

Les marques des séquences de retrait glaciaire en Vanoise occidentale (secteur de Gébroulaz)

Charles Le Cœur
Université Paris 1
Laboratoire de Géographie Physique UMR8592 Meudon

Résumé

La vallée de Gébroulaz, située entre Maurienne et Tarentaise, a enregistré une évolution tardiglaciaire complexe. La distribution des dépôts glaciaires indique deux stades de réavancée correspondant probablement au Dryas ancien et récent. Les dynamiques périglaciaires ont nappé les versants de grands tabliers d'éboulis à mesure de l'abaissement des langues de glace. Ces formations s'appuient parfois sur des moraines latérales, elles peuvent les recouvrir, ou encore fluer en bourrelets sur les surfaces déglacées. Les glaciers rocheux situés en bas des cirques témoignent d'une évolution complexe combinant des dynamiques glaciaires et périglaciaires. Enfin l'organisation linéaire de la vallée conduit à distinguer la partie aval, moins intensément affectée par la glace, les annexes de la partie moyenne, où les interférences entre formations glaciaires et périglaciaires apportent une grande complexité, la partie amont où la glace a été présente jusqu'au Petit Age de Glace. C'est pourquoi les chronoséquences tardiglaciaires n'ont pas la même expression en fonction de la position dans le système de vallée.

Abstract

Gébroulaz valley is located in the western Alps, between Maurienne and Tarentaise valleys. Glacial deposits allow to identify two main Lateglacial readvances. Periglacial features, as talus slopes, were developed as ice tongue retreated and could cover previous lateral moraines. Some scree could creep on deglaciated surfaces from previous stadial as short rock glaciers. In other places large rock glaciers, associating glacial and periglacial feature result from complex evolution of cirque glaciers into rock glaciers until the Little Ice Age. Valley spatial pattern allows to differentiate lower areas, middle and upper valley where the relative part of glacial and periglacial dynamics are different.

La période qui a suivi le Dernier Maximum Glaciaire a été marquée par une succession de phases de retrait et de réavancées qui correspondent au Dryas ancien puis au Dryas récent. La chronologie tardiglaciaire a été bien documentée dans les Alpes centrales par les travaux de Ivy-Ochs et al. (2008). Les datations au¹⁰ Be ont permis de d'identifier une série de pulsations entre 16ky et 14 ky, (stades de *Gschnitz*, *Clavadel* et *Daun*) nettement

distinctes d'un stade de *Egesen* (12,5ky) sur les moraines du Tyrol.

Dans les Alpes occidentales les datations sont plus rares. Les travaux menés dans le massif du Mont Blanc ont mis en évidence une série de phases régressives avec de multiples stades de retrait dans la vallée de l'Arve (Coutterand et al.2005), qui peuvent être corrélées au deux phases du Dryas ancien et récent. Les reconstitutions proposées par Cossart et al.

(2006) dans le bassin de la haute Durance identifient quatre phases postérieures au Dernier Maximum Glaciaire sur la base d'observations précises des systèmes de terrasses et les séquences morainiques ; elles sont calées sur une série de datations 10Be. Les dates placent les dernières avancées glaciaires au Dryas récent (contemporain du stade de *Egessen*) pour les courtes langues de vallée puis au Préboréal pour un stade de cirques. Cette étude met en évidence les multiples stades de retrait qui traduisent l'instabilité des systèmes glaciaires au Tardiglaciaire.

En Vanoise occidentale, où es marques glaciaires sont nombreuses. La séquence glaciaire située sous la Grande Casse, dans le

vallon de la Glière, a fait l'objet d'une série de datations qui ont mis en évidence les étapes de l'évolution postérieure au Dernier Maximum (Le Darz et al.2004). Les dépôts sont ainsi rapportés au Dryas ancien (moraines étagées entre le Bois de la Glière et les Barmettes) et au Dryas récent (moraines du pont de Chanton et du Lac des Vaches). En revanche les dépôts glaciaires des vallées de Chavière et de Gébroulaz n'ont pas permis de datation précise.

La question est donc d'élaborer un canevas chronologique de la déglaciation de la vallée de Gébroulaz et de ses annexes, en reliant les générations de moraines aux formations de versants qui leur sont contemporaines.

Méthodes et limites

La méthode repose sur l'observation de terrain à différentes échelles des formations glaciaires et périglaciaires. Il s'agit de cordons morainiques plus ou moins continus, de lignes d'erratiques, mais aussi de témoins indirects comme les chenaux d'eau de fonte, de cônes et les terrasses pro-glaciaires. Ces données, replacées dans leur contexte spatial grâce à l'imagerie aérienne, permettent une mise en cohérence des différentes formations dans les vallées et sur les versants. Il est ainsi possible de rechercher des chronoséquences d'évolution postérieure au Dernier Maximum Glaciaire. Deux principaux stades de réavancée ou de stationnement sont identifiables. Il est également possible de mettre en évidence des relais de dynamiques glaciaires et périglaciaires sur les versants et de les replacer dans des chronoséquences distinctes.

Leur datation reste problématique par manque de dépôt organique sur secteurs de

roche calcaire, ou sur des versants d'éboulis. En effet les rares cuvettes ont piégé essentiellement des débris minéraux (lac du Pêtre, lac de Chanrouge). Les enregistrements de radionucléides sur les surfaces déglacées sont aléatoires en raison des variations importantes (et mal connues) des couvertures neigeuses depuis 10 000 ans. En outre, une étude d'altération des roches moutonnées par marteau de Schmidt n'a pas permis de discriminer l'évolution des surfaces déglacées entre deux stades. En effet, dans ce secteur, les variations de la résistance des roches répondent principalement aux nuances pétrographiques des gneiss et ne permettent pas de différencier des âges différents. Force est donc d'élaborer une chronologie relative marquée d'abord par une avancée et de multiples oscillations lors du Dryas ancien, puis par une avancée moins prononcée au Dryas récent, enfin par les oscillations holocènes avec le Petit Age de Glace.

1 Les marques du retrait glaciaires

1-1 Le dispositif longitudinal de Gébroulaz et ses annexes

Le secteur de Gébroulaz, en Vanoise occidentale, se situe entre Maurienne et Tarentaise au nord des sommets englacés du groupe Pecllet-Polset (3500m). Il est séparé à l'est du grand couloir méridien de Chavière-Pralognan, par une crête presque continue. A l'Ouest, c'est une double ligne de hauteur le sépare de la vallée de de Val Thorens-les Belleville. Le secteur lui-même se compose de la vallée de Gébroulaz – Vallon du Fruit (occupée par le glacier au-dessus de 2 600m) et ses annexes : le plateau du Mont Coua (2 700m), le passage des Eaux Noires (2800m) et le berceau suspendu de Chanrouge (2350m).

Vers le Nord, au-delà du col de Chanrouge (2 500m), s'ouvre la vallée des Avals avec deux hauts bassins aux lacs Merlets (2 450m) et lac du Rateau (2440m). L'Aiguille du Fruit (3048m) isole le vallon des Creux, au-dessus de la station de Courchevel. Les crêtes qui encadrent cet ensemble avoisinent 3 000m, mais leur surface est trop restreinte pour constituer des glaciers, à l'exception du petit glacier du Borgne, du névé disparu de Roche Nue (2992m) et du petit glacier Carré suspendu sur l'Aiguille des Corneillers (3055m). Seuls les sommets qui culminent au-dessus de 3400m alimentent la langue glaciaire de Gébroulaz et le petit glacier de Chavière sur le versant de Maurienne.



