

■ INTRODUCTION

1.1.1 Qu'est ce que la géomorphologie ?

Souvent confondue avec la géologie, la **géomorphologie** est pourtant une discipline scientifique à part entière, dont l'objet de recherche est l'ensemble des reliefs de la planète. Du grec *gê*, terre, *morphê*, forme, *logos*, discours, la géomorphologie peut être définie comme la science qui décrit et explique les formes du relief terrestre. En ce sens, cette discipline se situe à l'interface entre la géographie et les sciences de la Terre, et joue un rôle important tant dans les procédures d'aménagement du territoire et des paysages, que dans la prévention des dangers naturels ou la prospection des ressources naturelles.

L'objectif principal de l'analyse géomorphologique est de comprendre comment les formes du relief sont nées et comment elles ont évolué au cours du temps. En d'autres termes, il s'agit de reconnaître quels sont les processus responsables de la formation du relief ou **morphogenèse**.

La première étape de n'importe quelle analyse géomorphologique consiste donc à décrire les formes du relief en utilisant un vocabulaire adéquat. L'analyse de l'origine des formes prend en général en compte trois groupes de facteurs principaux (fig.1) : les facteurs endogènes, exogènes et anthropogènes. Les premiers font appel à la connaissance de la structure géologique, tant les composantes lithologiques (types de roches) que les déformations tectoniques que ces roches ont subies (métamorphisme, plissement, etc.). En fonction de ces composantes structurales, les roches ne réagissent en effet pas de la même manière aux agents d'érosion. Pour prendre un exemple, les schistes seront très sensibles à l'érosion régressive par l'eau, contrairement aux grès, roches poreuses, qui favorisent l'infiltration de l'eau. Les calcaires sont quant à eux sensibles à la dissolution et, s'ils sont fracturés, à la gélifraction, etc. Ces variations de la sensibilité à l'érosion des différentes lithologies et structures géologiques sont regroupées sous le terme d'**érosion différentielle** (fig. 2). L'érosion ne dépend toutefois pas uniquement des caractéristiques géologiques, mais également de facteurs exogènes : la gravité et le climat. Finalement, l'homme joue également un rôle érosif, tant dans la destruction de formes naturelles que dans la création de nouvelles formes (ex. remblais).

La combinaison de ces trois groupes de facteurs permet de comprendre les mécanismes qui sont à la base de la formation et de l'évolution du relief. Mais la simple observation n'est pas suffisante pour comprendre l'intensité et les rythmes des processus d'érosion. Il faut la compléter au moyen de différentes méthodes de mesure (géophysiques, climatiques, hydrologiques) et modélisations, regroupées sous le terme de **géomorphologie dynamique**.

L'objectif de ce cours en ligne est de se focaliser d'une part sur les processus de montagne et d'autre part sur la géomorphologie régionale de la Suisse latine. Sont abordés les principaux processus de modelé du relief des régions de montagne, regroupés en **quatre grands chapitres** : les processus glaciaires, les environnements périglaciaires, les mouvements de versant et la dynamique torrentielle. Ils permettent de passer en revue les principales formes du relief de haute et de moyenne montagne de la Suisse. Chaque chapitre est en principe illustré par des exemples régionaux, de Suisse romande et du Tessin, l'objectif final étant de renforcer la connaissance de l'environnement local par les élèves.

Réalisé sous l'égide de la Société suisse de géomorphologie (SSGm) par des chercheurs des universités de Fribourg et Lausanne, l'élaboration de ce cours a été soutenue financièrement par l'Académie suisse des sciences naturelles (SCNAT). Il s'adresse principalement aux enseignants des écoles secondaires et vient compléter l'offre de formation continue proposée depuis plusieurs années par la Société suisse de géomorphologie.



■ INTRODUCTION

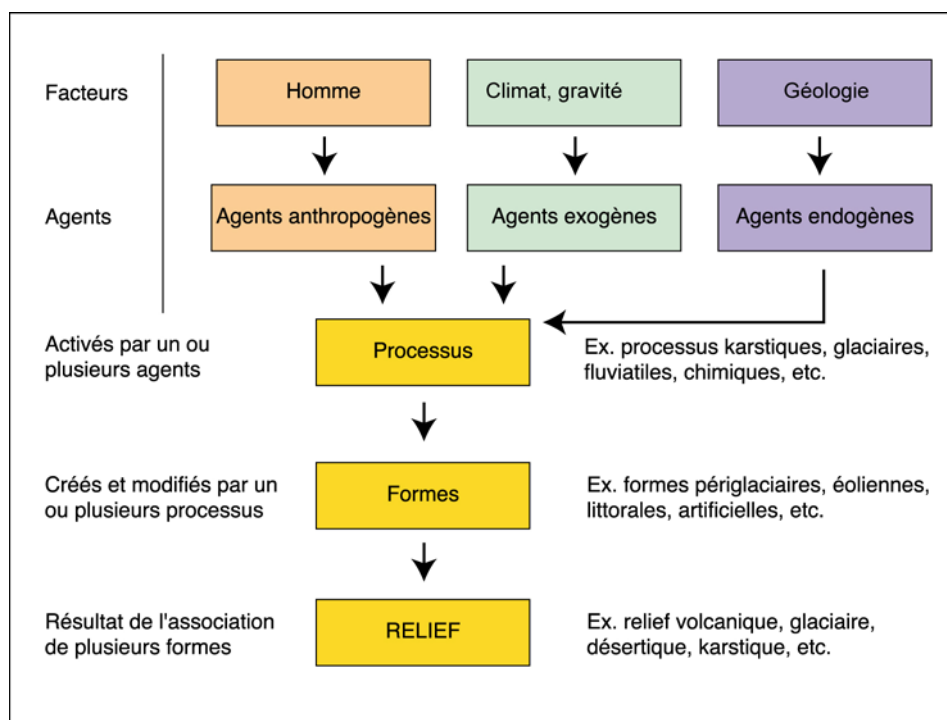


Fig. 1 – Facteurs, agents et processus expliquant les formes du relief.



Fig. 2 – Erosion différentielle de couches calcaires et schisteuses par gélifraction (Arête de la Tête à Gros Jean, Derborence, VS).

■ INTRODUCTION

1.1.2 Les méthodes de la géomorphologie

Dans les régions de montagne, l'information est le plus souvent "cachée" et difficilement accessible. Sa collecte nécessite alors l'utilisation de différentes méthodes, dont quelques exemples d'application (liste non exhaustive) sont présentés ci-dessous. Chacune d'entre elles possèdent des avantages et des inconvénients. **L'utilisation conjointe de ces différentes approches** permet une interprétation fiable de l'occurrence et de l'évolution des phénomènes géomorphologiques.

- **Cartographie géomorphologique**

La cartographie géomorphologique a pour but de délivrer des informations sur la géométrie des formes du relief, la nature et la structure des formations superficielles, l'activité des processus et l'âge des formes du relief (fig.1). Elle est un outil préalable indispensable pour cibler correctement les emplacements où seront mis sur pied des méthodes plus coûteuses et exigeantes en matériel.

- **Stations météorologiques et hydrologiques**

Les variables météorologiques comme la température de l'air et les précipitations (pluie et neige), ainsi que les écoulements de surface (débit) jouent un rôle fondamental dans l'évolution des phénomènes glaciaires, périglaciaires, gravitaires et torrentiels. Les Alpes suisses disposent d'un large réseau de stations de mesures exploité par MétéoSuisse, l'Institut pour l'étude de la Neige et des Avalanches de Davos (SLF) et diverses institutions universitaires ou privées (fig.2).

- **Méthodes sédimentologiques**

L'analyse des dépôts sédimentaires (granulométrie, faciès...) permet à la fois de différencier leurs conditions d'érosion, leurs conditions de transport, ainsi que les conditions de dépôt (et leur évolution). L'analyse du positionnement dans l'espace de différents dépôts permet de dater de façon relative des événements géomorphologiques : par exemple l'emboîtement de terrasses ou le positionnement de moraines a permis de développer le modèle des 4 glaciations de Penck & Brückner (1909), le dépôt de varves...

- **Méthodes thermiques**

Le meilleur moyen de connaître les caractéristiques thermiques et l'évolution d'un terrain (par exemple d'un pergélisol) est de mesurer sa température directement en forages. D'autres méthodes (moins coûteuses) permettent de documenter le régime thermique de la surface du sol... et de disposer ainsi d'une information indirecte des conditions régnant dans le sous-sol : utilisation en continu de capteurs autonomes (GSTM), cartographie momentanée des températures de la surface du sol en hiver à l'aide de sondes BTS... (fig.3).

- **Méthodes géodésiques**

Les méthodes géodésiques (GPS, théodolites...) permettent à la fois la localisation de points de mesures (lors de répétition), la cartographie ainsi que la mesure de déplacement de la surface du terrain. Le suivi de nombreux cas critiques situés à l'aplomb de voies de communication ou de zones habitées fournit ainsi une information précieuse dans la gestion des risques naturels en montagne (fig.4) !

- **Méthodes géophysiques**

Les matériaux cachés dans le sous-sol possèdent des propriétés physiques qui leur sont propres: résistance au courant électrique, vitesse de propagation des ondes sismiques (figs. 5 & 6)... Ces propriétés varient notamment selon le type de roche, le contenu en eau liquide, la présence de glace, la température, la porosité... Les méthodes géophysiques permettent ainsi d'acquérir à moindre coût une information indirecte de la nature du sous-sol, sans à avoir à le détruire (tranchée...).



■ INTRODUCTION

▪ Télédétection

La télédétection concerne l'acquisition d'informations à distance (par ex. d'un avion, d'un satellite...) par le biais de multiples instruments (radar, lasers, appareils photographiques...) utilisant différentes longueurs d'onde. Ces méthodes sont par exemple utilisées pour déterminer les changements à grande échelle des surfaces englacées, pour évaluer l'ampleur et la vitesse de déplacements de différents types de terrain (fig.7)...

▪ Méthodes de datation absolue

La datation absolue d'événements géomorphologiques (par exemple : âge d'un glissement de terrain ou de la glace d'un glacier) par l'utilisation de différentes méthodes : carbone14, étude de cernes des arbres par dendrochronologie et dendrogéomorphologie, analyse de tourbières,...

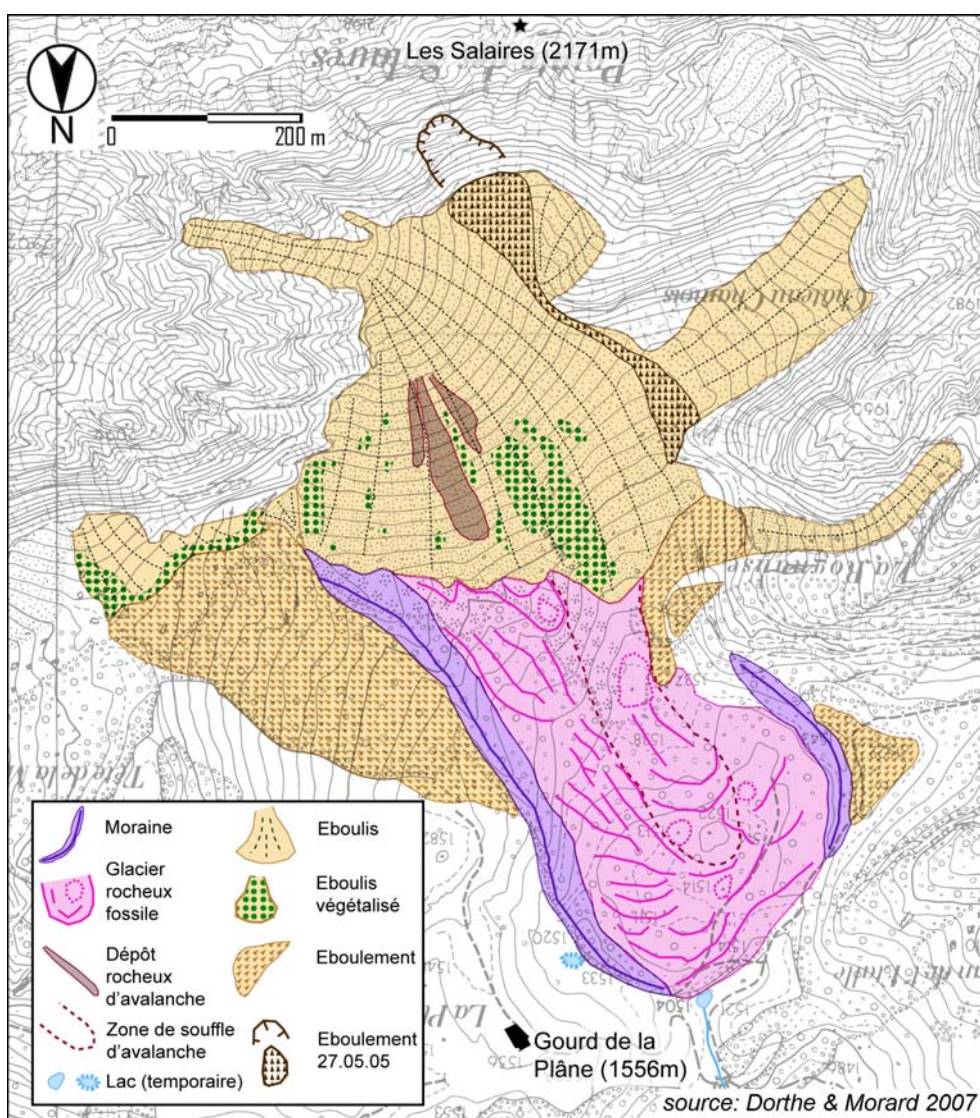


Fig. 1 – Carte géomorphologique utilisant la légende mise sur pied par l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne.

