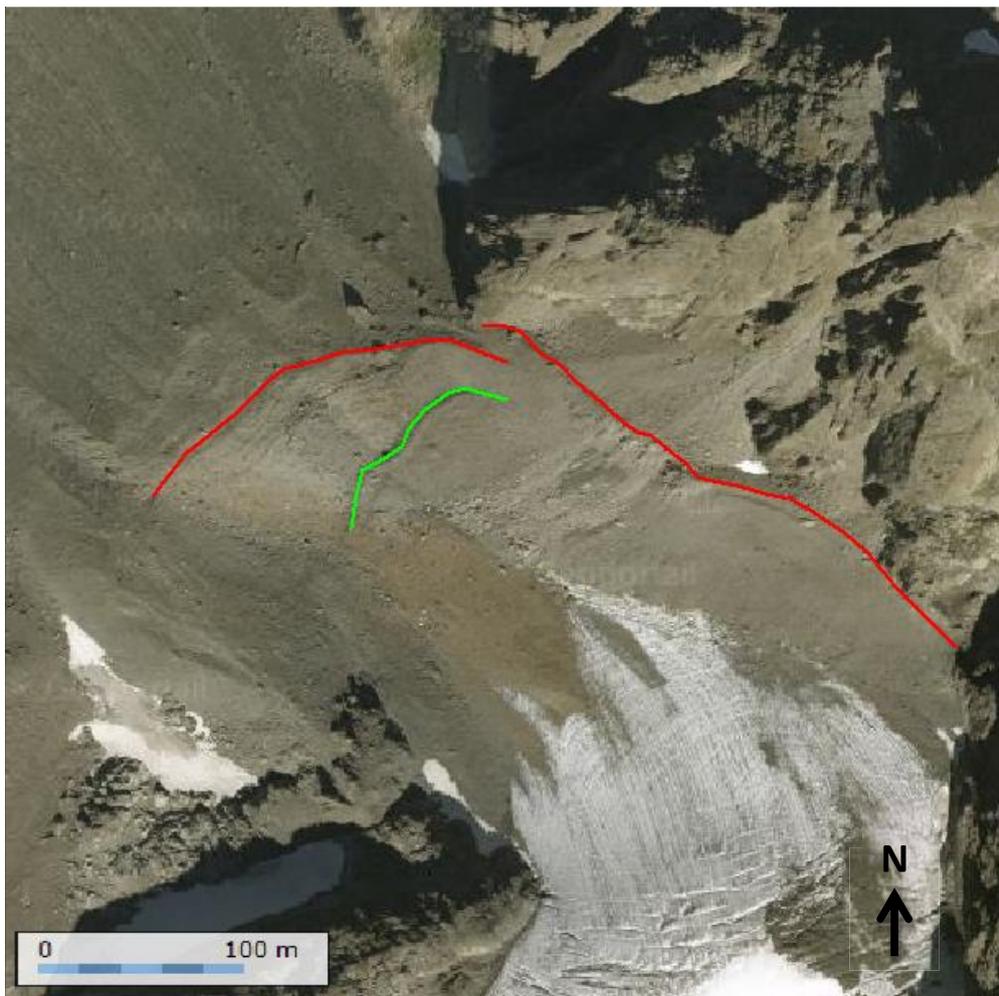


Figure 41 – Plusieurs vallums morainiques sont présents à l'aval du front de la section A du glacier. Les plus grands (traits rouges) correspondent à la dernière poussée glaciaire. Ceux de taille inférieure (traits verts) sont des « moraines de névé » (Extrait de photographie aérienne, IGN 2008).

b. Le « glarier » ou « fond de glacier »

Le terme « glarier » est une expression suisse romande, adoptée en géomorphologie glaciaire pour la première fois en 1894 par Penck, Brückner et Du Pasquier. C'est lui qui constitue la marge proglaciaire à proprement parler. On en distingue deux types, les glariers dénudés et d'accumulation.

- **Glariers dénudés**

Les glariers dénudés sont ceux où l'accumulation est inexistante, où la roche en place apparaît sous forme de grandes dalles lisses érodées par le glacier et par les eaux. Le *Lavancheret* n'est pas seulement un épaulement glaciaire, il est aussi un glarier dénudé. A une époque donnée, les glaciers d'Anneuley et de Beugeant descendaient jusqu'au talweg pour rejoindre le glacier principal qui s'écoulait vers Vallorcine. Avec le retrait progressif, ces glaciers sont devenus des glaciers suspendus au niveau de l'épaulement, comme l'est le glacier du Tour actuellement. Ils étaient des glaciers peu encaissés qui ne portaient donc pas de dépôts superficiels. La quantité de débris qu'ils apportaient au niveau du front était faible. Ceux qui pouvaient s'accumuler étaient vite dégagés par les eaux pro- et sous-glaciaires.