Fig. 1 : Localisation

La grande complexité géologique de cette région se traduit d'abord par des contrastes forts entre des unités voisines à la fois dans la géométrie des crêtes et des vallées et dans les couvertures de versant. La diversité lithologique crée de forts contrastes entre le socle de gneiss du Sapey et les gypses et

cargneules qui lui sont accolé, entre les séries unités quartzitiques et les calcaires jurassiques. Ensuite le matériel a subi une intense trituration tectonique. C'est pourquoi la production de débris sur les versants a présenté des réponses rapides aux oscillations climatiques froides. Ainsi les couvertures de

débris autant que les dépôts morainiques peuvent apporter des informations sur les

séquences postérieures au Dernier Maximum Glaciaire.

1-2 Une série de dépôts morainiques

La reconstitution du Dernier Maximum Glaciaire proposée par Coutterand (2010) ne signale pas de transfluence majeure entre Maurienne et Tarentaise, mais montre l'envahissement des cols par des courants de glace au-dessus de 2800m environ. Le système de Gébroulaz alimentant la grande langue de Tarentaise, épaisse de 1000m à Moutiers, a pu s'écouler dans la vallée principale comme dans ses annexes, franchissant les cols secondaires. La modélisation spatiale proposée implique une épaisseur de l'ordre de 700m au droit du lac de Tuéda et de 600m dans le secteur du refuge du Saut.

En dépit de leur dégradation, de leur remaniement ou de leur éventuel enfouissement sous des formations ultérieures, il est possible de distinguer trois systèmes de dépôts morainiques postérieurs au dernier maximum.

Les moraines les plus anciennes sont observables dans les parties aval tandis que les accumulations qui correspondent au Petit Age de Glace sont bien définies dans la partie amont du système. Une lecture spatialisée permet de restituer les chronoséquences sur le linéaire de la vallée, et les secteurs annexes apportent des informations complémentaires qui permettent de combler une partie des discontinuités.



Fig.2 : Les principaux flux de glace au Tardiglaciaire dans le secteur de Gébroulaz.

-La partie inférieure de la vallée de Gébroulaz, correspond au Vallon du Fruit, petite plaine d'accumulation pro-glaciaire, située à 2000m. On y distingue deux générations de moraines.

Une série de bourrelets arqués viennent barrer le plan. Ces bosses terminales s'appuient sur le front d'un glacier rocheux fossile, haut de 20m, alimenté directement

par le grand éboulis de l'Aiguille du Fruit (3048m); ces cordons se raccordent sur le versant rive gauche, à des lignes de bourrelets continus qui s'élèvent régulièrement entre 2000 et 2150m. En contrebas du col du Vallon, un glacier rocheux fossile (inscrit en bonne partie dans des bourrelets morainiques antérieurs) descend sur le versant jusqu'au contact de ces lignes de moraines latérales vers 2150m.

Une seconde série de lignes de gros blocs et de cordons morainiques lessivées courent sur le versant de l'arête de Bois Marin entre 2050m



Photo 1 : La terminaison aval du Vallon du Fruit : l'éboulis vient coiffer le front du glacier rocheux fossile ; les moraines terminales dans le fond du vallon ; deux lignes de moraine latérale sur le versant rive gauche

-La partie moyenne correspond au bassin du Saut (2100m) et au berceau perché de Chanrouge (2350m). Ce secteur présente au moins deux générations de formes.

D'une part, une série de lignes morainiques, abaissés vers le nord-ouest, s'étage sous le col de Chanrouge entre 2500m et 2300m.. Il est possible de suivre ces vestiges de moraine latérale en partie recouvert par des nappes d'éboulis, au-dessus de la cuvette du Saut, vers 2260m. Ces dépôts qui correspondent aux moraines hautes du vallon du Fruit,

(à l'extrémité nord) et 2300m (sous le plan des Génisses)

Ces lignes élevées correspondent en aval, aux cordons qui barrent le replat 1850m (Chalet du Fruit) et plus bas aux gros bourrelets latéraux du secteur de Tuéda (chalet du Plan, 1750-1800m et sous les constructions de Mottaret à 1740m Les traces de bosses morainiques souvent remaniées par les aménagements de la station, peuvent s'observer dans la vallée jusque vers 1550m, près de la prise d'eau de la petite Rosière, en aval de laquelle le Doron des Allues s'incise.



Photo 2 : Sous le col du Vallon (2393m), les langues de blocs d'un glacier rocheux fossile ; l'arrière-plan, les bourrelets morainiques perchés au-dessus du vallon du Fruit.

indiquent que cette langue glaciaire, au moins pendant un certain temps, n'a pas franchi le col de Chanrouge pour pénétrer dans la vallée des Avals, et qu'elle a été marquée par des oscillations nettes lors de son retrait.

D'autre part, la langue du glacier rocheux de Chanrouge qui occupe le fond du berceau sous l'Aiguille des Corneillers (3055m) appartient à une seconde génération glaciaire/péreglaciaire (Le Cœur 2003). C'est une langue de gros blocs longue de 700m, sans doute mise en place comme petit glacier

puis ensevelie sous des masses de débris grossiers provenant d'écroulements des parois. La langue de blocs a pu se déverser latéralement dans un chenal d'eau de fonte, creusé, pendant la même période, dans les cargneules par les émissaires du glacier des Eaux Noires et du petit glacier développé sous

-La partie supérieure correspond au plateau du Mont Coua et au Passage des Eaux Noires, voisins du glacier de Gébroulaz.

Les traces d'englacement ancien ont été largement gommées par les avancées les plus récentes, que l'on peut rapporter au Dryas récent et au PAG. Le secteur du Mont Coua n'a pas conservé de dépôt caractéristique de la première avancée tardiglaciaire. Tout au plus des lignes de blocs erratiques clairs, vers 2640 sur le Revers de Gébroulaz apporte une indication de l'épaisseur de la langue de Gébroulaz lors de la première phase de réavancée. Les pentes situées à l'Ouest de la crête du Grand Mont Coua (3014m) sont nappées d'éboulis grossiers qui alimentent une série de glaciers rocheux (Le Cœur 2014). Une double langue de blocs située sous la pointe des Fonds (3031m) où se niche un petit lac gelé, a une origine glaciaire. La branche inférieure a pu s'étendre jusqu'à 2600m dans le sillon creusé dans une bande de cargneules (entre les gypses et les gneiss), laissant une série de gros blocs, tandis que la branche supérieure s'est étalée vers le nord et a

le Col Rouge. Enfin, c'est à cette phase que se rapporte le petit bourrelet qui ferme le lac de Chanrouge (2349m) ménagé par un petit glacier régénéré alimenté par le dôme de Roche Pellier (2734m) et du passage du Mont Coua.

alimenté une gorge d'eau de fonte bien marquée.

Le couloir des Eaux Noires, dépourvu d'un cirque à l'amont, a été occupé par une langue mince, diffluent à partir de 2880m. Une branche s'est avancé vers le nord en direction de Chanrouge jusqu'à 2580m où se remarquent des petites accumulations de blocs. Une seconde branche est passée vers l'ouest par les lacs Coua, laissant en rive gauche une trainé de blocs de calcaire clair très caractéristiques. Elle n'a pas dépassé 20m d'épaisseur au niveau du lac et s'est amincie sur le verrou inférieur (2640m), pour se déverser en glacier régénéré dans l'actuel petit lac (2510m) cerné d'une moraine basse. Ces deux petits systèmes glaciaires ont été réactivés lors du PAG, comme l'attestent les deux levés cartographiques réalisés au milieu du 19^{ème} siècle (Carte d'Etat-Major sarde de 1858 et la carte d'Etat-major française de 1867). Les dépôts qui s'y rapportent sont repris dans les glaciers rocheux sous la pointe des Fonds, mais aussi dans un cordon de blocs barrant le couloir supérieur des Eaux Noires vers 2820m.