■ INTRODUCTION



Fig. 2 – Relevé des données d'une station météorologique.

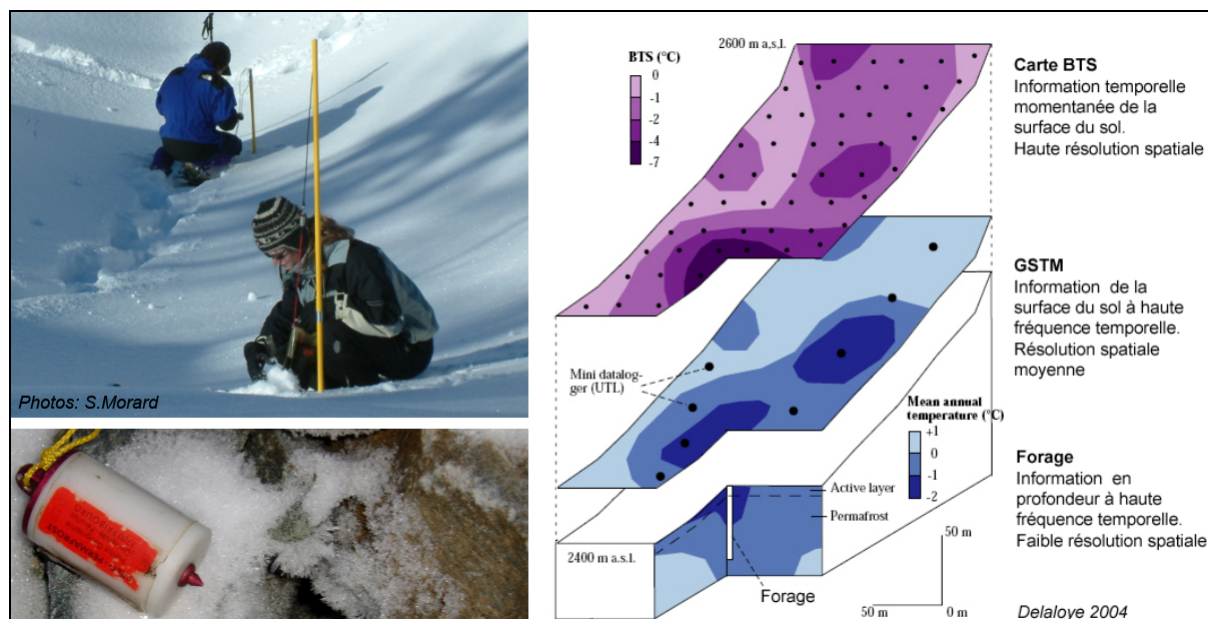


Fig. 3 – Utilisation de sondes BTS et capteur thermique autonome (à g.). Relation entre différentes techniques de mesures thermiques du pergélisol, et différenciation en termes de résolution spatiale et temporelle (à d.).

■ INTRODUCTION

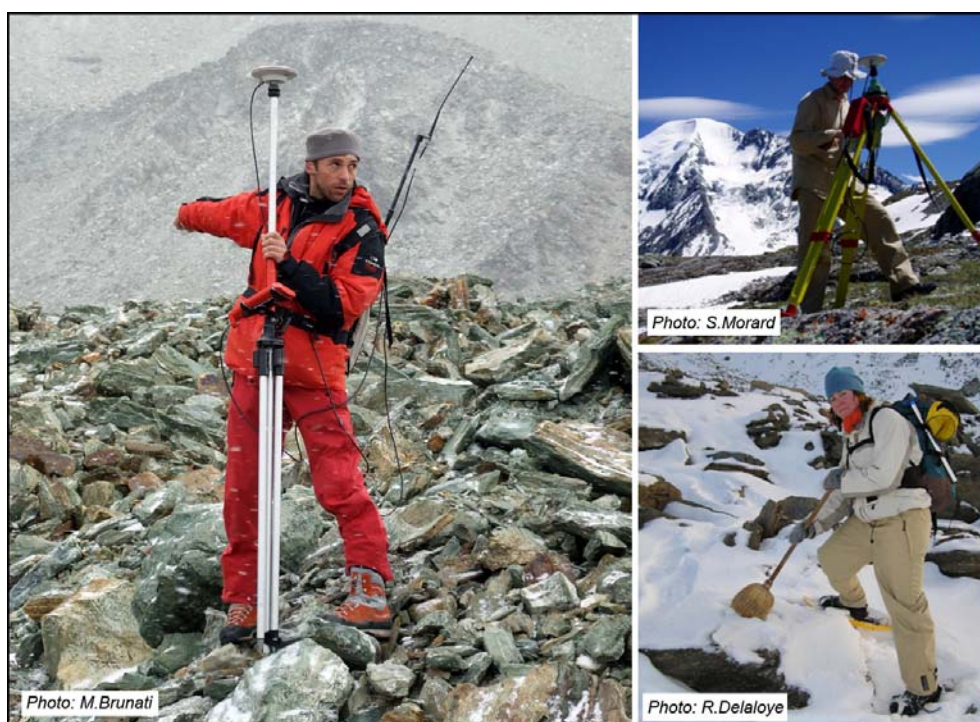


Fig. 4 – Mesures du déplacement de terrain par GPS différentiel... demandant parfois quelques talents d'équilibriste et de balayeur!



Fig. 5 – Application de méthodes géophysiques en milieu alpin : installation d'un profil de géoélectrique (à g.), sismique-réfraction au marteau (au centre) et géoradar (à d.).

■ INTRODUCTION

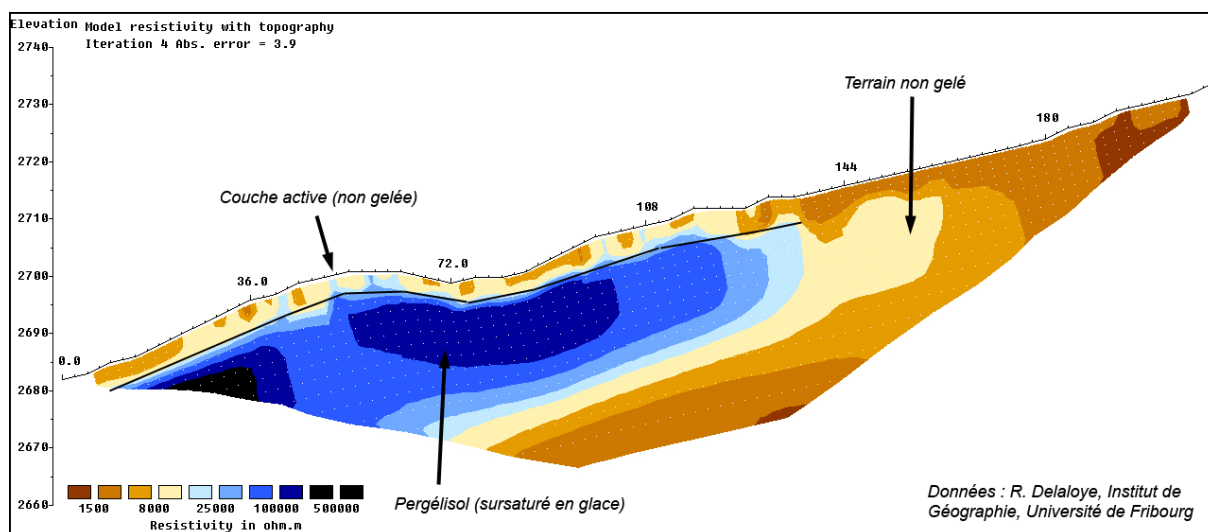


Fig. 6 – Un exemple de profil géophysique (géoelectrique ici) réalisé sur un glacier rocheux. La couleur bleue (terrain résistant au courant électrique) indique la présence d'un pergélisol riche en glace ; les couleurs brunes un terrain non gelé (conducteur).

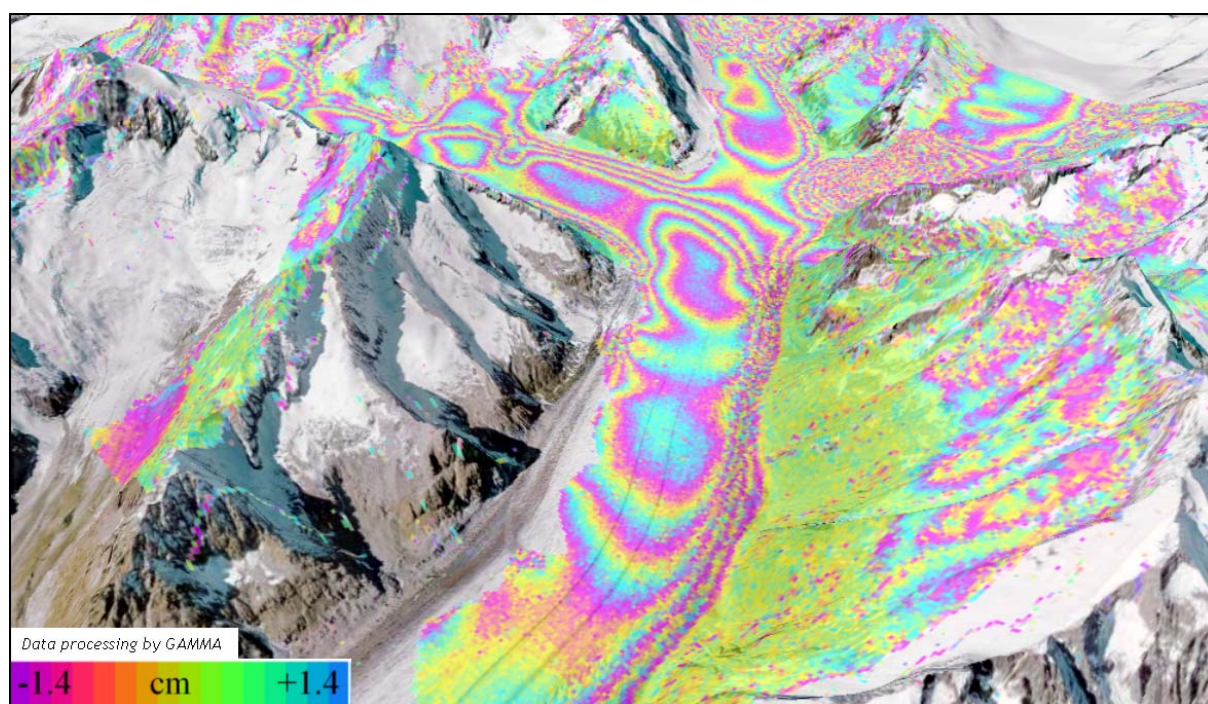


Fig. 7 – Déplacement du glacier d'Aletsch (VS) observé par interférométrie radar satellitaire en 1 jour (7 – 8 mars 1996). Un *fringe* ("un cycle de couleur") correspond à un déplacement d'environ 2.8 cm.