Le glarier du *Lavancheret* porte les marques de cette érosion fluvio-glaciaire. Les torrents proglaciaires du glacier d'Anneuley et de Beugeant parcourent la roche en direction de l'Eau de Bérard, la creusant plus ou moins profondément selon les endroits. L'action de l'eau a façonné des gorges proglaciaires, visibles depuis le sentier qui monte vers le refuge de la Pierre à Bérard, qui ont à leur base un cône de déjections et sont déjà une première forme de glarier d'accumulation.

- **Glariers d'accumulation**

Il faut différencier deux glariers d'accumulation : glariers d'accumulation glaciaire et les « plans des eaux ». D'une façon générale, les glariers se situent là où la pente est faible. Pour le premier type de glarier, le principal agent de transport est le glacier lui-même, souvent avec un front étalé. Dans le second type, le principal agent de transport est l'eau qui est freinée dans son écoulement par des phénomènes de barrages (dépôts morainiques frontaux, éboulements, verrous rocheux, ...). C'est souvent le cas des glaciers encaissés.

Par la configuration des glaciers du vallon de Bérard, nous ne trouvons que des glariers d'accumulation glaciaire. Ce sont de dépôts inorganisés. Ils ont été abandonnés là par deux moyens :

- Les glaciers qui portent une moraine de surface, comme à certains endroits sur le glacier d'Anneuley et de Bérard, par suite de l'ablation de la glace, les ont déposés sur la marge proglaciaire. C'est ce que l'on appelle une « moraine déposée ».
- Lors du retrait des glaciers, la moraine de fond est libérée et abandonnée par ce dernier sur la marge proglaciaire.

Le glacier de Beugeant a un glarier d'accumulation très important qui s'étend du front de chaque partie du glacier jusqu'à la limite du Lavancheret. La roche en place ne fait son apparition, sur un secteur réduit, qu'en face du front de la partie B.

Le glarier du glacier d'Anneuley est quelque peu plus chaotique parce que la roche en place est présente presque sur toute sa largeur. Néanmoins, une importante couche morainique a « envahi » cette roche en place, donnant place à une moraine de fond mixte (glarier dénudé et glarier d'accumulation).

Enfin, nous pouvons diviser le glarier du glacier de Bérard en deux sections bien distinctes. La section située à l'Est, est clairement un glarier d'accumulation. A l'Ouest, au contraire, nous sommes en présence d'un glarier dénudé, là où ont été situées les roches moutonnées précédemment.

c. Colonisation végétale de la moraine

Les glaciers se retirent progressivement et laissent des vallums morainiques et des glariers exposés non seulement à l'érosion météorique, mais aussi à la colonisation par la végétation. La synthèse faite par A. Zryd (2001) est utile à ce propos :

- Sur les premiers mètres à l'aval du front du glacier, seule quelques algues et bactéries peuvent subsister au manque de matière organique. La première fleur à s'installer est le trèfle d'altitude qui a la capacité, grâce à des bactéries présentes dans ses racines, de fixer l'azote gazeux qui se trouve dans l'atmosphère, nécessaire à sa croissance.
- 5 ans après la disparition de la glace (entre 20 et 30 mètres du front), on trouve de plantes pionnières, solitaires ou organisées en touffes, de petite taille et souvent avec de longues racines pour mieux résister au vent et aller chercher l'eau en profondeur, là où le sol est presque inexistant.
- Après 10 à 20 ans de développement végétal, on dénombre une soixantaine d'espèces qui fixent les matériaux instables.
- Se suit la phase arbustive entre 25 et 100 ans après que la colonisation ait débutée. C'est la lande d'arbrisseaux nains, caractéristiques des sols très pauvres et acides. Ensuite, ça sera le tour des rhododendrons, myrtilles, airelles, bouleaux, aulnes, mélèzes et épicéas de s'y installer. C'est après 80 ans en moyenne que la biodiversité est la plus importante, parce qu'après les plantes plus grande taille étouffent les espèces pionnières.
- En dessous de l'étage alpin, un début de forêt, dont les principales espèces peuvent être l'épicéa, le mélèze, l'arole et le pin à crochets, commence à se développer un siècle après le retrait du glacier.

Les marges proglaciaires, et par la même occasion les moraines, des glaciers du vallon de Bérard ont suivi d'une manière générale cette évolution, sauf pour une partie de la troisième étape et pour la dernière.