Photo 3 : *Le front de glacier rocheux des eaux Noires, sous un amas de blocs effondrés ; en arrière, entre les plaques de neige, l'accumulation morainique du PAG.*



Photo 4 : Le lac Coua, série de blocs erratiques calcaires reposant sur les gneiss, marquant la limite latérale du petit glacier correspondant à la seconde phase froide (Dryas récent ?).

1-3 Les marques des chronoséquences glaciaires

Les dépôts observables dans la vallée de Gébroulaz permettent donc de reconstituer trois phases d'englacement partiel postérieures au Dernier Maximum Glaciaire.

La première phase d'expansion des glaces s'est avancée bien en dessous de 1700m dans la vallée des Allues, elle a été marquée par une succession de stades de retrait. Elle témoigne de la déconnexion progressive du système principal Gébroulaz-Chanrouge et de la langue de la vallée des Avals, au-dessous d'un seuil à 1529m.

Dans la partie amont (entre le Roc du Soufre et le revers de Gébroulaz), l'accumulation de glace était d'environ 250m avec une pente de 1% ; on retrouve cette épaisseur sur le berceau de Chanrouge avec une pente aussi marquée ; la langue de glace à l'amont du vallon du Fruit peut être estimée à 200m, avec une pente de 0,25%, enfin la partie terminale, pourrait avoir une inclinaison de 0,4%, dans un secteur où la pente du lit s'accroît sensiblement. Cette phase peut correspondre aux multiples stades froids du Dryas ancien.

La seconde poussée glaciaire s'est avancée jusqu'à l'extrémité nord du Vallon du Fruit (2000m) l'épaisseur de la langue était d'ordre

de 150m dans la partie amont, environ 100m dans le bassin du Saut ; elle déclinait rapidement dans le vallon du Fruit, passant de 80 à 20m en 2km (0,4%). Les multiples cordons qui barrent le vallon du Fruit témoignent d'une grande instabilité du front glaciaire aminci. A l'exception d'un petit affluent de rive gauche descendu directement du cirque du Borgne, les annexes orientales n'ont été occupées que par des organismes de faible extension qui ne se sont pas connectés au glacier principal. Cette phase, caractérisée par plusieurs stades de retrait, peut être corrélée aux épisodes de retour du froid du début de l'Holocène comme le Dryas récent.

Les petits glaciers des bassins annexes, alimentés par des crêtes proches de 3000m, se terminaient autour de 2600 m (Roche Nue, Eaux Noires, Glacier des Fonds, tandis que les langues de vallée ont connu un développement linéaire important (atteignant 200m pour le Glacier de Gébroulaz, 2100m pour la langue du Borgne, 2350 et 2300m pour les petites langues de la vallée des Avals).

La troisième avancée identifiable est celle du PAG durant laquelle le front du Glacier de Gébroulaz s'est avancé jusqu'à 2340m (Vivian 1969) au droit de la pyramide de gypse dans la

vallée ; les hauts vallons situés au-dessus de 2800m ont accueilli de petites nappes de glace

(Eaux Noires-lac Coua, Roche Nue, Glacier Carré des Corneillers).

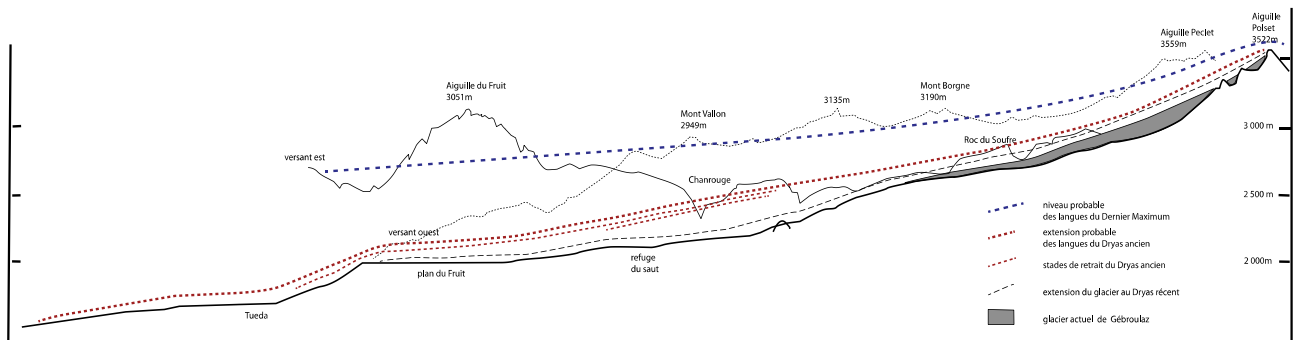


Fig.3 : Restitution longitudinale des lignes de moraines de la vallée de Gébroulaz

2- Le développement de signatures périglaciaires

Les versants ont été exposés aux dynamiques périglaciaires à mesure de leur déglaciation.

Il serait donc possible de distinguer quatre générations de formations périglaciaires si elles n'avaient pas subi des remaniements lors de chaque phase froide.

Les hauts versants qui sont demeurés en position de nunataks lors du Dernier Maximum Glaciaire (Coutterand 2010), sont

caractérisés par des parois rocheuses découpées en lourds pinacles. Ces modelés s'observent sur les pentes supérieures de l'aiguille du Fruit au-dessus de 2700m, mais aussi sur le chaînon des Corneillers-Chanrossa, au-dessus de 2750m où ils dominent des systèmes de ressauts lissés par le passage des glaces.

2.1 Les tabliers d'éboulis

Les tabliers d'éboulis se sont développés vers le bas des versants à mesure de l'abaissement des langues glaciaires dans les vallées. Ils sont copieusement alimentés par des parois divisées tant par la fragmentation tectonique que par les phénomènes de décompression (Kaiser 1981). Les parois de quartzites et de calcaires fournissent un matériel abondant autour de l'Aiguille du Fruit, sur les pentes du chaînon Corneillers-Roche Nue et l'échine des eaux Noires ; tandis que les grès houillers de la crête du grand Mont Coua ou du Mont Vallon libèrent des blocs très grossiers. S'y ajoutent des écroulements massifs découpés

par des lignes de fractures traversant les crêtes.

Sur l'Aiguille du Fruit, les deux grands tabliers d'éboulis qui nappent la face ouest sur plus de 700m, descendent des couloirs sommitaux. Ils ont pu se développer jusqu'au bas du versant à mesure que les langues de glaces ont évacué le vallon. Leur profil concave traduit une accumulation importante de matériel sous l'effet des avalanches. La concavité est plus marquée pour le grand éboulis situé face au verrou qui ferme le vallon, où il s'appuie sur un gros bourrelet de glacier rocheux fossile. En revanche une partie du cône d'éboulis, à l'amont du vallon présente un profil plus

tendu puisqu'il est sapé à sa base par le torrent de Gébroulaz. Au droit du verrou qui ferme le bassin du Saut, les éboulis s'appuient sur un replat structural situé à 2400m qui porte un cordon morainique au-dessus des pentes des Grands Diners. Cette ligne se poursuit vers le Sud-est au vers le col de Chanrouge. La nappe d'éboulis issue de la crête de la Grosse Tête repose sur le même cordon ; elle recouvre une marche qui trace



Photo 5 : Eboulis de la crête de la Grosse Tête (Col de Chanrouge) vient s'appuyer sur une moraine latérale de la première phase tardiglaciaire (2400m)

Ce dispositif original ne se rencontre pas ailleurs dans la partie moyenne, où les éboulis ont pu nourrir des accumulations de bas de versants glissées en bourrelets de fluage qui masquent entièrement les cordons morainiques antérieurs à la dernière phase glaciaire. C'est le cas de la partie supérieure de la vallée des Avals où les nappes de débris de l'Aiguille du Rateau ou les éboulis du Roc du Mône viennent buter sur les moraines de la dernière phase (Dryas récent). Ces accumulations fluées témoignent d'un stade froid consécutif au retrait des petites langues de cette dernière phase. Autour du bastion calcaire de Roche Pellier-Revers de Gébroulaz qui n'a été que faiblement englacé au cours

une ligne continue entre 2450 et 2500 jusqu'au Col de Chanrouge. Cette formation de versant vient donc s'appuyer et partiellement recouvrir une moraine latérale de la première génération (Dryas ancien). Il s'agit donc de formations de versant développées en position supraglaciaire pendant et après l'avant-dernière phase glaciaire.