■ INTRODUCTION

1.2.1 Références bibliographiques

Coque R. (2002) : *Géomorphologie*. Armand Colin, collection cursus, Géographie, 6ème édition.

Delaloye, R. (2004) : *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Série Geofocus, volume 10, Department of Geosciences, Geology, University of Fribourg, 240 p.

Hauck C. & Kneissel C. (2008) : *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press.

Holzmann C., Lambiel C., Philipps M., Reynard E. (2006) : *Légende géomorphologique de l'IGUL*. Lausanne, Institut de Géographie (<http://www.unil.ch/igul/page19238.html>).

Lowe J.J., Walker M.J.C. (1997) : *Reconstructing quaternary environments*. Walker Harlow Essex, Prentice Hall, 2nd ed.

Riser, J. (1999) : *Le Quaternaire, géologie et milieux naturels*. Dunod, Paris.

Schoeneich P., Reynard E., Pierrehumbert G. (2008) : *Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps*. Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie, 11, 145-153.



2.1.1 Le système hydroclimatique glaciaire

Un glacier peut être considéré comme un système hydroclimatique. La naissance et le maintien de glaciers sont fortement dépendants des facteurs climatiques, principalement des précipitations (neige) et des températures, mais également du vent, du rayonnement solaire, de l'humidité de l'air, de la pluie. La morphologie d'un glacier dépend également de la topographie (relief) (fig. 1).

Le bilan de masse d'un glacier est la différence entre l'accumulation et les pertes par ablation (fonte), exprimée en volume équivalent en eau, sur une année hydrologique (fig. 2 & 3). L'année hydrologique équivaut, pour la Suisse, à la période entre le 1er octobre et le 30 septembre de l'année suivante. Si la formation de glace est supérieure à l'ablation le bilan de masse est positif. Si, au contraire, l'accumulation (surtout hivernale) n'arrive pas à compenser les pertes par ablation, le bilan de masse est négatif. La conséquence d'un bilan de masse négatif est le retrait du glacier (fig. 4). Par définition, le bilan de masse est positif dans la zone d'accumulation, nul sur la ligne d'équilibre et négatif dans la zone d'ablation. La ligne d'équilibre sépare la zone d'accumulation de la zone d'ablation et correspond grosso modo à la ligne des neiges pérennes à la fin de l'année hydrologique et donc à l'isotherme 0°C. Pour cette raison la ligne d'équilibre est également appelée ligne de névé (fig. 5).

Plus la ligne d'équilibre monte en altitude et plus la surface de la zone d'accumulation diminue. Pour un glacier en équilibre avec les conditions climatiques, la surface de la zone d'accumulation correspond plus ou moins à deux fois la surface de la zone d'ablation. La position de la ligne d'équilibre varie selon le climat. Plus on monte vers les hautes latitudes, plus la ligne d'équilibre s'abaisse. Elle se situe à 600 m au Groenland et au niveau de la mer en Antarctique, du fait qu'il n'existe plus de réelle zone d'ablation. Dans les Alpes suisses elle se situe, en moyenne, vers 2750 mètres d'altitude. A l'intérieur d'un massif montagneux, elle varie en fonction de la continentalité: elle descend à plus basse altitude dans les régions humides (dans le massif du Mont Blanc, elle se situe en moyenne à 2400 m) que dans les régions plus sèches (par exemple la région de Zermatt, où la ligne d'équilibre se situe à environ 3050 mètres d'altitude).

Le bilan de masse, bien qu'il soit dépendant des conditions topographiques locales, de l'exposition, de la surface et de la forme du glacier, est donc un excellent indicateur climatique; ses variations traduisent les variations du climat, tant du point de vue géographique que temporel (fig. 6).



■ GLACIERS

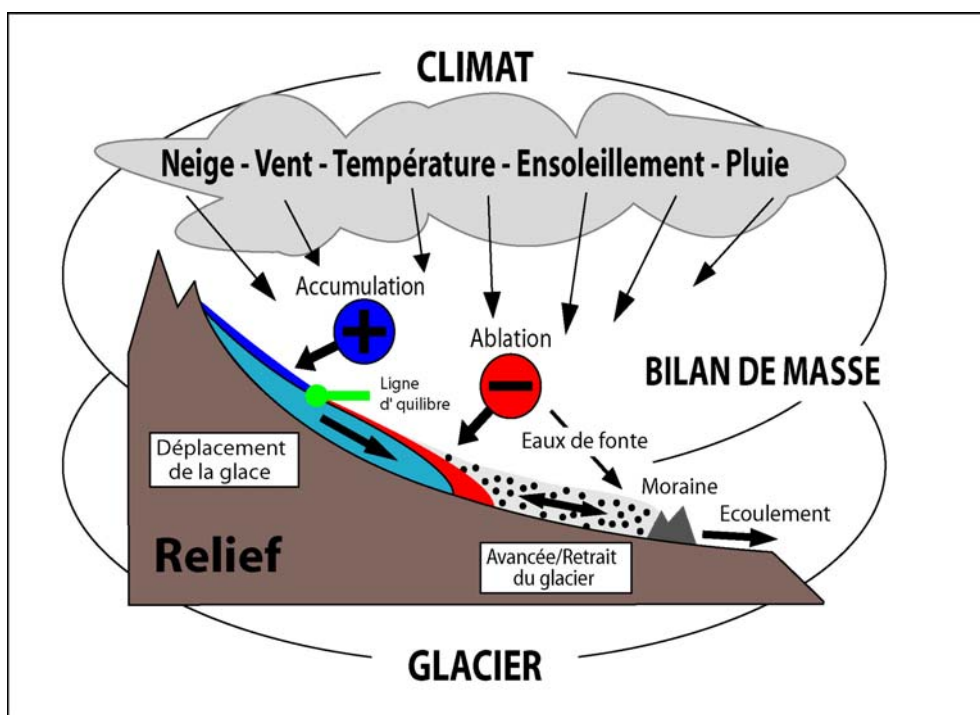


Fig. 1 – Le glacier comme système hydroclimatique (adapté de Maisch, 1993).

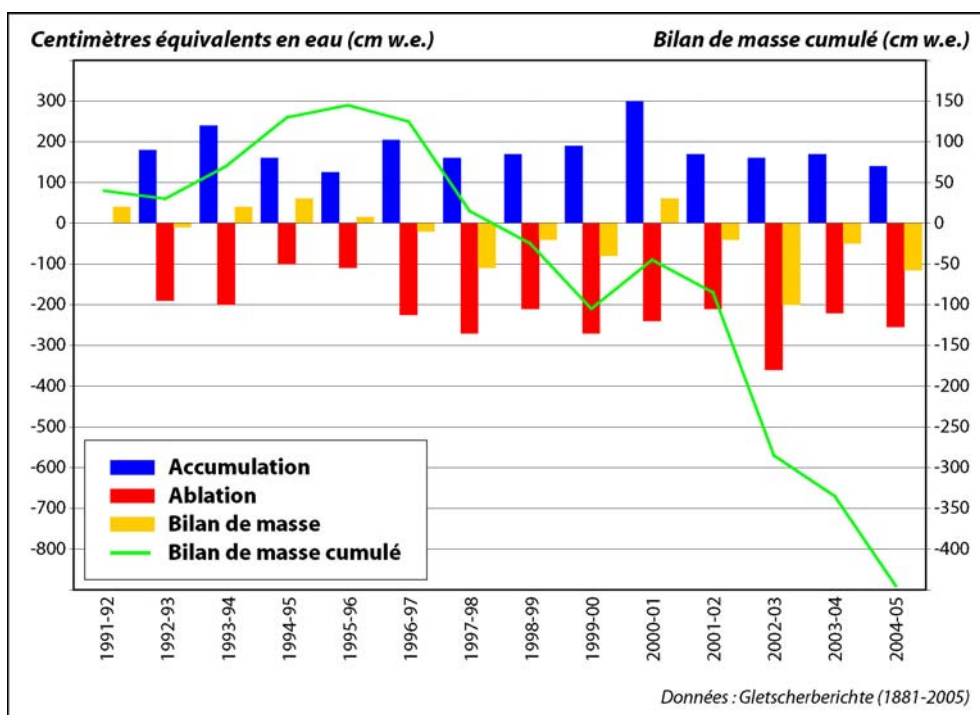


Fig. 2 – Bilan de masse du glacier du Basodino (Val Maggia, TI).



■ GLACIERS



Fig. 3 – Le glacier du Basodino en 1995 (Val Maggia, TI).

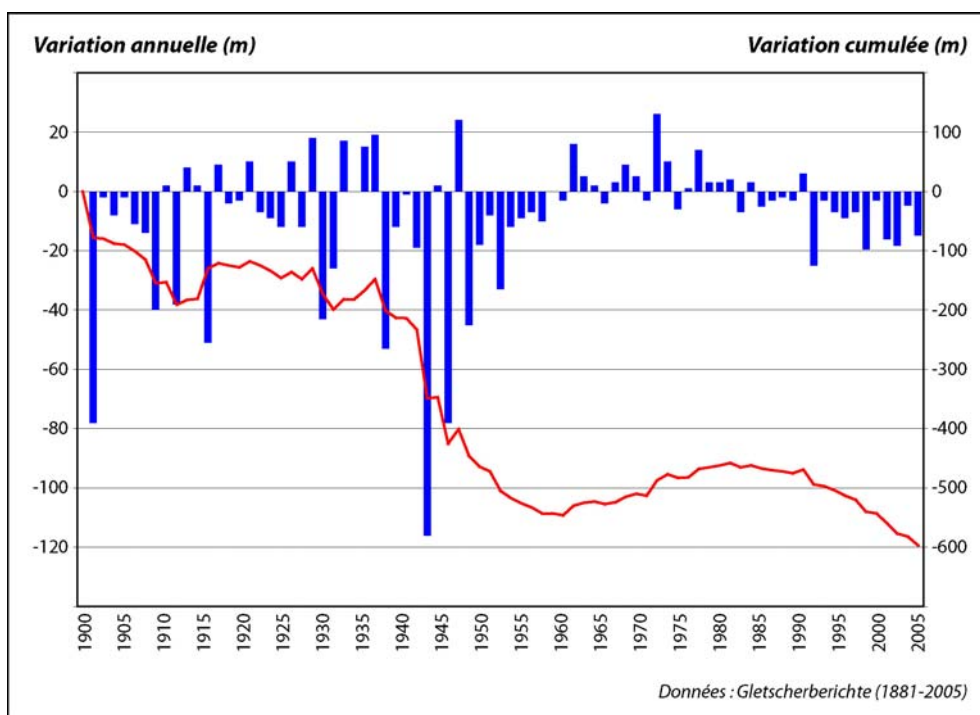


Fig. 4 – Variations de la longueur de la langue du glacier du Basodino (Val Maggia, TI). Notez le parallélisme entre les variations de longueur et le bilan de masse (cf. fig. 2).

■ GLACIERS



Fig. 5 – Zone d'accumulation, ligne d'équilibre et zone d'ablation d'un glacier alpin (le glacier de Corbassière, Val de Bagnes, VS). La ligne d'équilibre correspond grosso modo à la ligne des neiges pérennes à la fin de l'année hydrologique, c'est-à-dire à la limite entre la neige (couleur claire) et la glace apparente, plus sombre.