A quelques mètres à l'aval du glacier d'Anneuley, quelques plantes pionnières colonisent déjà la moraine (*figures 42 et 43*). Une érosion fluvioglaciaire réduite et un bedrock conséquent, stabilisent la moraine en bénéfice de ces plantes.



Figure 42 – Plantes herbacées pionnières appartenant à la famille des saxifrages, une dizaine de mètres à l'aval du front du glacier d'Anneuley.

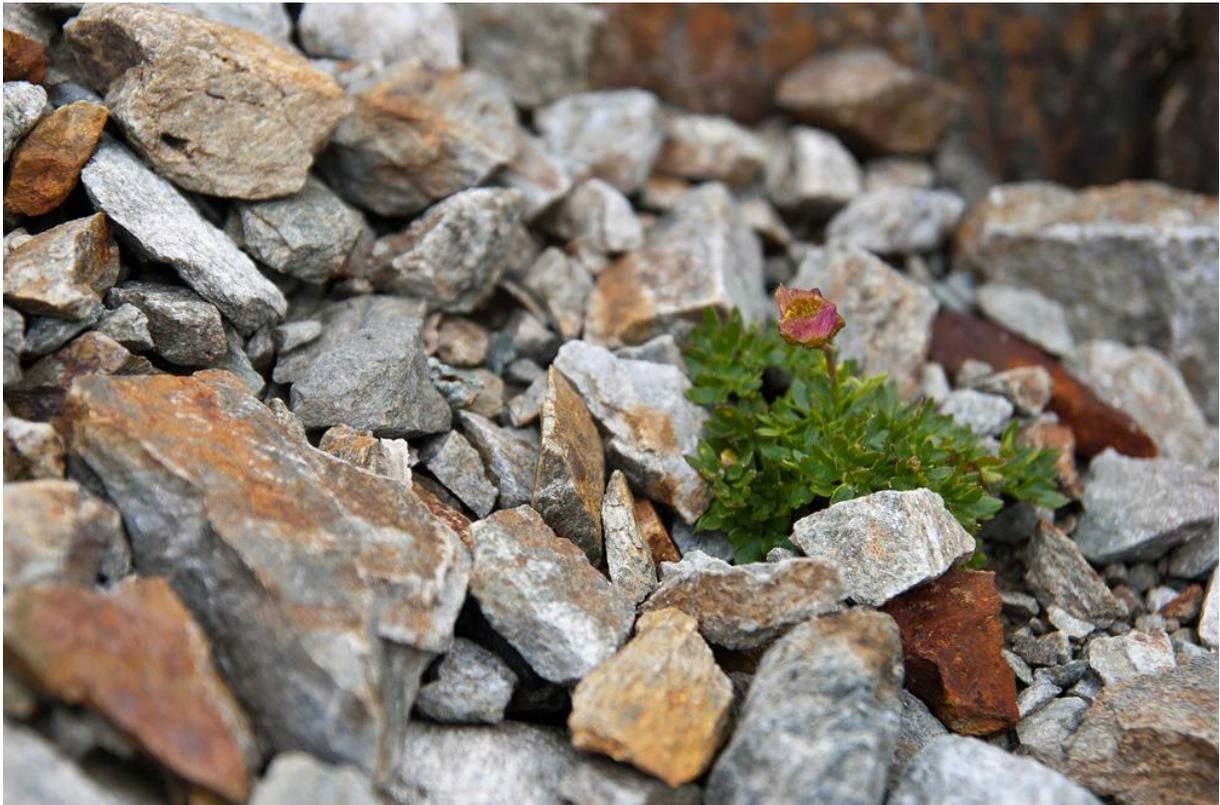


Figure 43 – Cette plante herbacée vivace, d’à peine 5 centimètres de hauteur, est la Renoncule des glaciers rencontrée dans la moraine du glacier d’Anneuley. Cette plante supporte les conditions extrêmes du climat montagnard, ayant déjà été récoltée près du sommet du Finsteraarhorn (Valais, Suisse) à plus de 4200 m.

A l’aval du glacier de Beugeant, ce n’est que dans la moraine la plus ancienne, à l’aval des moraines frontales décrites précédemment (*cf. III – a – Les dépôts glaciaires du glacier de Beugeant*), que les espèces commencent à fixer les matériaux instables. Nous ne pouvons pas parler encore de lande d’arbrisseaux à cet endroit.

Les moraines du glacier de Bérard sont les plus longues puisqu’elles vont jusqu’au refuge. En théorie c’est là où la végétation devrait être la plus développée, ce qui n’est pas vraiment le cas. Il est vrai que dans sa partie la plus basse, aux alentours de 2000 mètres, il y a par endroits une lande d’arbrisseaux mais aussi beaucoup de pelouses alpines (*figure 44*) qui ne dépassent pas ce stade malgré une disparition de la glace assez ancienne. Cette situation est due principalement à ce que la moraine n’est pas vraiment stabilisée parce que le torrent proglaciaire, qui se divise en plusieurs bras, l’érode et l’empêche d’être stable.