Photo 6 : Versant d'éboulis de la même crête, nappant les cordons morainiques jusqu'aux bourrelets inférieurs (2350m)

de cette période, de courtes accumulations se sont également construites sous les parois. Enfin dans les secteurs amont, les éboulis constituent des cônes sous les couloirs de gélivation plutôt que des tabliers continus. Ces formations se sont développées lorsque l'évacuation des blocs par les petits glaciers a cessé. Sur les versants gréseux de la crête du Grand Mont Coua –Pointe des Fonds, les nappes d'éboulis grossiers alimentent les glaciers rocheux. On peut ainsi distinguer trois générations de nappes de débris mises en place à mesure de la déglaciation des fonds de vallées. Les grands tabliers visibles dans les parois inférieures des vallées de Gébroulaz ou des Avals se sont développés sur la hauteur du versant lors de la disparition des langues de la

première phase de réavancée. Les éboulis situés dans les parties intermédiaires ont constitué des cônes et des nappes au cours de la seconde phase, évoluant en éboulis fluant dans les vallons libres de glace, ou nourrissant des glaciers rocheux. La dernière génération vient couvrir des bas de versant qui ont été

2-2 Les glaciers rocheux

Le secteur de Gébroulaz offre une belle collection de glaciers rocheux fossiles ou actifs. Deux dispositifs peuvent être identifiés

2-2-1 Les glaciers rocheux sur les versants

Quelques langues de blocs occupent une position latérale par rapport aux couloirs englacés. Ces glaciers rocheux peuvent apporter des indications sur le niveau atteint par les langues de glaces contemporaines de leur mise en place.



Photo 7 : Sous le col du Vallon (2393m), deux bourrelets morainiques enferment la langue d'un glacier rocheux fossile ; elles recourent les moraines latérales tardiglaciaires du Vallon du Fruit.

Sur l'autre rive, en dessous du Col du Vallon (2394m) un glacier rocheux fossile est formé par l'amoncellement de gros blocs écroulés de

occupés par les glaces lors de cette seconde phase, et se sont développés au cours de l'Holocène et au PAG. Il est également manifeste que les nappes les plus anciennes (et les plus basses) ont continué à être alimentées de débris à partir des corniches élevées lors des périodes froides successives.

les langues de blocs de versant, les langues de blocs occupant un berceau glaciaire

Dans le vallon du Fruit (2000m), en rive droite, l'épais bourrelet terminal d'un glacier rocheux, de type éboulis flué, situé au bas du grand éboulis a bloqué la langue glaciaire de la seconde phase froide (correspondant au Dryas récent).



Photo 8 : Le versant sud-ouest de l'Aiguille du Rateau (2890m), tablier d'éboulis actifs venant couvrir des bourrelets de fluage au-dessus de moraines de la seconde phase tardiglaciaire dans la Vallée des Avals.

l'extrémité de la crête des Mines. La partie la plus élevée fonctionne actuellement en bourrelet de névé, tandis que les grosses rides

et sillons s'étagent sur le versant jusqu'à 2250m relayé, vers le bas un lobe de blocs plus étroit qui s'arrête contre le cordon morainique inférieur (20150m). Cette accumulation a été mise en place dans un petit cordon morainique issu du col, témoin d'une transfluence glaciaire provenant des bassins du Mont Vallon et du Borgne,

Dans les hauts bassins de la vallée des Avals une série de glaciers rocheux sont hérités de petits glaciers de cirque. Les gros bourrelets de blocs qui dominent des lacs Merlets vers 2550m s'inscrivent dans des cirques au-dessus d'une série de cordons morainiques. Un dispositif comparable s'observe dans la combe du Rateau : le fond du cirque est occupé par

postérieure au Dernier maximum Glaciaire. Les deux glaciers rocheux latéraux du vallon du Fruit ont donc été mis en place au moment du retrait de la première réavancée glaciaire (Dryas ancien) dont ils recourent les dépôts et se sont développés vers le bas lors de la seconde phase froide.

un complexe de glaciers rocheux actifs (au front situé vers 2580m) ; en rive droite une langue de blocs alimentée par la crête du Roc du Mône, s'allonge de 300m en oblique par rapport au versant et vient recouper le système de moraines de vallon (2350m) rapporté à la seconde phase froide.



Photo 9 : Le front du glacier rocheux de Coua 2 recoupe une ligne de blocs calcaires clairs qui constitue la moraine latérale du glacier le plus récent des Eaux Noires Mont Coua (Dryas récent ?)

Autour du Mont Coua les glaciers rocheux sont alimentés par les blocs éboulés et les masses écroulées de l'arrête de grès et de gneiss du Grand Mont Coua (Le Cœur 2014). Les langues de blocs

viennent recouvrir les roches moutonnées du plateau vers 2700m. Certains fronts recoupent des lignes de moraines latérales rapportées à la dernière phase froide dans le couloir des Eaux Noires et du lac Coua. En revanche le large lobe situé immédiatement sous le sommet répand un front puissant de 25m sur des surfaces qui ont échappé à l'englacement du Dryas récent.

Ces glaciers rocheux de versant appartiennent donc à plusieurs générations. Toutefois, les plus anciens ont pu être réactivés à plusieurs reprises, voire remobiliser des stocks morainiques de bas de versant. Ce sont donc des objets asynchrones qui se traduisent par une grande diversité de signatures.

2-2-2 Les glaciers rocheux sous les cirques

Les glaciers rocheux qui occupent des vallons ou des fonds de cirque ont une origine plus complexe.

En effet dans les annexes du glacier de Gébroulaz, plusieurs langues de blocs recouvrent des vallons où la présence de petits glaciers, au cours des phases froides

postérieures à Dernier Maximum Glaciaire, est attestée par des dépôts morainiques, des erratiques ou des chenaux bien incisés, sans rapports avec les faibles débits émis par les langues de blocs. La question de la filiation entre glaciers et glaciers rocheux peut être abordée dans trois sites.



Photo 10 : Le front du glacier rocheux de Roche Nue et sa moraine latérale rive gauche, témoin de la réactivation glaciaire partielle lors du PAG. La partie inférieure montre les bourrelets du glacier rocheux qui s'affaissent de nos jours.

Le glacier rocheux de Roche Nue est un organisme hybride long de 650m : en rive gauche, une langue glaciaire aujourd'hui disparue. Elle était alimentée par les hautes parois du cirque et s'est avancée lors du PAG, En rive droite, un glacier rocheux s'est développée à la faveur d'écroulements du pilier de Roche Nue ; la surface est assez chaotique à la racine, puis passe à de séries de bourrelets arqués enserrés dans la moraine latérale à 2600m.