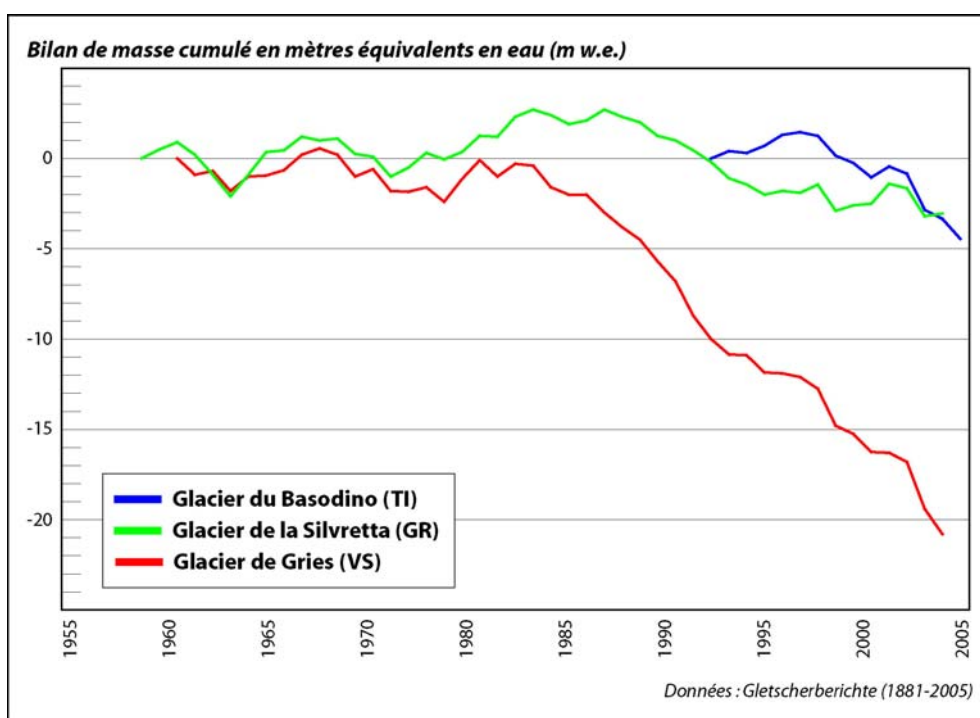


Fig. 6 – Bilan de masse cumulé de trois glaciers des Alpes suisses. Notez le changement depuis le début des années 1980. En particulier, le glacier de Gries (VS) qui a une longue langue assez plane située bien en dessous de la ligne d'équilibre actuelle, recule très vite.

2.1.2 La dynamique glaciaire

La dynamique glaciaire est étroitement dépendante du **régime thermique** du glacier. La température de la glace est contrôlée par trois facteurs principaux, qui sont les **échanges thermiques avec l'atmosphère** (contrôle climatique), le **flux géothermique** (contrôle géologique) et la **pression de la glace et la friction** (contrôle glaciologique). En fonction du régime thermique, on distingue trois catégories de glaciers (fig. 1) :

- les **glaciers tempérés** ont une température partout proche du point de fusion, sauf à la surface, où la température fluctue selon la saison ;
- les **glaciers polaires ou glaciers froids** ont une température située partout en dessous du point de fusion ; ils sont donc gelés à leur base (pas d'écoulements d'eau) ;
- les **glaciers polythermiques** combinent les caractéristiques des deux groupes précédents.

Le mouvement d'un glacier résulte des déformations permanentes exercées respectivement sur la glace et sur le lit glaciaire en réponse aux contraintes liées à la pesanteur. La réponse se réalise sous trois formes : la déformation de la glace, la déformation du lit et le glissement de la glace sur le lit. Le mouvement visible à la surface du glacier est le résultat de ces processus, agissant indépendamment ou en combinaison. En fonction du régime thermique, les glaciers auront un comportement dynamique différent. Les glaciers froids ne se déplacent que par déformation interne, alors que les glaciers tempérés combinent un mouvement par déformation de la glace (voire du lit) et par glissement. Dans les Alpes, le glissement peut valoir plusieurs mètres par jour et représenter jusqu'à 90% du déplacement total. Les valeurs de déplacement annuel oscillent entre moins de 2 mètres par an pour certains glaciers polaires à plus de 8 km par année pour certains glaciers tempérés au Groenland ou en Patagonie. Dans les Alpes, les vitesses sont de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres par année.

L'écoulement d'un glacier est **laminaire**, c'est-à-dire que chaque cristal de glace décrit une trajectoire qui ne se mélange pas avec les lignes voisines. En général, la glace de glacier est constituée par un empilement de couches de quelques cm à quelques dm ou m d'épaisseur, d'aspect différent (teneur en bulles, forme des grains, teneur en matériaux, etc.). Cet empilement constitue la **foliation** du glacier (fig. 2). Elle se déplace avec le glacier, plus rapidement au centre que sur les bords et en surface que près du fond (fig. 3). Après un certain trajet, les couches plus ou moins planes à l'origine prennent une forme en cuillère concave vers l'amont. En surface, elles émergent sous forme de lignes arquées, vaguement paraboliques, à concavité tournée vers l'amont, appelées **ogives** ou **bandes de Forbes** (du nom du naturaliste écossais James Forbes qui les a décrites à la Mer de Glace au milieu du XIXe siècle).

Les ogives alternent des bandes claires et sombres, correspondant respectivement à de la glace pure et sale (fig. 4). Chaque couple de bandes sombre et claire correspond à une année. Les ogives se forment sur les glaciers traversant des chutes de séracs : la glace arrivant sur la chute accélère, s'étire et se fracture ; il en résulte une plus grande surface de contact avec l'atmosphère. La glace traversant cette zone en été perdra ainsi plus de volume par ablation et pourra se charger en poussières et particules provenant de l'extérieur ; à l'aval de la chute, en se recomprimant, cette zone prendra une teinte colorée. La glace arrivant en hiver, recevra au contraire un volume supplémentaire sous forme de neige, qui en plus protégera la glace des impuretés ; à l'aval, elle prendra une teinte plus claire. Ce mode de formation explique pourquoi les ogives n'existent pas sur tous les glaciers.



■ GLACIERS

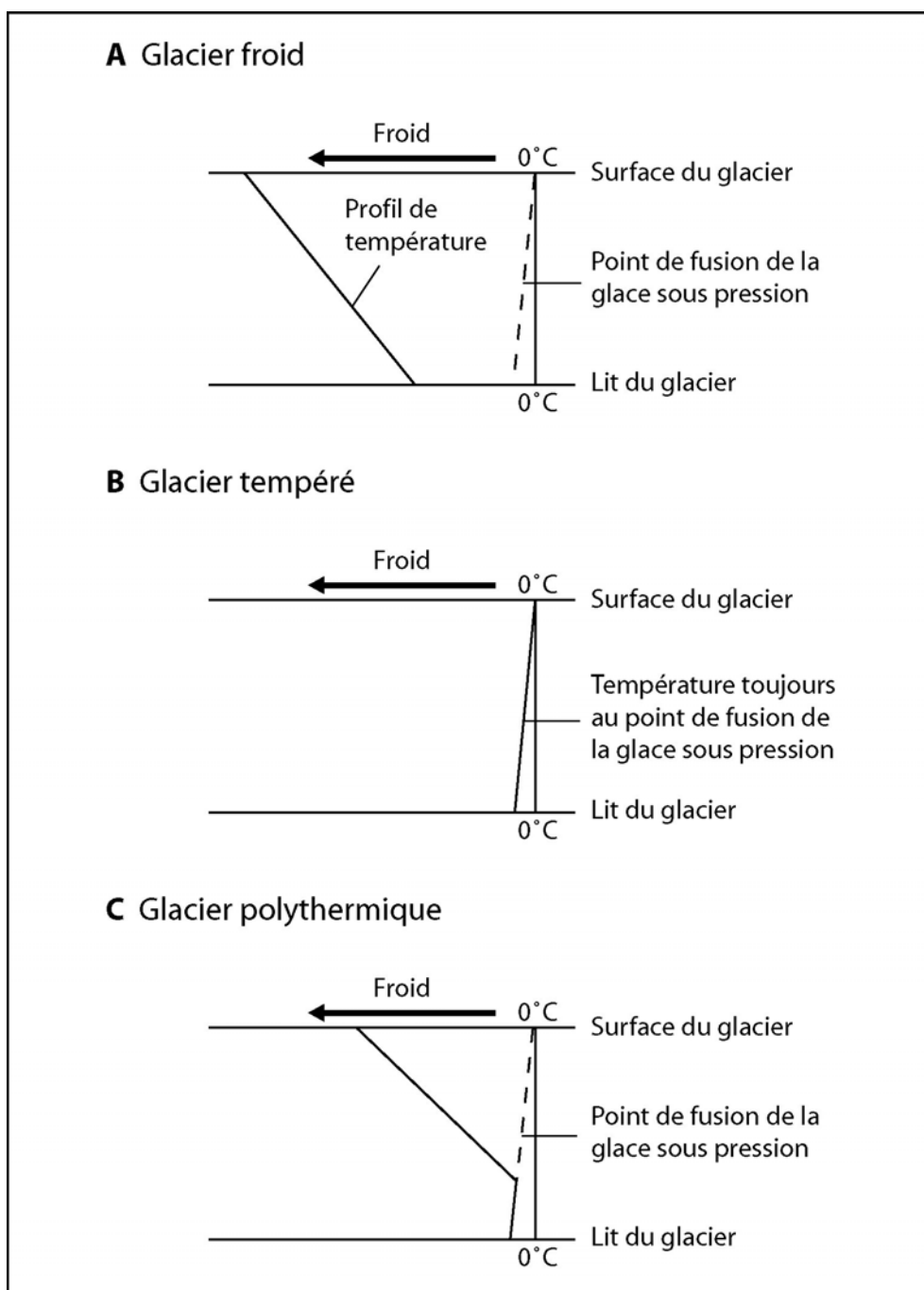


Fig. 1 – Profils de température de trois catégories de glaciers (adapté de Bennet & Glasser, 1996).

■ GLACIERS



Photo : E. Reynard

Fig. 2 – Lames de glace au front du glacier du Mont Miné (Val d'Hérens, VS).

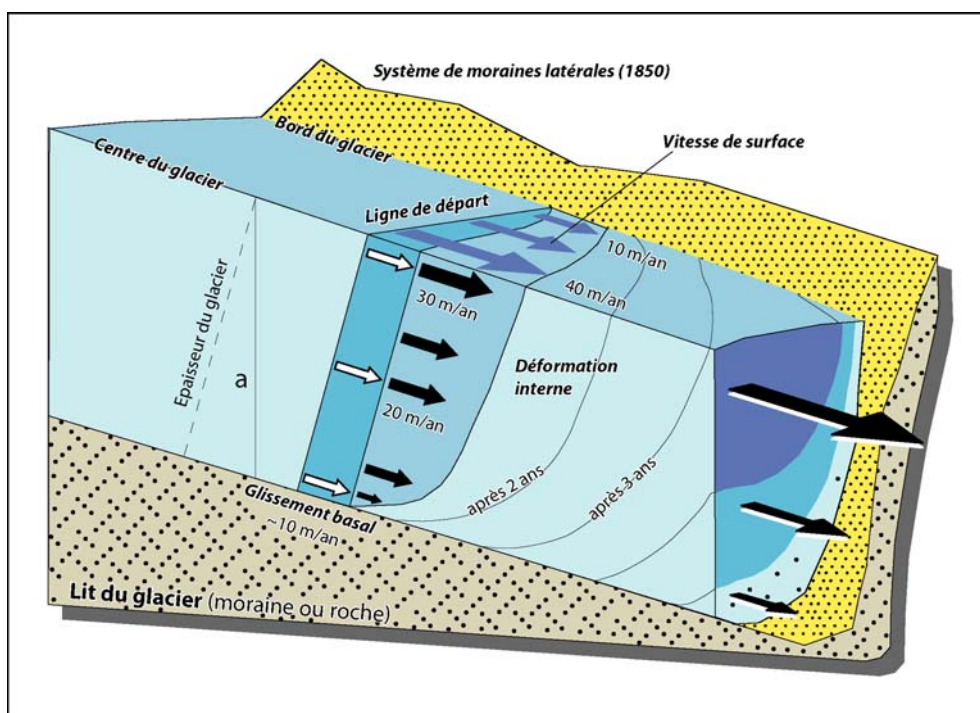


Fig. 3 – Répartition des vitesses dans un glacier alpin (adapté de Maisch, 1993).

■ GLACIERS



Fig. 4 – Bandes de Forbes (ogives) sur la Mer de Glace (Vallée de l'Arve, France).

2.1.3 La morphologie des glaciers

Les glaciers sont des formations naturelles complexes et leur classification est difficile.

- Une typologie classique est établie selon la forme; elle se base sur les interactions avec la topographie et deux grandes familles peuvent être établies.

Les glaciers non contraints par la topographie s'écoulent généralement dans plusieurs directions différentes, de manière radiale. En fonction de la taille, on distingue les **inlandsis** (taille supérieure 50'000 km², ex. Antarctique, Groenland) et les **calottes**, de taille inférieure (par exemple les glaciers islandais). Le glacier jurassien (au Riss et au Würm) était également une calotte. Des glaciers de calotte sont aussi présents dans les régions de montagne ; ils occupent des sommets (par exemple le Mont Collon, VS) (fig. 1). Les fleuves de glace sont des cas de transition avec la seconde catégorie. Ils se développent actuellement dans les régions arctiques.