Figure 44 – Les moraines latérales et de fond du glacier de Bérard sont majoritairement recouvertes des pelouses alpines. A certains endroits une lande d’arbrisseaux et des formations arbustives ont pu également se développer.

C’est finalement au niveau du Lavancheret que la végétation est la plus développée, avec des arbustes bien développés, comme le *rhododendron ferrugineux*. Le développement végétal n’a pas été aussi rapide que ce qu’il aurait pu l’être, parce que la nature rocheuse du lit a fait que la végétation met beaucoup plus longtemps à créer un véritable sol, en plus des conditions climatiques difficiles à cette altitude.

Les forêts sont les seules absentes dans cette description. En effet, elles ne se développent que jusqu’à l’étage subalpin (1500 à 2000 mètres d’altitude) ce qui rend leur existence impossible dans le périmètre d’étude. Rappelons que le refuge de la Pierre à Bérard se trouve déjà à 1925 mètres et donc que toute la marge proglaciaire récente est à plus de 2000 mètres. Elles ne sont présentes dans le vallon qu’à son entrée, au niveau de la Tête Fessarde.

Légende carte géomorphologique

Formes structurales

 Faille

Formes glaciaires

 Difffluence

 Cordon morainique

 Direction des stries

 Bord d'auge

 Roches moutonnées

 Epandage fluvio-glaciaire

Formes nivales

 Moraine de névé

Formes gravitaires

 Eboulis

Hydrographie

 Crevasses

 Cours d'eau

 Cours d'eau temporaire

 Glacier

 Glacier couvert

 Névé permanent

Formes fluviales

 Gorge

 Cône de déjections

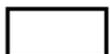
 Périmètre de la zone d'étude

Figure 45 b – Légende de la carte géomorphologique.

CONCLUSION

Le versant nord du vallon de Bérard, protégé par son statut de réserve naturelle depuis 1992, conserve une richesse géomorphologique très importante. Ses trois glaciers de cirque (de Bérard, d'Anneuley et de Beugeant), plus ceux qui ont déjà disparu (glacier du Mort et de la Combe de Bérard), adossés au versant nord du vallon, ont façonné ce relief pendant des millénaires pour aboutir à la forme qu'il a aujourd'hui. Si d'abord il a été complètement recouvert par un épais glacier qui s'écoulait vers la Suisse, l'évolution climatique a fait qu'aujourd'hui nous ne sommes face qu'à des reliques de ce temps passé. Le glacier de Bérard et d'Anneuley sont ceux qui persisteront le plus longtemps en tant que tels, face au glacier du Mort qui n'est plus que le vestige de ce qu'il a été autrefois, et le glacier de Beugeant qui ne conserve son unité que dans la cartographie, puisque dans la réalité il a été scindé en deux et rien ne peut empêcher sa disparition prochaine.

Depuis un siècle, une partie de la géomorphologie du vallon a considérablement évolué avec le retrait incontestable et continu des glaciers. Les changements se produisent à une telle vitesse que les cartes officielles ne sont pas capables de suivre ces transformations et se trouvent aujourd'hui, en ce qui nous concerne, en retard dans l'actualisation des informations. Etudier ces changements a été d'une grande importance pour combler ce vide d'information concernant les glaciers du vallon de Bérard et l'évolution de la marge proglaciaire. Ces informations ne seront pas seulement utiles pour comprendre quelles sont les formes qui perdurent, mais auront également un rôle pédagogique. Ces connaissances pourront être transmises aux visiteurs qui arrivent au chalet d'accueil de la Réserve Naturelle des Aiguilles Rouges, dont la réserve du vallon de Bérard fait partie, pour faire découvrir davantage la diversité et les richesses existantes dans le massif des Aiguilles Rouges.

Malgré sa superficie modeste, l'importante place occupée par les glaciers fait que le versant nord du vallon accueille une grande diversité de marques issues de l'érosion glaciaire. A petite échelle, il constitue une sorte de musée à l'air libre. Tous les sujets peuvent être abordés : géologie,

géomorphologie, glaciologie, flore, faune, etc. C'est un secteur, du fait des changements en cours, qu'il sera intéressant de suivre année par année parce que plus le retrait de glaciers progresse, plus des nouveaux phénomènes seront à répertorier. Ce sera le cas notamment de la flore, qui occupe assez rapidement ces espaces vierges et les colonise, augmentant davantage la biodiversité du secteur.