Ce complexe traduit l'importance des écroulements dans la formation de glaciers dans les mêmes conditions.

comme l'attestent la carte au 1/50 000^{ème} levée en 1907 (publiée en 1926) et a édifié un cordon morainique aux pentes externe raides, réoccupant espace déjà englacé au cours du retrait du Dryas récent (Le Cœur 2012).

couverts en décrépitude pour une métamorphose en glacier rocheux, d'autre part il montre des vitesses de réactions nettement différente entre une langue glaciaire avancée lors d'un bref épisode frais(le PAG) et un glacier rocheux à grande inertie



Photo 11 : *Le glacier rocheux de Chanrouge. La langue de blocs occupe le haut vallon, au-dessus d'une petite terrasse fluvio-glaciaire qui présente un bel erratique, vestige du glacier qui l'a précédé.*

Le glacier rocheux de Chanrouge occupe un haut berceau sous l'aiguille des Corneillers. L'ensemble du vallon perché a été occupé par

un glacier lors de la première phase de réavancée. Les moraines latérales collées au versant du col de Chanrouge, mais aussi deux

crochets terminaux vers 2350m au-dessus du bassin du Saut, ou encore un bel erratique marquent les étapes du retrait de cet organisme annexe. Le glacier rocheux se développe sur 700m de long, sur une pente modérée, en sous le névé et les couloirs de l'aiguille des Corneillers mais aussi en contrebas du petit glacier Carré. L'absence de dépôt morainique dans le haut vallon montre que la langue de bloc s'est développée comme glacier rocheux lors de la seconde phase froide (Dryas récent). Elle a

Le glacier rocheux des Fonds offre deux lobes divergents à partir d'un petit lac gelé sur le replat (2760m). Ces deux langues ont été cartographiées comme glaciers au 19ème siècle et les éditions de la carte IGN au 1/25 000ème ont figuré des névés permanents sur le versant au-dessus du lac, comme dans la partie supérieure du vallon des Eaux Noires. Actuellement cette double accumulation de blocs présente des rides et des sillons arqués qui expriment un fonctionnement de glacier rocheux. Les sorties d'eau sont très réduites (voire inexistantes lorsqu'elles sont évacuées à travers les dolines de cargneules), et dépourvues de charge solide grossière. Il s'agit donc d'organismes polygéniques qui ont pu fonctionner soit en glaciers soit en glacier

probablement bénéficié d'une bonne alimentation en neige et en eau par les glaciers suspendus sur la face nord de l'Aiguille et d'une puissante fourniture de blocs par des écroulements massifs sur cette face. La mise en place de cette langue a pu se faire par poussées successives comme en témoignent les séries de bourrelets internes mais aussi un lobe inférieur déversé en rive gauche dans un ravin d'eau de fonte issu du vallon des Eaux Noires (Le Cœur 2003).

rocheux à lentilles de glace en fonction des apports climatiques depuis le Dryas récent. Toutefois, les nappes de glaces semblent avoir légèrement dépassé les limites actuelles, puisque des épandages de blocs s'observent plus bas sur le versant jusqu'à 2650 sans constituer d'accumulation morainique nette.

Les glaciers rocheux situés sous les cirques ne constituent donc pas des indicateurs simples de la succession des phases froides, mais sont plutôt des organismes à grande inertie qui ont intégré par des réactivations et des pauses les variations climatiques.

Seules les formations périglaciaires de versant, éboulis ou nappes fluées peuvent constituer des jalons de l'abaissement puis du retrait des langues tardiglaciaires.

3-Essai de reconstitution des séquences d'évolution des versants

La succession des phases de retrait dans la vallée de Gébroulaz et ses annexes ont déterminé un étagement complexe de formes. En effet le séquençage glaciaire a induit des organisations verticales sensiblement

différentes dans les trois secteurs de la vallée. Et c'est l'organisation longitudinale de la haute vallée qui commande la distribution des formes de versant.

3.1 Le secteur aval

Le secteur aval de la vallée de Gébroulaz, qui correspond au Vallon du Fruit (2000m), montre la superposition des dynamiques de

versant à mesure du retrait des glaces. Sur les pentes de l'Aiguille du Fruit les grands tabliers d'éboulis résultent de la superposition des

dynamiques : l'ébouilisation dans les couloirs supérieurs à 2800m a été initiée en position supraglaciaire pendant le Dernier Maximum Glaciaire ; elle s'est poursuivie au cours de la première phase de réavancée et une partie des nappes de blocs viennent s'appuyer sur les moraines latérales des Grands Diners (2320m) ; enfin les deux grands tabliers qui atteignent le vallon du Fruit, se sont développés jusqu'à la seconde phase d'avancée glaciaire, voire au-delà puisque les nappes de blocs viennent buter sur les cordons de moraines latérale vers 2000m et les recouvrent partiellement. Le gros bourrelet de glacier rocheux qui ferme la vallée a pu se développer à partir de la fin de la première phase glaciaire, et la moraine rapportée au

Dryas récent vient butter contre sa masse. La fourniture de débris à partir des corniches supérieures est toujours active et le transit des sur le tablier est entretenu par les avalanches, au point que le bourrelet situé le plus à l'amont est largement enfoui sous les éboulis. Sur le versant rive gauche, le glacier rocheux fossile développé sous le col du Vallon s'inscrit dans un mince cordon morainique. La dynamique de la langue de blocs a pu fonctionner avec la disparition d'un petit lobe glaciaire transfluent par le col, lors de la première séquence froide tardiglaciaire, puis se prolonger vers le bas à mesure de l'abaissement de la langue de vallée, jusqu'à la fin de la dernière phase froide.