Les glaciers contraints par la topographie s'écoulent dans une vallée. Les **glaciers de type alpin** sont confinés dans une vallée et se terminent par une langue étroite ; une grande partie des glaciers actuels dans les Alpes appartiennent à ce type (fig. 2). Les **glaciers de piémont** débouchent d'une vallée et s'étalent en forme de spatule dans une plaine. Des exemples sont actuellement visibles dans les régions arctiques. Le glacier du Rhin au Würm appartenait à ce type, tout comme le glacier du Rhône (VS) au Petit Age Glaciaire. Parmi les glaciers contraints par la topographie, nous pouvons encore distinguer les **glaciers de cirque**, de petite taille, qui restent confinés dans la partie haute des vallées, les **glaciers de transection**, qui occupent un col et s'écoulent dans deux ou plusieurs vallées et les **glaciers de plateau**, qui se développent dans une seule direction, mais ne sont pas contraints par les flancs d'une vallée (fig. 3). Ces deux derniers sont des formes de glaciers intermédiaires entre la calotte et le glacier de vallée.

- Une nomenclature basée sur la dynamique des glaciers a également été développée.

Les **glaciers suspendus** sont accrochés à une paroi (fig. 4). Ils se terminent par un front abrupt dont se détachent des morceaux de glace qui s'accumulent au pied de la paroi pour former un **glacier régénéré**. Le glacier du Giétro a créé un glacier régénéré en 1818 sur le site du barrage de Mauvoisin actuel. Le 16 juin 1818, la glace s'est rompue et le lac formé à l'arrière de ce barrage naturel s'est rompu, provoquant une crue catastrophique qui a ravagé tout le Val de Bagnes (VS) (cf. fiche 2.6.2). Les **glaciers se terminant dans un plan d'eau** (*calving glaciers*) flottent et des icebergs s'en détachent (fig. 5). Ils sont typiques des hautes latitudes, mais on en retrouve également dans les Alpes, comme c'est le cas du glacier de Gries (Nufenen, VS).

Les Alpes sont actuellement riches en petites surfaces de glace (quelques centaines de mètres carrés), ne bougeant pratiquement pas. Parmi ces **glaciers à dynamique faible**, nous pouvons distinguer les **névés permanents** et les **glacierets** (s'il s'agit véritablement de glace). Un morceau de langue glaciaire, qui n'est plus alimenté par le glacier en phase de retrait constitue de la **glace morte** (fig. 6). En fonction du degré de couverture morainique superficielle, on distingue des **glaciers noirs ou couverts** (qui sont recouverts d'une couche de moraine superficielle importante qui cache parfois complètement la glace) (fig. 7), voir des **glaciers enterrés**, dans lesquels la glace n'est plus du tout visible.

La dernière catégorie est représentée par les **glaciers à crues catastrophiques** (*surging glaciers*). Il s'agit de glaciers dont la dynamique varie fortement entre des périodes de faible activité (d'une durée de quelques dizaines d'années à plus de 500 ans) et des périodes de crise (1 à 10 ans) durant lesquelles le glacier avance à grande vitesse (cf. fiche 2.6.1).



■ GLACIERS



Fig. 1 – Le glacier de calotte du Mont Collon et le Bas Glacier d'Arolla (Val d'Arolla, VS).



Fig. 2 – Glacier de type alpin ; le glacier de Corbassière (Val de Bagnes, VS).

■ GLACIERS



Fig. 3 – Glacier de plateau ; le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS).



Fig. 4 – Glacier suspendu de la face nord du Mont Blanc de Cheilon (Val d'Héremence, VS).

■ GLACIERS



Fig. 5 – Glacier se terminant dans un plan d'eau ; le glacier de Gries (Col du Nufenen, VS).



Fig. 6 – Amas de glace morte au front du glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS).

■ GLACIERS



Fig. 7 – Glacieret et glacier couvert du Creux de la Lé (Col du Sanetsch, VS).

2.1.4 La morphologie des déformations de surface des glaciers

La glace n'est pas un corps rigide ; elle se déforme sous son propre poids. Cette déformation se réalise sous deux formes : la **reptation**, qui correspond à la déformation des cristaux de glace eux-mêmes et à leur mouvement les uns par rapport aux autres, et la **fracturation**, lorsque la reptation n'est pas suffisamment rapide pour répondre à la contrainte exercée. Il s'ensuit une rupture cassante : ce sont les crevasses.

Les **crevasses** sont donc des ouvertures qui se forment à proximité de la surface d'un glacier sous l'effet de l'**extension** de la glace (fig. 1). Leur direction est perpendiculaire à la direction principale de la contrainte. Elles sont rarement isolées, mais se groupent en systèmes de crevasses analogues. On peut distinguer les crevasses **marginales**, formant un angle d'environ 45° avec les bords du glacier en direction de l'amont et qui sont dues aux différences de vitesses entre le centre et les bords du glacier, les **crevasses transversales**, qui sont liées aux discontinuités topographiques du substratum (fig. 2), et les crevasses **longitudinales**, plus ou moins parallèles à l'écoulement, qui se forment dans les zones de mouvement compressif qui induisent une expansion latérale de la glace. Dans les glaciers de montagne, les crevasses se referment lorsque la glace arrive dans une zone d'écoulement **compressif**.

Dans les glaciers de cirque et de vallée, la **rimaye** est une crevasse particulière qui se forme à la limite entre le névé et le rocher, ou plus précisément à la limite entre le névé qui flue et le névé qui reste solidaire avec la roche (fig. 3). Nous pouvons considérer la rimaye comme la première crevasse dynamique d'un glacier. Les **séracs** sont des lames de glace isolées par des crevasses (fig. 4). Ils se forment lorsque la rupture de pente est très importante et que l'accélération est très forte (fig. 5).

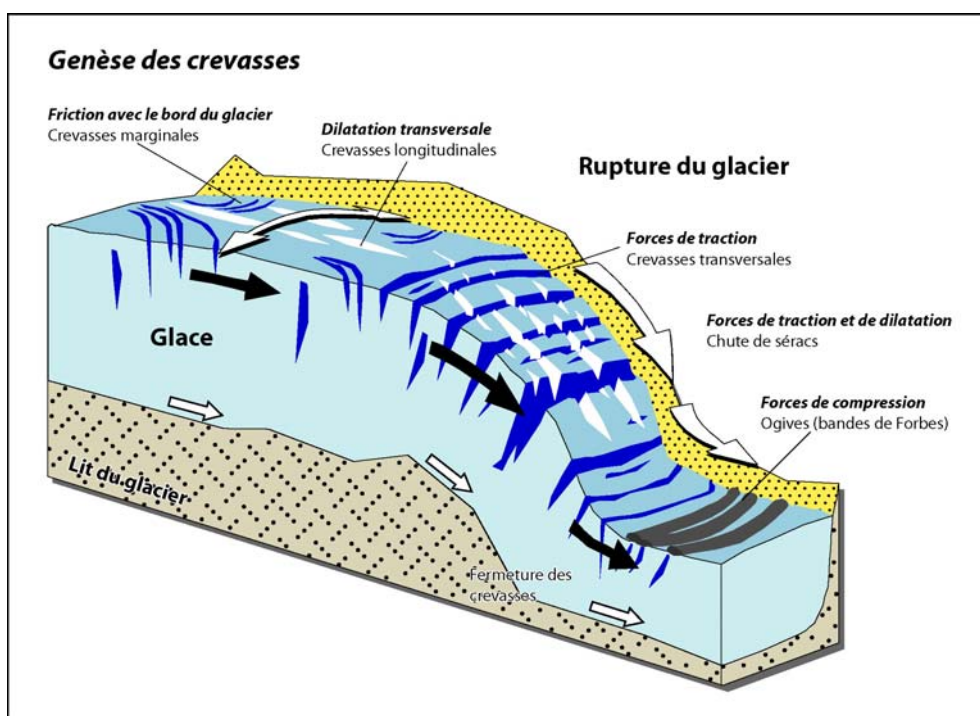


Fig. 1 – Types de crevasses dans un glacier alpin (adapté de Maisch et al., 2000).

■ GLACIERS



Fig. 2 – Crevasses transversales sur le glacier d'Argentière (Vallée de l'Arve, France).

■ GLACIERS



Photo : E. Reynard

Fig. 3 – La rime du glacier des Grands (Vallée du Trient, VS).



Photo : E. Reynard

Fig. 4 – Chute de séracs sur le glacier d'Argentière (Vallée de l'Arve, France).

■ GLACIERS



Fig. 5 – Séracs du Langgletscher (Lötschental, VS).

2.1.5 Evolution des parois glaciaires

Dans les Alpes, dans les versants raides orientés vers le nord, c'est au-dessus de 3'000 à 3'500 m d'altitude que les rochers sont tout ou en partie recouverts d'une **carapace de glace épaisse et permanente (parois glaciaires)** (fig.1).

Les facteurs clés concernant l'évolution des parois glaciaires sont les conditions météorologiques (chutes de neige et températures) durant le printemps et l'été (surtout de mai à juillet). En effet, il semblerait que ce ne soit pas en hiver (novembre à mars) que la neige s'accumule dans ces faces. En raison des basses températures, elle demeure poudreuse et ne peut adhérer à la paroi, sans cesse balayée par les vents et les avalanches. La formation de la glace (par congélation) aurait donc lieu principalement durant l'été, lorsque la neige peut s'humidifier le jour sous l'effet du rayonnement solaire et de températures plus élevées, puis regeler durant la nuit. Les études concernant ce sujet sont cependant rares dans les Alpes (*voir à ce sujet le site internet d'Opération Glaciers*).

Les parois glaciaires et les glaciers suspendus (ou glaciers de paroi) ne sont pas du pergélisol en soi (cf. fiche 3.3.1). En revanche, ils indiquent que la température à leur base est inférieure à 0°C et donc que du pergélisol est présent sous leur carapace de glace. Dans le cas contraire en effet, ils ne seraient pas stables et ne pourraient pas exister.

Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (1850), les parois glaciaires ont diminué progressivement, avec une accélération depuis les années 1990. De même, lorsque la carapace de glace disparaît – tendance actuelle de l'évolution de ces parois glaciaires (fig. 2), les conditions à la surface et sous la surface de la roche changent drastiquement : une couche active peut alors se développer. L'escarpement rocheux n'étant plus protégé des actions de l'érosion mécanique et thermique par la glace, la roche fracturée dégèle et les chutes de pierres superficielles deviennent extrêmement fréquentes (fig. 3).

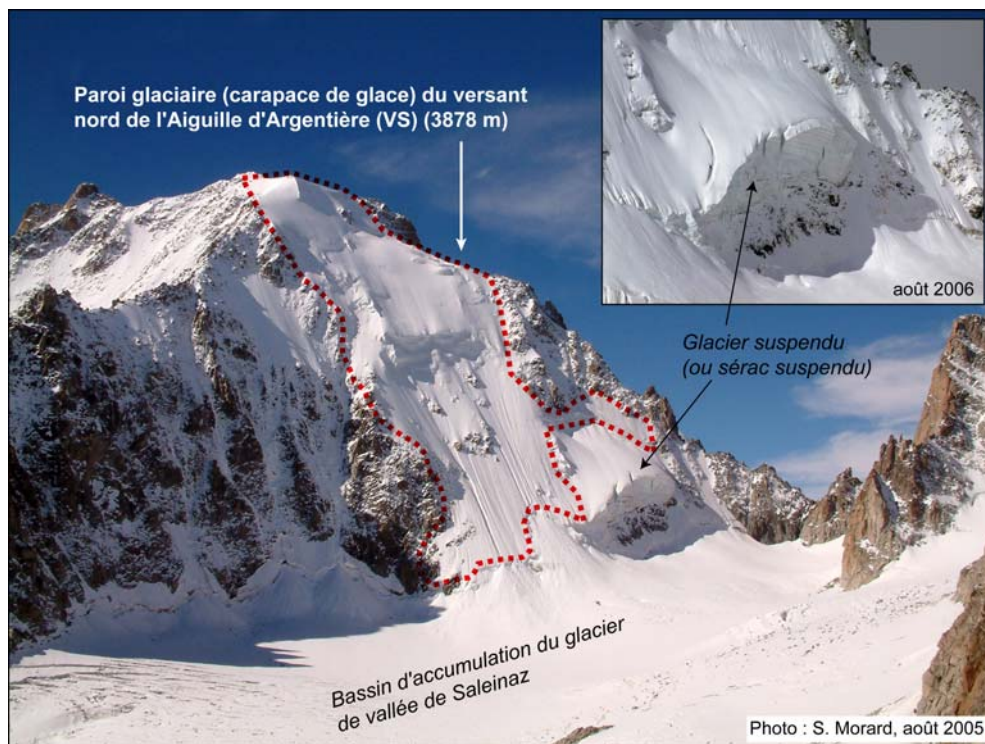


Fig. 1 – Paroi glaciaire et sérac suspendu dans le versant nord de l'Aiguille d'Argentière (VS).