BIBLIOGRAPHIE

Ouvrages :

Guide de la Réserve Naturelle des Aiguilles Rouges. 2002. Editions GAP, 288 p.

BATTIAU-QUENEY Y. *Le relief de la France. Coupes et croquis*. 1993. Masson. 252 p.

CNM (Centre de la Nature Montagnarde), MRSN (Museo Regionale di Scienze Naturali). *A la découverte des plus beaux paysages du Pays du Mont-Blanc*. Tome 1 : *Le pays du Mont-Blanc*. 2008. CNM. 100 p.

CNM (Centre de la Nature Montagnarde), MRSN (Museo Regionale di Scienze Naturali). *A la découverte des plus beaux paysages du Pays du Mont-Blanc*. Tome 2 : *Les plus beaux paysages du Pays du Mont-Blanc – Haute Savoie (géologie, géomorphologie, lecture de paysage)*. 2008. CNM. 100 p.

COUTTERAND S., JOUTY S. *Glaciers, mémoire de la planète*. 2009. Hoëbeke. 239 p.

DESSAIX, J., EYMA, X. Dessins d'après nature par Félix BENOIST. *Nice et Savoie : sites pittoresques, monuments, description et histoire des départements de la Savoie, de la Haute-Savoie et des Alpes-Maritimes (ancienne province de Nice) réunis à la France en 1860*. 1864. Henri Charpentier. 181 p.

DEVILLAZ, N. *Vallorcine autrefois*. 2009. La Fontaine de Siloé. 237 p.

DUMOULIN, H., ZRYD, A., CRISPINI, N. *Glaciers, passé-présent du Rhône au Mont-Blanc*. 2010. Slatkine. 295 p.

FRANCOU, B., VINCENT, C. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. 2007. IRD. 274 p.

GARDELLE, F., GARDELLE, C. *Vallorcine, histoire d'une vallée entre Aoste, Mont Blanc et Valais*. 1988. Textel. 174 p.

LLIBOUTRY, L. *Traité de glaciologie. Glaciers, variations du climat, sols gelés*. 1965. Masson. 614 p.

MERCIER, D. *Le commentaire de paysages en géographie physique : documents et méthodes*. 2004. Armand Collin. 256 p.

MOLLIER, C., GALLAY, J-P. *Au pays du Mont-Blanc, de Servoz à Vallorcine*. 2002. Gallay-Mollier. 176 p.

RÉMY, F. *Histoire de la glaciologie*. 2007. Vuibert. 169 p.

ROMANOVSKY V., CAILLEUX A. *La glace et les glaciers*. 1953. PUF. 126 p.

ROUGIER, H. *Au pays de Zermatt : La vallée, le massif, les hommes, l'aménagement du territoire*. 2002. LEP. 207 p.

- ROUGIER, H., WACKERMANN, G., MOTTET, G. *Géographie des montagnes*. 2001. Ellipses. 224 p.
- TRICART, J. *Géomorphologie des régions froides*. 1963. PUF. 289 p.
- VAN VLIET-LANOË, B. *La planète des glaces : Histoire et environnements de notre ère glaciaire*. 2005. Vuibert. 470 p.
- VEYRET, Y. (sous la direction de). *L'érosion entre nature et société*. 1997. CDU SEDES. 343 p.
- VIOLLET-LE-DUC, E. *Le massif du Mont-Blanc*. 2010. PyrémOnde. 226 p.
- VIVIAN, R., MOREAU, L. *Dans les secrets des glaciers du Mont-Blanc*. 2000. Glénat. 95 p.
- VIVIAN, R. *Glaciers du Mont-Blanc*. 2005. La Fontaine de Siloé. 319 p.
- VIVIAN, R. *Les glaciers des Alpes Occidentales*. 1975. Allier. 513 p.
- WIDMER, H. *Guide du relief des Alpes françaises du Nord*. 2009. Gap. 224 p.
- ZRYD, A. *Les glaciers*. 2001. Pillet. 325 p.
- ZRYD, A. *Les glaciers en mouvement : la population des Alpes face aux changements climatiques*. 2008. PPUR. 135 p.