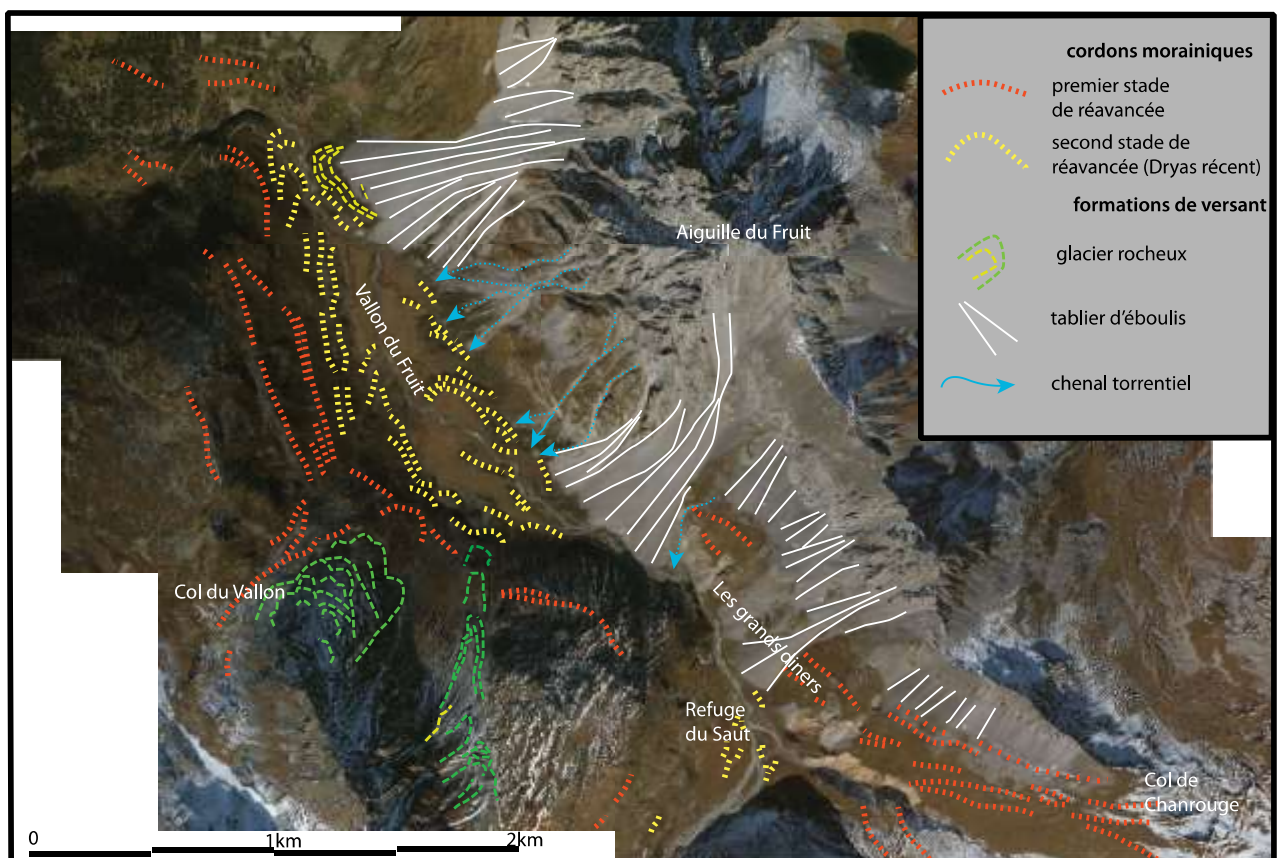


Fig 4 : Répartition des formations tardiglaciaires autour du vallon du Fruit.

La partie inférieures de la vallée des avals présente un dispositif comparable, puisque les vestiges morainiques de la phase ancienne,

visible sur la montagne de la petite Val (2500-2450m), disparaissent vers l'aval, en dessous de la gorge creusée dans les cargneules : le

versant rive droite présenté de nombreuses entailles, tandis que le versant rive gauche est nappé de grands éboulis alimentés par les

corniches calcaires (2200-2000m), qui masquent les dépôts plus anciens.

3.2 Le secteur médian

Le secteur médian correspond au berceau perché de Chanrouge et à la partie supérieure de la vallée des avals c'est-à-dire à des vallées situées entre 2300 et 2500m. Ces bassins élevés ont enregistré deux styles d'englacement différents pendant les deux avancées tardiglaciaires. La première phase a développé des langues de vallée peu épaisses qui ont localement laissé des moraines étagées à mesure de leur retrait. La seconde phase a permis la constitution de glaciers qui ont émis de courtes langues recoupant les vallées, comme autour des Lacs Merlets ou dans la combe du Rateau. Enfin, les altitudes trop modestes, n'ont pas permis la croissance de glaciers importants au cours du PAG.

En revanche les dynamiques périglaciaires actives lors des phases froides ont affecté les

dépôts antérieurs, par enfouissement sous les débris ou par remaniements et incorporation dans des langues de glaciers rocheux. D'où une certaine intrication des formations glaciaires et périglaciaires.

Ainsi les pentes de l'Aiguille du Rateau et le versant oriental du Roc de la Pêche, sont nappées de blocs calcaires qui viennent recouvrir les dépôts glaciaires de leur base ou les incorporer dans des bourrelets d'éboulis flués vers 2550m ; dans la combe du Rateau, comme dans le cirque qui échancre cette Aiguille, ou encore dans les cirques de lacs Merlets, des glaciers rocheux aux rides bien marquées se développent sur les masses morainiques vers 2500m. Quelques langues de blocs, actuellement inactives ou fossiles se prolongent vers les vallons jusqu'à 2400m.

Le glacier rocheux de Chanrouge appartient à la même catégorie. Il est disposé en contrebas d'un petit glacier suspendu. Le volume rocheux rapporté à la paroi est comparable à celui des accumulations héritées de petits glaciers de Roche Nue ou du Grand Infernet (Le Cœur 2014). A son aval, l'extension d'une terrasse fluvio-glaciaire dans le vallon de

Chanrouge au-dessus de la gorge d'incision incisée dans les cargneules témoigne d'un petit glacier précédant le fonctionnement en langue de blocs. Enfin l'éboulisation active sur les parois au-dessus de 2700m a continué à nourrir les formations de versant après la fin du PAG.

3.3 Le secteur amont

Le secteur du Mont Coua-Eaux Noires, situé au-dessus de 2650m sous des crêtes approchant 300m, n'a pas conservé de dépôt caractéristique de la première avancée tardiglaciaire. L'altération holocène n'a pas épargné les surfaces de roches moutonnées où les filonnets de quartz font saillie de 2 à 5

mm ; les bosses de calcaires ou de cargneules ont été fragmentés par la gélifraction active au-dessus de 2600m. Les dynamiques périglaciaires sont actuellement au-dessus de 2600m et les glaciers rocheux présentent des bourrelets instables à partir de 2700m.