■ GLACIERS

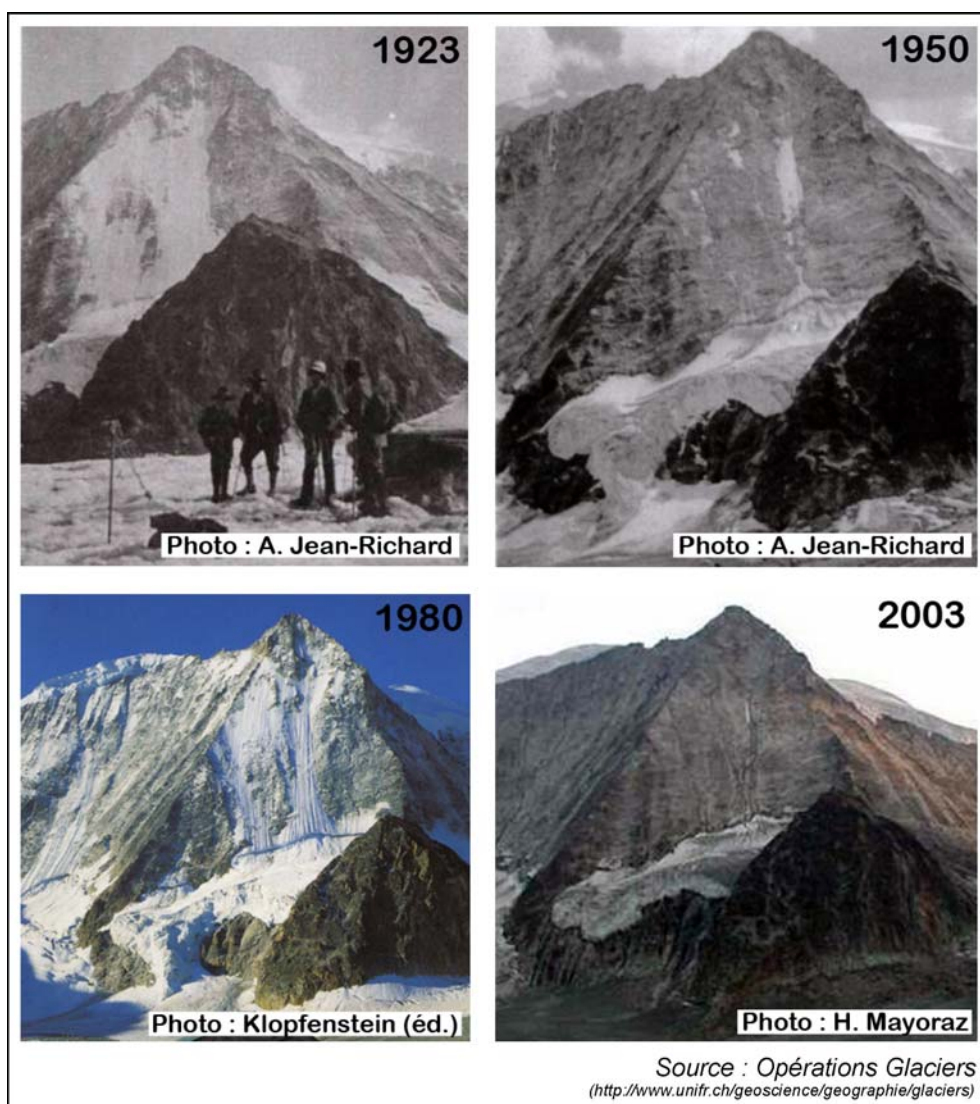


Fig. 2 – Evolution de la face nord du Mont-Blanc de Cheillon (VS) durant le 20^{ème} siècle. En 1950, suite à une série d'été chauds et secs, la face apparaissait libre de glace (un glacier de paroi est cependant présent). Depuis lors une carapace de glace s'est reformée, se maintenant jusqu'à la fin des années 1980. Actuellement, seul un petit glacier suspendu occupe la partie inférieure de la face.

■ GLACIERS



Fig. 3 – La face nord du Portalet (VS) semble avoir perdu sa carapace de glace dans la dernière partie du 20^{ème} siècle. Aujourd'hui, la paroi n'est plus protégée par de la glace. La roche fracturée dégèle, provoquant d'incessantes chutes de pierres qui viennent s'amonceler sur la rive droite du glacier d'Orny.

2.2.1 Abrasion, arrachement, érosion fluvio-glaciaire et glacio-karstique

On distingue trois groupes de **processus** d'érosion : l'abrasion, l'arrachement et l'érosion fluvio-glaciaire.

L'**abrasion** mécanique est le résultat du frottement de la glace chargée de matériaux sur le bedrock ; elle s'opère selon deux modes, la **striation**, qui est le creusement de petits sillons (profondeur de l'ordre du millimètre) – appelés **stries glaciaires** – parallèles à la direction d'écoulement de la glace (fig.1), et le **polissage**, qui est une abrasion relativement uniforme de la roche par le frottement du glacier. Le résultat est la formation de **roches moutonnées** (terme créé par Horace-Bénédict de Saussure dans la vallée de Chamonix) (fig.2). Le **polissage** dépend des mêmes facteurs que la striation, mais peut être indépendant : c'est le processus dominant là où la différence de dureté entre les matériaux contenus dans la glace basale et le bedrock est faible.

L'**arrachement** de matériaux (érosion mécanique) est le deuxième type de processus d'érosion glaciaire. Le glacier arrache des morceaux du bedrock qui seront incorporés dans la moraine de fond. L'arrachement donne aux roches moutonnées une morphologie dissymétrique : elles sont polies à l'amont, là où le glacier est compressé sur la roche, et anguleuses à l'aval des obstacles, là où le glacier se décolle de la roche et où par regel des eaux sous-glaciaires, des morceaux de roche sont arrachés (fig.3).

Dans les glaciers tempérés, l'érosion **fluvio-glaciaire** par les eaux sous-glaciaires, parfois sous pression, constitue un troisième facteur d'érosion.

Un cas particulier est constitué par l'érosion **glacio-karstique** : sur substratum **calcaire**, l'ablation est partiellement due à des processus de dissolution chimique (fig.4).

L'ablation par les processus d'érosion glaciaire varie fortement d'un glacier à l'autre, en fonction des conditions glaciologiques (par exemple les vitesses) et géomorphologiques. Les valeurs typiques sont de l'ordre de 0.01 mm/an pour les glaciers polaires ; de 1 mm/an pour les petits glaciers tempérés (mais des mesures sous le glacier d'Argentière, vallée de l'Arve, ont donné des taux de 36 mm/an sur des marbres) et de 10-100 mm/an pour des glaciers tempérés très rapides en Alaska.



■ GLACIERS



Fig. 1 – Stries glaciaires sur substratum gneissique en aval du Vadrecc dal Valdtraus (Val Camadra, TI). Le crayon indique la direction du glacier. Les lignes perpendiculaires aux stries correspondent à la schistosité du Gneiss.

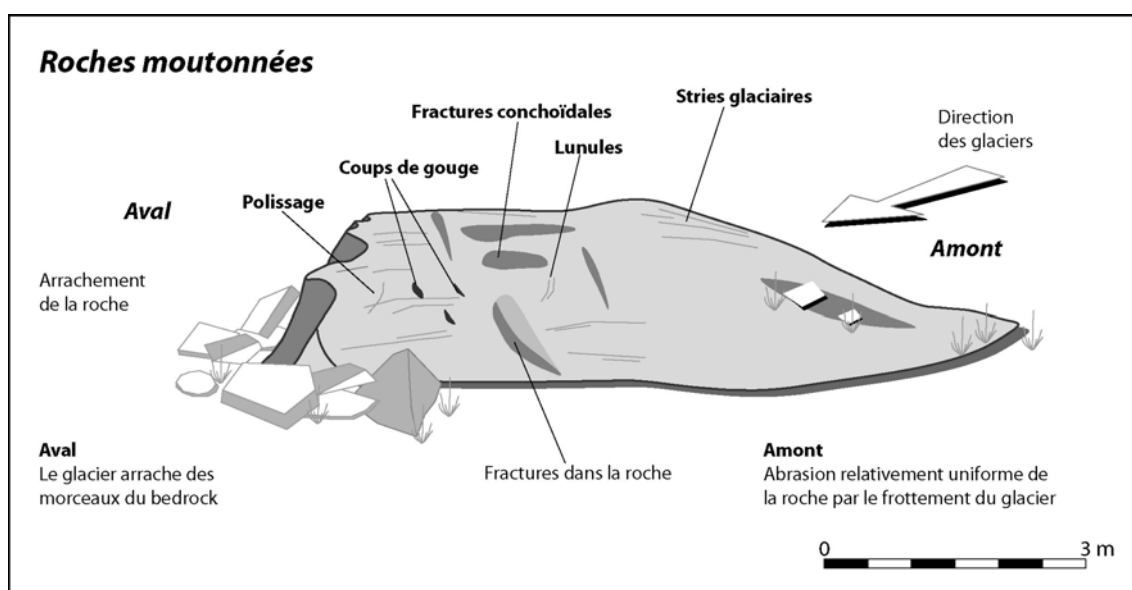


Fig. 2 – Dissymétrie des roches moutonnées liées à l'arrachement à l'aval de l'obstacle (adapté de Maisch et al., 1993).

■ GLACIERS



Fig. 3 – Morphologie dissymétrique des roches moutonnées du Turtmantal (VS) due au polissage et à l'arrachement. Ecoulement du glacier de la droite vers la gauche.



Fig. 4 – Stries et roches moutonnées sur calcaire au Lapis de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS).

2.2.2 Les formes d'érosion

L'érosion glaciaire agit à toutes les échelles. On distingue des micro- et des macro-formes.

A l'échelle moyenne (versant), les **roches moutonnées** constituent la principale forme d'érosion (cf. fiche 2.2.1) (fig. 1). Ce sont les roches résistantes qui présentent les plus beaux exemples. A grande échelle, les roches moutonnées présentent une dissymétrie de forme : le polissage domine à l'amont, tandis qu'à l'aval, c'est l'arrachement qui constitue le processus principal, donnant une morphologie plus anguleuse. La surface d'une roche abrasée par le glacier présente divers types de micro-formes, comme les **stries**, résultant du déplacement du glacier sur le bedrock (fig. 2), les **queues-de-rat**, résultant d'une abrasion différentielle du bedrock et les **coups de gouge**, résultant de l'arrachement de morceaux du bedrock par le passage du glacier (fig. 3). A ces formes d'abrasion, il faut rajouter les formes liées à l'écoulement sous-glaciaire, les **chenaux de Nye** sont des chenaux creusés dans le bedrock par les écoulements sous-glaciaires. Ils peuvent être associés à des **marmites** glaciaires, dues à l'abrasion du bedrock par les eaux de fonte chargées de sédiments (figs. 4 & 5).

Parmi les macro-formes (échelle régionale), le **cirque glaciaire** constitue la forme la plus simple du surcreusement glaciaire. Il s'agit d'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* » (P. Lory, cité par Lliboutry, 1965). Lorsqu'un sommet est bordé à sa base par une série de cirques d'orientations différentes, il se forme un **horn**, sommet pyramidal sculpté par des glaciers s'écoulant dans plusieurs directions. Le Cervin en est un exemple.