Articles scientifiques :

- CORBEL, J. *Glaciers et climats dans le massif du Mont-Blanc*. 1963. Tome 51 N°2, p. 321-360.
- COUTTERAND, S., BUONCRISTIANI, J-F. *Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène récent de la région du massif du Mont-Blanc, France*. 2006. Quaternaire, 17, p. 35-43.
- PATERNOSTER, M. *Dynamique de la colonisation des moraines latérales historiques du grand glacier d'Aletsch par des groupements végétaux pionniers, pédogénèse initiale*. 1984. Bull. Murithienne, 100, p. 65-78.
- THORP P.W. *A trimline method for defining the upper limit of the Loch Lomond Advance glaciers : examples from the Koch Levan and Glencoe areas*. 1981. Scot. J.Geol., 17, p. 49-64.
- VALLOT, C. *Sur les variations de longueur des glaciers de la vallée de Chamonix*. 1922. Revue de géographie alpine, Tome 10 N°1, p. 167-179.
- VEYRET, P. *L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (Massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges)*. 1959. Revue de géographie alpine, Tome 47 N°1, p. 5-36.
- VEYRET, P. *L'épaulement de la vallée glaciaire. A partir de la vallée de Chamonix, une nouvelle conception du problème*. 1968. Revue de géographie alpine, Tome 56 N°1, p. 43-64.
- VIVIAN, R. *Glaces mortes et morphologie glaciaire*. 1965. Revue de géographie alpine, Tome 53 N°3, p. 371-401.

VIVIAN, R. *Hydrologie et érosion sous-glaciaires*. 1970. Revue de géographie alpine, Tome 58 N°2, p. 241-264.

VIVIAN, R. *La cartographie des glaciers*. 1968. Revue de géographie alpine, Tome 56 N°3-4, p. 593-601.

VIVIAN, R. *La mesure de l'érosion des glaciers tempérés : Essai de synthèse*. 1997. Revue de géographie alpine, Tome 85 N°1, p. 9-32.

VIVIAN, R. *Morphologie des marges pro-glaciaires : Sur quelques aspects caractéristiques de l'écoulement des eaux et de ses effets morphologiques dans les marges pro-glaciaires alpines*. 1967. Revue de géographie alpine. 1967. Tome 55 N°2, p. 267-289.

Thèses et mémoires :

BOSSON, J-B. *Contribution à l'étude du patrimoine géomorphologique de la Réserve Naturelle des Contamines Montjoie et démarche de géovalorisation*. Maîtrise universitaire ès sciences en géographie, Université de Lausanne, 2010, 215 p.

COUTTERAND, S. *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent*. Thèse de doctorat de géographie, Université de Savoie, 2010, 471 p.

DUCROTOY, F. *Etude physique du vallon de Bérard*. Maîtrise en géographie, Université Jean Moulin, 2003, 112 p.

SCAPOZZA, C. *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Maîtrise universitaire ès sciences en géographie, Université de Lausanne, 2008, 305 p.

Documents électroniques :

BEAUDEVIN, C., PISANO, B. *Les paysages glaciaires*. [en ligne]. Claude Beaudévin, 2012. Disponible sur :

< <http://www.geoglaciaire.net/> >

COUTTERAND, S. *Glaciers, climats*. [en ligne]. Sylvain Coutterand, 2012. Disponible sur :

< <http://www.glaciers-climat.com> >

IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière). *Prises de vue aérienne*. [en ligne] IGN, 2012. Disponible sur :

< <http://loisirs.ign.fr/accueilPVA.do> >

IGUL (Institut de Géographie de l'Université de Lausanne). *La légende géomorphologique de l'IGUL*. [en ligne]. IGUL, 2011. Disponible sur :

< <http://www.unil.ch/igul/page40935.html> >

LGGE – CNRS (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement). *Evolution des glaciers des Alpes et changement climatique au cours du 20ème siècle*. [en ligne]. Université Joseph Fourier, 2004. Disponible sur :

< <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/images/PlaqueetteGlaciersRechauffementc.pdf> >

SANDRE (Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau). *Fiche cours d'eau : L'Eau de Bérard*. [en ligne]. SANDRE, 2011. Disponible sur :

< http://services.sandre.eaufrance.fr/Courdo/Fiche/client/fiche_courdo.php?CdSandre=V0370500 >

SSGm (Société Suisse de Géomorphologie). *Géomorphologie de la montagne*. [en ligne]. Chapitre 2 : Processus et formes glaciaires. SSGm, 2009. Disponible sur :

< <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/glacier/index.php> >

USGS (United States Geological Survey). *Age of the Earth*. USGS, 2007. Disponible sur :