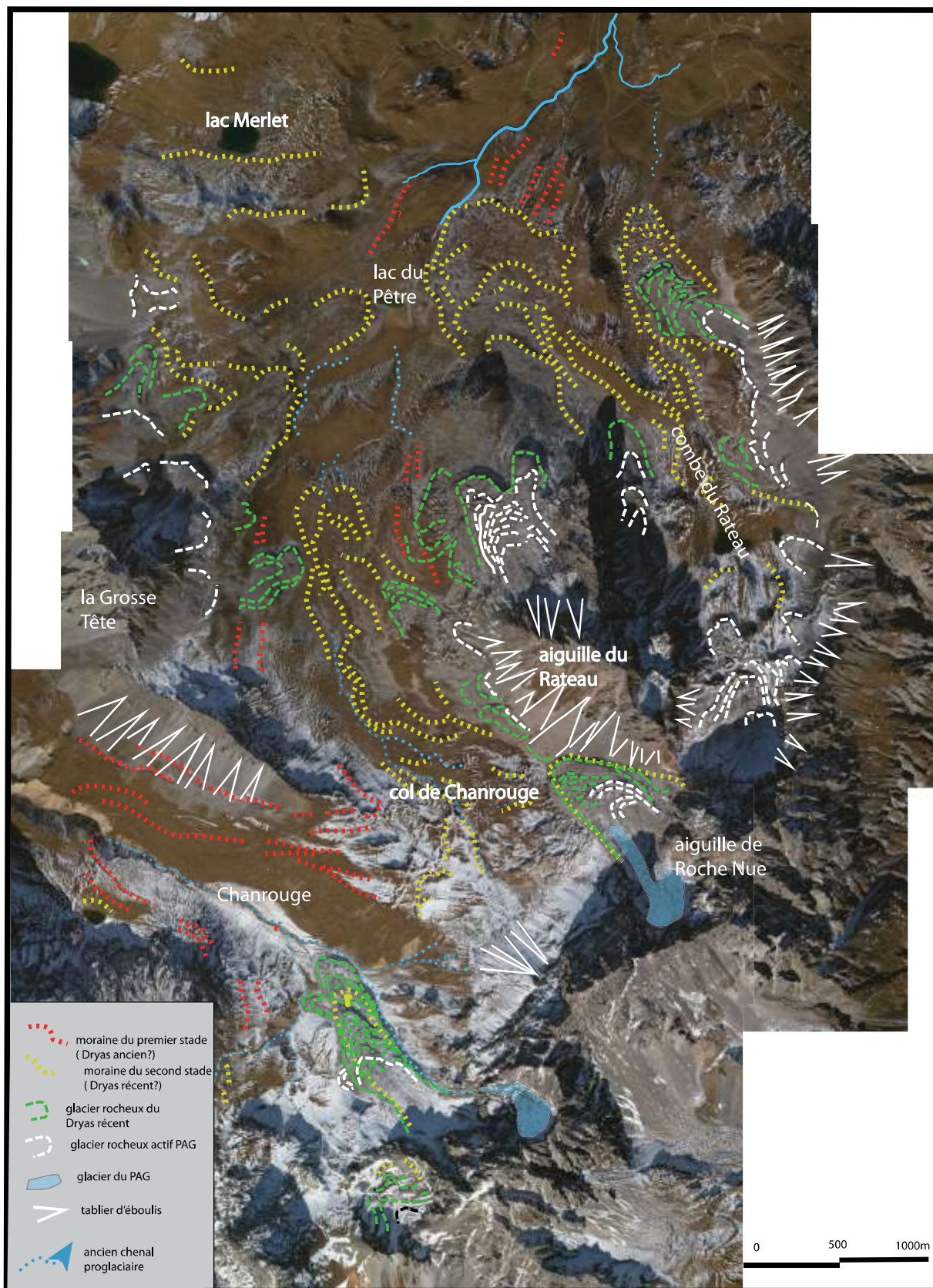


Fig 5 : répartition des formations tardiglaciaires dans le bassin de Chanrouge et l'amont de la vallée des Avals.

A la différence du secteur aval, les pentes raides n'ont nourri que de petits éboulis et de courts glaciers rocheux à mesure de la disparition des glaces sur le plateau du Mont Coua et dans le vallon des Eaux Noires. C'est pourquoi ces formations doivent être rapportées au Dryas récent et aux épisodes froids ultérieurs.

Sous la crête calcaire du Mont Coua septentrional (2869m) la dissymétrie des couvertures de débris reflète le dispositif monoclin relevé vers l'Ouest : le versant occidental est marqué par des gradins étroits sur les quels s'appuient de petits tabliers, jusqu'aux pentes inférieures où les nappes de blocs viennent recouvrir les roches moutonnées de gneiss. Le versant oriental présente des corniches et des dalles inclinées dans la partie haute au-dessus d'éboulis qui recouvrent les formes et les dépôts glaciaires

Le gros lobe situé sur la face ouest sous le sommet présente de puissants bourrelets de très gros blocs, et vient recouvrir des roches moutonnées qui n'ont pas été recouverte par le petit glacier du Dryas récent. En revanche deux langues de blocs aux dimensions plus modestes viennent recouper les lignes de

Le secteur amont montre donc des étagements complexes de formes puisque la succession des phases froide a induit des accumulations polygéniques. Les filiations ne sont donc pas simples. Si les formations d'éboulis ou d'éroulement ont directement alimenté les petits glaciers rocheux, les

(rapportés au Dryas récent) dans le vallon des Eaux Noires.

Sous le chaînon du Grand Mont Coua (3014m) et de la pointe des Fonds (3021m), une collection de petits glaciers rocheux est alimentée par des écroulements sur les parois de grès houiller et de gneiss tectonisés. Ces langues de blocs sont d'origine et d'âge différents. En effet le double lobe développé autour du lac gelé sous la pointe des Fonds a indubitablement une origine glaciaire attestée par une petite gorge d'incision proglaciaire. Sa réactivation comme petit glacier au PAG est probable compte tenu des levers cartographiques du 19^{ème} siècle et sa dynamique actuelle est celle d'un glacier rocheux sous un névé temporaire avec des bourrelets instables et de faibles émissions d'eau de fonte. Les langues de blocs du grand Mont Coua, ne sont probablement pas synchrones :

blocs erratiques abandonnés par le mince glacier du Lac Coua rapporté au Dryas récent. De même le glacier rocheux qui barre partiellement la partie supérieure du vallon des Eaux Noires déploie son bourrelet terminal dans le vallon occupé par une mince langue de glace au cours du second stade de réavancée (Dryas récent ?), mais aussi au PAG.

grandes langues de blocs ont pu incorporer des matériaux étalés par des glaciers locaux au cours des deux phases froides principales. Ainsi la dichotomie glaciaire/périglaciaire n'est pas vraiment marquée dans ce secteur où les témoignages de réactivations multiples sont nombreux.

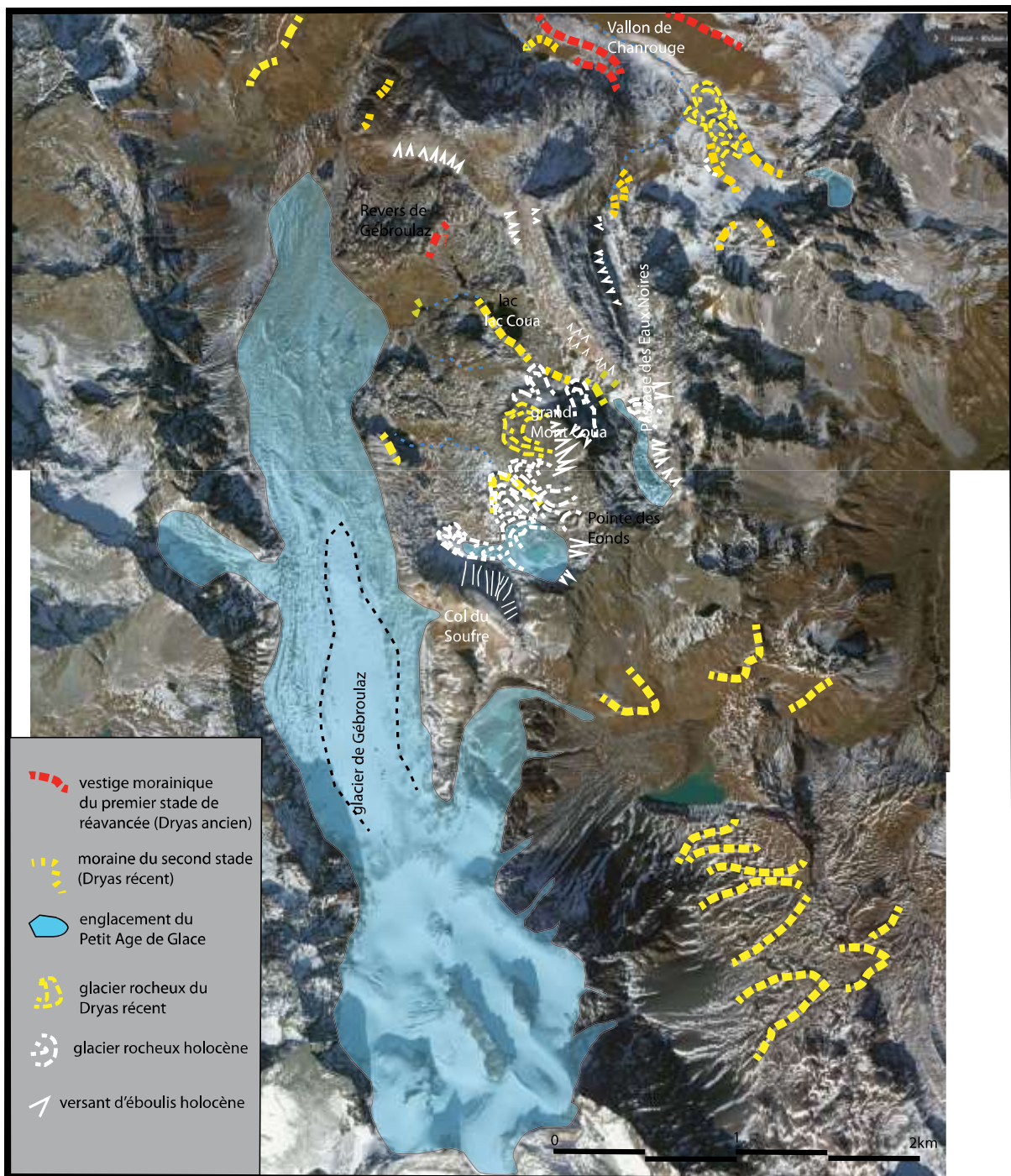


Fig.6 : Le secteur amont voisin du glacier de Gébroulaz

L'organisation longitudinale du système de Gébroulaz commande donc largement l'étagement des formes. La distribution des dépôts et des modelés ne répond pas seulement à la variété lithologique mais surtout aux réponses des dynamiques de vallée et de versant aux différentes séquences froides.