Les vallées alpines sont un autre exemple de macroformes glaciaires. Le **profil transversal** d'une vallée glaciaire prend généralement la forme d'une **auge** (par exemple la vallée de Lauterbrunnen, BE) (fig. 6), mais il existe également des vallées glaciaires en V (par exemple la Mer de Glace), notamment en raison du surcreusement torrentiel sous-glaciaire. L'érosion en forme d'auge est favorisée par les contraintes exercées latéralement par le glacier contre les versants (fig. 7). La forme en U est parfois due au **comblement** fluvio-glaciaire postérieur au retrait, qui peut recouvrir complètement un profil du bedrock se rapprochant d'une forme en V. C'est le cas de certains secteurs de la vallée du Rhône dans le Valais central. La puissance relative différente des glaciers d'une vallée principale et des vallées latérales induit un surcreusement différencié des vallées : après le retrait des glaciers, la vallée principale sera plus basse que les vallées latérales, moins érodées. Ces dernières formeront des **vallées suspendues**. Par érosion régressive des cours d'eau latéraux, elles seront d'abord reliées à la vallée principale par une cascade (par exemple la Pissevache, dans la vallée du Rhône, VS), puis, si l'érosion est suffisante, par une **gorge de raccordement** (comme par exemple la vallée du Trient ou la vallée de la Lizerne à leur confluence avec la vallée du Rhône, VS).

Le **profil en long** d'une vallée glaciaire est caractérisé par une succession de paliers et dépressions, appelés respectivement **verrous** et **ombilics** (fig. 8). Le palier peut présenter une contrepente à l'amont ; il y a alors surcreusement glaciaire, comme cela est par exemple le cas à l'amont du verrou de St-Maurice, où le profil du bedrock remonte de plusieurs centaines de mètres au niveau du verrou. Ces surcreusements peuvent être parfois occupés par un lac (fig. 9), comme cela est le cas du Lac Léman en amont du verrou de Genève. Ce type de profil est dû à la différence de résistance du substratum (érosion différentielle), liée elle-même à des facteurs lithologiques ou tectoniques. Les **dos de baleines**, formes de plus petite taille (quelques dizaines de mètres de hauteur au maximum), sont formées par le même processus d'érosion différentielle (fig. 10).



■ GLACIERS



Fig. 1 – Roches moutonnées en aval du glacier de Moiry (Val de Moiry, VS).



Fig. 2 – Stries glaciaires sur substratum de calcschistes en aval du Gletscher da Rialpe (Val Sumvigt, GR). Le crayon indique la direction du glacier.

■ GLACIERS



Fig. 3 – Coups de gouge sur substratum gneissique en aval du Vadrecc dal Valdraus (Val Camadra, TI). Le crayon indique la direction du glacier.



Fig. 4 – Marmite glacière (Ferpècle, Val d'Hérens, VS).

■ GLACIERS



Fig. 5 – Marmite glaciale (Trummelbach, Lauterbrunnen, BE).

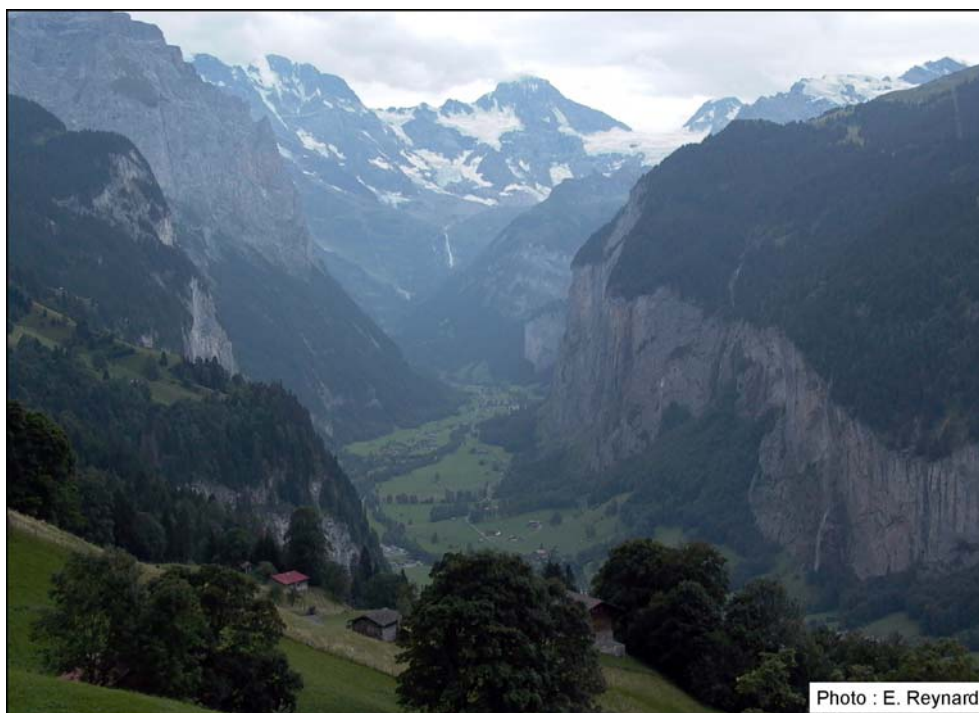


Fig. 6 – Vallée glaciaire en auge : la vallée de Lauterbrunnen (BE).

■ GLACIERS

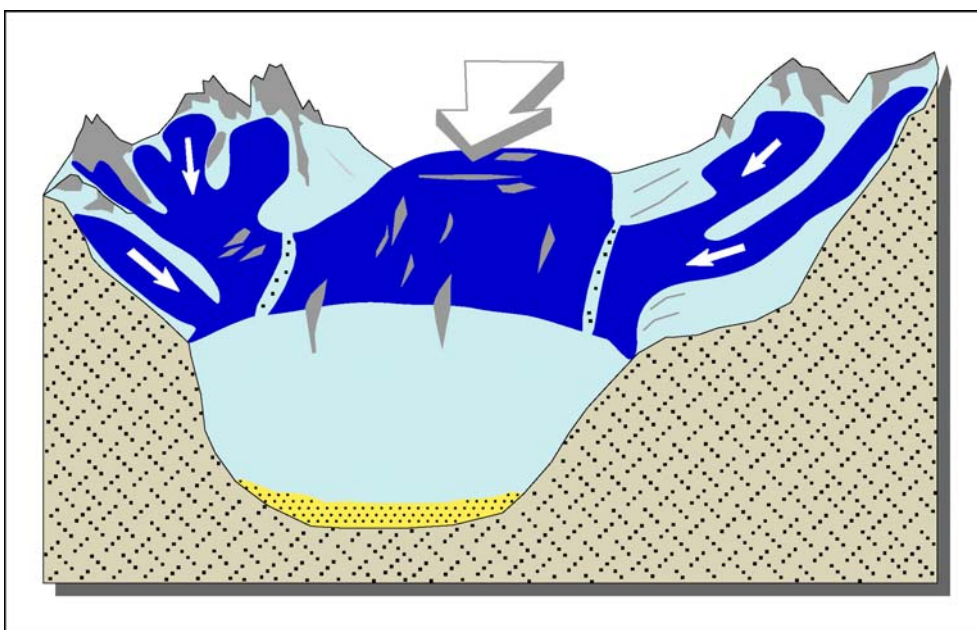


Fig. 7 – Profil transversal d'une vallée alpine durant une période glaciaire (adapté de Maisch et al., 2000).

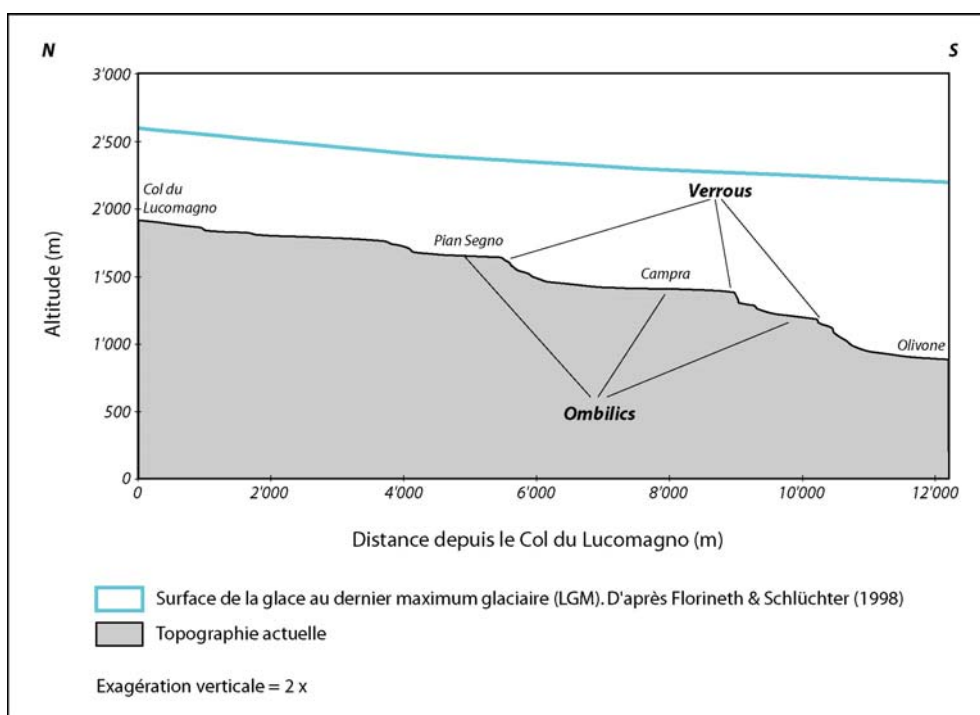


Fig. 8 – Profil longitudinal de la Valle di Santa Maria (TI).

■ GLACIERS



Fig. 9 – Exemple de lac d'ombilic, le lac de Ténéhet (Vallée de la Liène, VS).



Fig. 10 – Dos de baleine dans les environs de Finhaut (Vallée du Trient, VS).

2.3.1 Les dépôts glaciaires

Les glaciers constituent un puissant agent de transport. Les formes d'accumulation sont donc particulièrement développées à l'aval des glaciers. On distingue deux grands types de dépôts :

- les dépôts **glaciaires**, constitués par les moraines (terme créé par H.-B. de Saussure à la fin du XVIII^e siècle) ;
- les dépôts **fluvio-glaciaires**, liés à la double activité de processus glaciaires et fluviaux.

Les moraines sont des accumulations détritiques très complexes et variées. Les sédimentologues utilisent souvent le terme de **till** comme synonyme de dépôt morainique. Les caractéristiques sédimentologiques majeures des moraines sont l'absence de stratification (à la différence des dépôts fluviaux) et l'hétérogénéité de la granulométrie.

Plusieurs classifications des moraines ont été proposées. Une première classification est basée sur la position des matériaux lors du transport. On peut distinguer, sous l'angle du transport, entre la moraine **supra-glaciaire** ou superficielle, constituée de blocs éboulés sur le glacier ou amenés par les avalanches et qui sont transportés de manière passive sur le glacier (blocs anguleux) (fig. 1), la moraine **intra-glaciaire**, qui est constituée par les matériaux enfouis dans le glacier et transportés à l'intérieur des lames de glace et la moraine **sous-glaciaire** ou moraine de fond, qui correspond au transport dans la glace basale et entre le glacier et le fond rocheux (avec des blocs plus émoussés et en forme de fer à repasser). Quelques formes particulières découlent du mode de transport par la glace. Il s'agit tout d'abord des **tables glaciaires**, formes éphémères, qui se développent à la surface du glacier par ablation différentielle de la glace, protégée par un gros bloc, qui se retrouvera ainsi surélevé sur un socle de glace pouvant atteindre quelques dizaines de centimètres de haut (fig. 2). En raison de l'ablation de ce socle, les tables glaciaires sont souvent inclinées et ont tendance à s'effondrer après quelque temps.

On parle de moraine construite lorsque le dépôt prend la forme d'une crête allongée, appelée crête ou **cordons morainiques**. Les crêtes morainiques sont classées selon leur position par rapport au glacier. On distingue ainsi les moraines **latérales**, résultant de l'accumulation de matériel tombé des parois sur la bordure du glacier et/ou transporté en bordure de celui-ci (fig. 3), les moraines **frontales**, résultant du dépôt devant le glacier de sédiments transportés dans ou sur la glace, (fig. 4) et les moraines **médianes** résultant de la coalescence de deux moraines latérales (fig. 5). Lorsque les dépôts morainiques ne sont pas construits en formes de cordons, on est en présence d'un **placage morainique** (souvent de moraine de fond).