< <http://pubs.usgs.gov/gip/geotime/age.html> >

TABLE DES ILLUSTRATIONS

- Figure 1 – Carte de la localisation du Vallon de Bérard (trait rouge) par rapport à la vallée de Chamonix et à la commune de Vallorcine.*
- Figure 2 – Profil topographique du fond de vallée du vallon de Bérard (Données Google Earth).*
- Figure 3 – Les grandes unités géomorphologiques régionales vues du satellite ERTZ 1 (ASTERS, Guide de la Réserve Naturelle des Aiguilles Rouges, 2002).*
- Figure 4 – Répartition des vitesses dans un glacier alpin (Société Suisse de Géomorphologie, 2009).*
- Figure 5 – Délimitation de la zone d'étude (trait rouge). Le fond de carte correspond à la carte IGN au 1 : 25 000 publiée jusqu'en avril 2012.*
- Figure 6 – Vue des trois glaciers du vallon de Bérard depuis le sentier qui mène au Col de Salenton et au mont Buet. De gauche à droite : Beugeant, Anneuley et Bérard.*
- Figure 7 – Tableau des dimensions et altitudes des glaciers du vallon (A. Rees C.).*
- Figure 8 – Le glacier de Bérard avec ses crevasses (trait violet) et ses rimayes (cercle orange).*
- Figure 9 – Le glacier d'Anneuley et son portail glaciaire au centre (le cercle orange indique sa position).*
- Figure 10 – Le glacier de Beugeant et son « dos de baleine » qui le divise en deux (partie A et B).*
- Figure 11 – Interprétation paléogéographique de la région du Mont-Blanc au maximum glaciaire du Würm ; mise en évidence des diffluences (équidistance des courbes de niveau 100 m) (S. Coutterand, 2010).*
- Figure 12 – Stade des Rocailles (S. Coutterand, 2008).*
- Figure 13 – Stade de Magland/Fenis (S. Coutterand, 2008).*
- Figure 14 – Stade du Fayet du Milieu (S. Coutterand, 2008).*
- Figure 15 – Stade des Houches (S. Coutterand, 2008).*
- Figure 16 – Stade de Plampincieux (S. Coutterand, 2008).*
- Figure 17 – Le Mont Blanc et la chaîne des Aiguilles Rouges (Félix Bénoist, 1864).*
- Figure 18 – Carte postale datant de 1900, avec vue sur l'ancien Refuge de la Pierre à Bérard et le glacier de Bérard (auteur inconnu, extrait de « Vallorcine, histoire d'une vallée entre Aoste, Mont Blanc et Valais », Françoise et Charles Gardelle, 1988). Le trait rouge indique le front glaciaire à l'époque.*

Figure 19 – Photographie aérienne de 1939 (Service géographique de l’Armée). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Figure 20 – Photographie aérienne de 1952 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Figure 21 – Photographie aérienne de 1967 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Figure 22 – Photographie aérienne de 1970 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Figure 23 – Photographie aérienne de 2000 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Figure 24 – Photographie aérienne de 2008 (IGN). Modifiée par l’auteur pour un meilleur aperçu.

Figure 25 – Extrait de la carte IGN au 1 : 25 000, d’avril 2012.

Figure 26 – Cartographie des fluctuations glaciaires ces soixante-dix dernières années (A. Rees, 2012).

Figure 27 – Carte géologique simplifiée de la zone d’étude.

Figure 28 – La glace est recouverte par une moraine qui laisse à peine entrevoir le glacier qui se trouve en dessous.

Figure 29 – Glace noire dans le glacier de Bérard. La couverture morainique est centimétrique à décimétrique. Cette glace est condamnée à mourir, n’étant plus alimentée par le glacier.

Figure 30 – Glace noire dans le glacier d’Anneuley. Les cercles indiquent des cavités dans la moraine dues à la glace qui se trouve dessous.

Figure 31 – Glace noire dans le glacier de Beugeant. Une importante moraine de surface, alimentée activement par l’érosion des parois aux alentours, recouvre la glace en profondeur.

Figure 32 – Dépôt de calcite au front du glacier d’Anneuley. L’activité érosive chimique de l’eau est ici mise en évidence par ces dépôts dans une zone récemment découverte par le recul du glacier.

Figure 33 – Dissymétrie des roches moutonnées liées à l’arrachement à l’aval de l’obstacle (SSGm, 2009 ; adapté de Maisch et al., 1993).

Figure 34 – Roches moutonnées à l’aval du glacier de Bérard. On voit clairement la pente plus douce à l’amont et les abrupts d’arrachement à l’aval. La flèche indique le sens d’écoulement du glacier.

Figure 35 – Roches moutonnées à l’aval du glacier d’Anneuley. La situation est assez chaotique avec une moraine de fond d’où affleurent les roches moutonnées. La flèche indique le sens d’écoulement du glacier.

Figure 36 – Cette roche moutonnée, qui nous indique le sens d’écoulement du glacier, a été polie et striée par ce dernier. Un coup de gouge et une lunule sont identifiables sur les deux flancs du bouchon d’objectif qui donne l’échelle.