Ainsi s'individualisent des dispositifs variés d'aval en amont : les grands versants nappés d'éboulis dominant des vallées encadrées de cordons morainiques, les berceaux perchés disposés sous des cirques, les hauts vallons et les replats élevés. D'où la grande hétérogénéité des versants puisque les formations sont parfois polygéniques et ne

sont pas nécessairement synchrones sur l'ensemble de la vallée de Gébroulaz et ses annexes. L'altitude, la configuration des crêtes et la position par rapport au flux glaciaires

principaux a largement déterminé les relais entre les dynamiques glaciaires et périglaciaires.

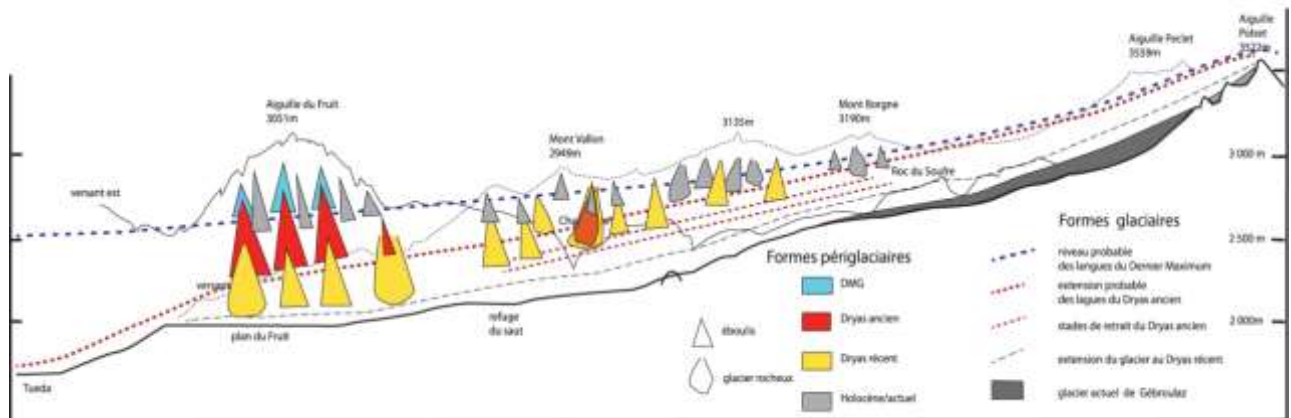


Fig 7 : Schéma des étagements des formations périglaciaires dans le dispositif longitudinal de la vallée de Gébroulaz

Conclusion

Le secteur de Gébroulaz porte les marques de deux phases froides postérieures au Dernier Maximum Glaciaire. Ce canevas chronologique relativement simple, n'a pas encore fait l'objet de datations. Les enregistrements morphologiques sont variés. La démultiplication des bourrelets terminaux et l'étagement des moraines latérales montrent l'instabilité des systèmes glaciaires qui se sont succédé au Tardiglaciaire. Ces oscillations peuvent être comparées aux variations définies par les courbes établies par Ivy-Osch et al. (2008). La disposition des formations périglaciaires de versant, tabliers d'éboulis, éboulis flués et glaciers rocheux ne répond pas à un étagement simple des conditions morphoclimatiques actuelles voire aux conditions plus fraîches du PAG. Elles se sont développées sur les pentes à mesure du retrait et de la disparition des langues de glace

au cours du Tardiglaciaire. Ainsi les relais de dynamiques répondent largement à la succession des séquences froides qui ont affecté de manière différente les secteurs situés à l'aval ou à l'amont du système de Gébroulaz.

Il ne se manifeste donc pas une opposition tranchée entre formations glaciaires et périglaciaires, mais plutôt des interférences variées : nombre de nappes d'éboulis s'appuient ou même recouvrent les cordons de moraines latérales ; les glaciers rocheux de versant ont pu fluer sur les surfaces déglacées ; les glaciers rocheux situés sous les cirques apparaissent comme héritiers de petits glaciers développés lors de la dernière phase froide, rapportée au Dryas récent, et même pendant le PAG. La remobilisation de stocks de débris, les réactivations de dynamiques glaciaires ou périglaciaires ont

engendré des formes complexes qui répondent à des chronoséquences sensiblement différentes suivant l'altitude et la position dans le système de vallée. L'incertitude concernant la chronologie absolue de ce secteur demeure. Le

Tardiglaciaire a été marqué par de séquences d'évolution discontinues qui ont déterminé d'importante variation dans l'intensité des dynamiques glaciaires et périglaciaires, et ont déplacé les relais de processus sur les versants.

Bibliographie

Cossart E, Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M., Siame L 2011 L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène : synthèse chronologique. *Géomorphologie*, N°2, pp.5-32.

Coutterand S. 2010 *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation.* Thèse, Université de Savoie, 472p.

Kaiser B. 1981 Le rôle de la fragmentation tectonique et de la décompression en Vanoise. *Bull Assoc. Géogr. Français* N° 478, pp.155-161.

Le Cœur C. 2003 Le glacier rocheux de Chanrouge (Vanoise), des signes de réactivation partielle. *Environnements Périglaciaires*, N°10, pp.5-14.

Le Cœur C. 1012 Le système glacier noir/glacier rocheux de Roche Nue, Vanoise *Environnements Périglaciaires*, n°18-19, pp.61-72

Le Cœur C. 2014 Les glaciers rocheux comme accumulations de débris : l'exemple des glaciers rocheux de Vanoise occidentale (secteur de Gébroulaz) *Environnements Périglaciaires*, n°20, pp.19-32

Le Darz M., Delannoy J-J., Marzeny A. Nicoud G. 2004, La déglaciation du Vallon de la Glière, Massif de la Vanoise, Savoie, *Travaux Scientifiques du Parc national de la Vanoise*, tome XXII, pp. 7-21.

Six D. et Vincent C. 2015 Glacier de Gébroulaz 2014, *Rapport au Parc National de la Vanoise*, 40p.

Vincent C. 2010 *L'impact des changements climatiques sur les glaciers alpins.* Thèse Université de Grenoble, 212p.

Vivian R. 1969 Le glacier de Gébroulaz, *Revue de géographie alpine*, Volume 57 - 2 pp. 429-432

Documentation cartographique

Archives de Savoie, Carte des Etats de Terre Ferme 1/50 000 1857, feuille Moutiers

IGN, carte d'Etat-major 1/80 000 1867, Carte au 1/50 000 Modane (leviers 1907, publiée 1926), carte 1/25 000 (leviers 1974, édition 1984), Photographies aériennes 1968 et couverture géoportail,

Fond Google Earth 2006 et Virtual Earth.