Figure 37 – La roche très érodée par le passage du glacier, présente une fracturation très importante (le bouchon de l’objectif donne l’échelle)

Figure 38 – Les deux moraines latérales (traits rouges) qui descendent du glacier sont, par endroits, très érodées par le torrent proglaciaire.

Figure 39 – Les moraines frontales et latérales (trait rouge) du glacier d’Anneuley sont nombreuses. Certaines d’entre d’elles correspondent à des « moraines de névés » (traits verts) (Extrait de photographie aérienne, IGN, 2008).

Figure 40 – Les traits rouges indiquent les moraines frontales et latérales de la langue diffluente du glacier de Bérard dans le cirque glaciaire du glacier d’Anneuley. La ligne blanche indique le sens de la diffluence. Le trait vert montre la moraine latérale de la partie B du glacier, limite atteinte lors du PAG (Extrait de photographie aérienne, IGN, 2008).

Figure 41 – Plusieurs vallums morainiques sont présents à l’aval du front de la section A du glacier. Les plus grands (traits rouges) correspondent à la dernière poussée glaciaire. Ceux de taille inférieure (traits verts) sont des « moraines de névé » (Extrait de photographie aérienne, IGN 2008).

Figure 42 – Plantes herbacées pionnières appartenant à la famille des saxifrages, une dizaine de mètres à l’aval du front du glacier d’Anneuley.

Figure 43 – Cette plante herbacée vivace, d’à peine 5 centimètres de hauteur, est la Renoncule des glaciers rencontrée dans la moraine du glacier d’Anneuley. Cette plante supporte les conditions extrêmes du climat montagnard, ayant déjà été récoltée près du sommet du Finsteraarhorn (Valais, Suisse) à plus de 4200 m.

Figure 44 – Les moraines latérales et de fond du glacier de Bérard sont majoritairement recouvertes des pelouses alpines. A certains endroits une lande d’arbrisseaux et des formations arbustives ont pu également se développer.

Figure 45 a – Carte géomorphologique de la zone d’étude. Le fond de carte correspond à la carte topographique de l’IGN au 1 : 25 000.

Figure 45 b – Légende de la carte géomorphologique.

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	3
Sommaire	4
Introduction	5
Description du vallon de Bérard	5
Cadre géologique	9
Cadre théorique	10
Cadre historique	11
Justification de la zone d'étude	17
Méthodologie	19
1^{ère} partie : Les glaciers du vallon	21
I. Présentation des glaciers	21
a. Caractéristiques générales	21
b. Des conditions favorables à l'englacement	26
II. L'impact des périodes paléo-climatiques sur l'englacement du vallon	29
a. Bref rappel de l'histoire paléo-climatique	29
b. Evolution paléo-climatique du vallon de Bérard	31
III. Les fluctuations glaciaires depuis 1860	39
a. L'étude par des images anciennes	39
b. L'étude par l'imagerie aérienne et la cartographie	42
• <i>Mission du service géographique de l'Armée de 1939</i>	42
• <i>Mission de l'IGN de 1952</i>	44
• <i>Missions de l'IGN de 1967 et 1970</i>	46
• <i>Mission de l'IGN de 2000</i>	49
• <i>Mission de l'IGN de 2008</i>	51
• <i>Cartographie IGN</i>	53
• <i>Cartographie des fluctuations glaciaires</i>	55
	95

2^{ème} partie : La marge proglaciaire	57
I. La nature géologique du lit rocheux	57
II. Glaces mortes, glaces stagnantes et glaciers noirs	59
a. Glaces mortes et stagnantes	59
b. Glaces noires	60
III. Processus et formes d'érosion glaciaire	64
a. Abrasion, arrachement et érosion fluvio-glaciaire	64
b. Les formes d'érosion	65
• <i>Les macro-formes d'érosion</i>	66
• <i>Les méso-formes d'érosion</i>	67
• <i>Les microformes d'érosion</i>	70
IV. Les constructions morainiques	72
a. Vallums morainiques latéraux et frontaux	72
• <i>Les dépôts glaciaires du glacier de Bérard</i>	73
• <i>Les dépôts glaciaires du glacier d'Anneuley</i>	74
• <i>Les dépôts glaciaires du glacier de Beugeant</i>	76
b. Le « glarier » ou « fond de glacier »	78
• <i>Glariers dénudés</i>	78
• <i>Glariers d'accumulation</i>	79
c. Colonisation végétale de la moraine	80
d. Carte géomorphologique	84
Conclusion	86
Bibliographie	88
Ouvrages	88
Articles scientifiques	89
Thèses et mémoires	90
Documents électroniques	90
Table des illustrations	92
Table des matières	95