Les moraines et dépôts associés présentent des aspects très divers en fonction de leur mode de formation. Les moraines construites sont formées principalement par **accrétion** de matériaux sur les côtés et au front du glacier. L'accrétion résulte autant de la chute des matériaux supra-glaciaires que de la remontée des débris sous- et intra-glaciaires le long des contacts entre les lames de glace.

Les moraines ne sont pas les seules formes d'accumulation glaciaire. Les **drumlins** sont des mégaformes résultant d'un processus de déformation différenciée de matériaux préexistants. Il s'agit de collines aux formes émoussées, allongées parallèlement à l'écoulement du glacier, présentant une morphologie dissymétrique, la largeur déclinant vers l'aval (fig. 6). Les drumlins sont souvent disposés en groupes (**champs de drumlins**). Ces formes sont particulièrement répandues dans les cantons de Berne et de Fribourg (fig. 7).

Une **moraine de névé** est une crête qui résulterait de l'accumulation de débris ayant glissé sur une tache de neige permanente (fig. 8). Le terme "moraine" est cependant inadéquat dans la mesure où il n'y a pas de transport ni de processus glaciaire.



■ GLACIERS



Fig. 1 – Moraine supra-glaciaire de l'Unterer Grindelwaldgletscher (BE).



Fig. 2 – Table glaciaire sur le glacier de Saleinaz (VS).

■ GLACIERS



Fig. 3 – Moraines latérales du glacier des Martinets (Vallon de Nant, VD).



Fig. 4 – Moraine latéro-frontale du glacier des Audannes (Vallée de la Liène, VS).

■ GLACIERS



Fig. 5 – Moraines latérales du Glacier de Ferpècle et moraine médiane formée par la coalescence de ce glacier avec le glacier du Mont Miné (à droite, non visible sur la photo)(Val d'Hérens, VS).



Fig. 6 – Drumlin dans la vallée de l'Aar en aval de Thoune (BE).

■ GLACIERS



Fig. 7 – Champ de drumlins dans la plaine entre Thoun et Bern.



Fig. 8 – “Moraine” de névé (Col du Brotset, VS).

2.3.2 Les dépôts fluvio-glaciaires

La **marge proglaciaire** est la zone située directement à l'aval du front du glacier et qui est influencée par des processus à la fois glaciaires, gravitaires, fluvio-glaciaires (eaux de fonte) et glacio-lacustres (fig. 1). Dans les Alpes, on délimite la marge proglaciaire active par les moraines du Petit Age Glaciaire (1850 ap. J.-C.) (fig. 2). La surface des marges proglaciaires est actuellement en augmentation en raison du retrait des glaciers.

On parle de processus fluvio-glaciaires lorsque des dépôts glaciaires sont remodelés par les eaux de fonte. Le secteur de la marge proglaciaire concerné par ces processus est le **sandur** (terme islandais). Il s'agit d'une plaine d'épandage fluvio-glaciaire située à l'aval d'un glacier et qui peut occuper tout ou partie de la marge glaciaire (fig. 3). Dans les régions polaires, le sandur est souvent très étendu, alors qu'au front des glaciers alpins, il peut être réduit à quelques centaines de mètres carrés. En raison des variations de débit du cours d'eau proglaciaire et des grands volumes de sédiments pouvant être mobilisés, le tracé des cours d'eau du sandur est généralement **tressé** (fig. 4). Avec le retrait du glacier et/ou des variations de débits et de la charge sédimentaire, le sandur peut être incisé et amener à la formation de **terrasses**. Il en est de même plus à l'aval dans les vallées, où le remplissage postglaciaire initial est en général érodé par la suite, donnant naissance à une terrasse, dite fluvio-glaciaire (fig. 5), nettement dénivelée par rapport à l'altitude du lit actuel du cours d'eau et par rapport à des terrasses, dites alluviales, emboîtées dans la terrasse fluvio-glaciaire (par exemple dans la vallée de la Sarine, VD/FR).

Parmi les formes qui caractérisent une marge proglaciaire, on peut encore distinguer les **kames** (terme d'origine écossaise), qui sont des accumulations sablo-graveleuses bordées par des flancs abrupts et formées par un processus de dépôts supra- ou paraglaciaires, et les **eskers** (terme irlandais signifiant « crête »), qui sont des crêtes sédimentaires résultant du remplissage de tunnels intra- ou sous-glaciaires (fig. 6).



Fig. 1 – Partie frontale, avec portails glaciaires, du glacier de Tourtemagne (Turtmantal, VS).

■ GLACIERS

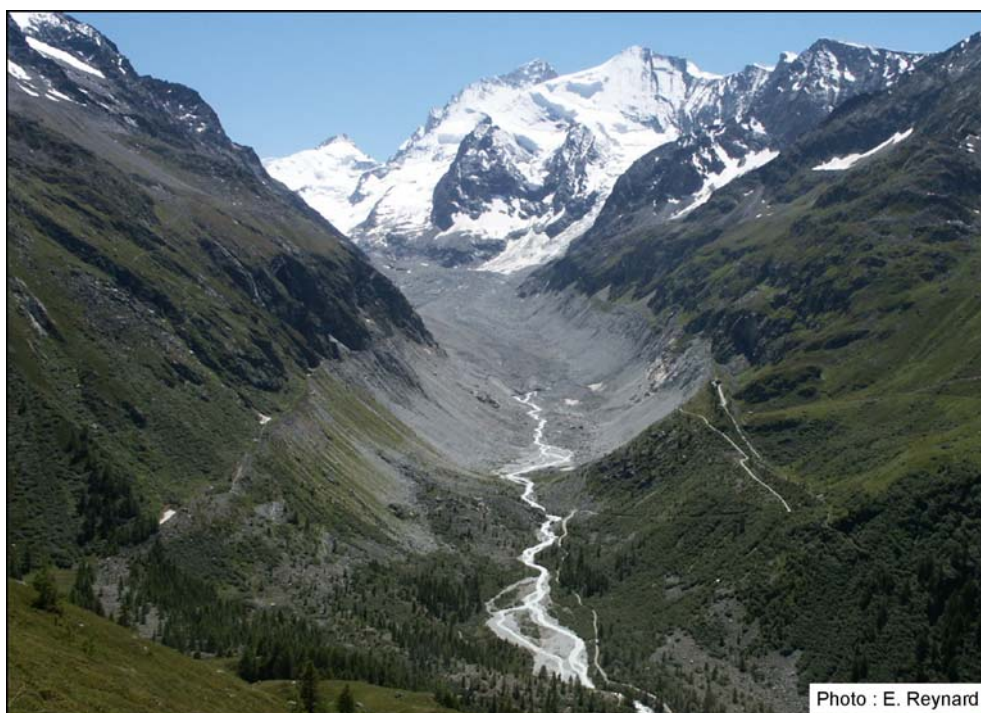


Photo : E. Reynard

Fig. 2 – Marge proglaciaire du glacier de Zinal, délimitée par le complexe des moraines holocènes et historiques (Val de Zinal, VS).



Photo : E. Reynard

Fig. 3 – Le sandur du Vatnajökull (Islande).

■ GLACIERS



Fig. 4 – Cours d'eau tressé dans le sandur du glacier de Tourtemagne (Turtmanntal, VS).



Fig. 5 – Terrasses à Grandvillard (Haute Gruyère, FR). Le niveau supérieur correspond à des dépôts d'épandage fluvio-glaciaire, amenés lors de la déglaciation post-würmienne, tandis que les niveaux inférieurs sont des terrasses alluviales de la Sarine.

■ GLACIERS



Fig. 6 – Remplissage fluvio-glaciaire d'un esker de la calotte jurassienne au Brassus (Vallée de Joux, VD).

2.3.3 Les dépôts glacio-lacustres

La sédimentation glacio-lacustre concerne les lacs influencés par la dynamique glaciaire (fig. 1). Cette influence peut être directe, comme c'est le cas des lacs en contact avec le glacier, ou indirecte, comme par exemple dans le cas des lacs alimentés par des eaux provenant de glaciers. Dans le premier cas, la sédimentation correspond à celle d'un lac quelconque (par exemple avec la formation de deltas). Ces dépôts seront par contre souvent déformés par la dynamique glaciaire (fig. 2). Le second groupe concerne tous les lacs qui prennent naissance dans les dépressions surcreusées par le glacier (lacs d'ombilic) ou à l'arrière des arcs morainiques frontaux (fig. 3). Le Léman est un lac d'ombilic, tous comme les lacs du pied du Jura. Ces derniers ont été barrés après le retrait du glacier du Rhône par la moraine terminale du glacier du Rhône, formant un grand lac appelé Lac de Soleure.

La granulométrie (taille) des apports sédimentaires dépend des variations de dynamique fluvio-glaciaire (variations journalières et saisonnières des débits). Ces alternances donnent naissance à des laminites, qui résultent soit des variations journalières, soit des variations saisonnières des apports. Dans ce second cas, ces niveaux appelés **varves** alternent des dépôts fins (en hiver, lorsque les débits sont très faibles) et plus grossiers (déposés en été).



Fig. 1 – Marge proglaciaire à forte composante anthropique du glacier de Moiry (Val de Moiry, VS).

■ GLACIERS



Fig. 2 – Sédimentation glacio-lacustre avec formation d'un delta dans la marge proglaciaire du glacier du Mont Miné (Val d'Hérens, VS).



Fig. 3 – Exemple de lac d'ombilic : le Lago Retico (Val Blenio, TI).

2.4.1 La théorie glaciaire : bref historique

Jean-Pierre **Perraudin** (1767-1858), un paysan vivant dans le village de Lourtier, dans le Val de Bagnes (Valais), est l'un des premiers, avec le géologue écossais James **Hutton**, à émettre l'hypothèse que les blocs erratiques ont été transportés par des glaciers. Il expose sa théorie à des visiteurs du Val de Bagnes, dont Jean de Charpentier (1786-1855), à ce moment directeur des salines de Bex. Les modestes conditions de vie de Perraudin ne lui empêchent pas de faire des observations remarquables ; au contraire, à travers l'étude des stries glaciaires, il émet l'hypothèse que le glacier du Val de Bagnes devait arriver jadis au moins jusqu'à Martigny.

En 1818, il a des discussions sur le sujet avec Ignace **Venetz** (1788-1859), l'ingénieur d'état valaisan chargé de diriger les travaux pour la vidange du lac s'étant formé par le barrage de la vallée par le glacier du Giétro (fig. 1). Les mesures prises par Venetz n'arrivent pas à éviter la catastrophe : le 16 juin 1818, la vidange soudaine du lac provoque une débâcle qui ravage tout le Val de Bagnes (cf. fiche 2.6.2). Malgré cela, Venetz continue ses observations sur les glaciers qui le porteront à la présentation, lors d'une réunion de la Société helvétique des sciences naturelles (SHSN) au Grand-Saint-Bernard en 1829, d'une théorie selon laquelle les glaciers alpins sont descendus jusqu'au Jura. Ses argumentations suscitent la désapprobation générale, mais il arrive à convaincre Jean de Charpentier, qui devient un partisan de la théorie glaciaire.

De Charpentier commence alors des recherches sur les terrains erratiques de la vallée du Rhône et ses observations le mènent notamment dans la région de Monthey, où il étudie les gigantesques blocs erratiques de la région (le plus grand, la Pierre des Marmettes, a un volume de 1824 mètres cubes) (fig. 2). La théorie glaciaire s'affine toujours plus, mais fait peu de partisans parmi les naturalistes de l'époque. L'un d'eux, Louis **Agassiz** (1807-1873), se laisse convaincre par De Charpentier et ouvre un nouveau programme d'observation des glaciers. Le 24 juillet 1837, lors d'une séance de la Société helvétique des sciences naturelles, Agassiz, qui aurait dû présenter une conférence sur les poissons fossiles, scandalise le public en prononçant son fameux discours sur les glaciers. Les protestations sont générales, mais malgré la large contestation de la part des autres naturalistes, le discours ouvre une brèche dans les milieux scientifiques et la théorie glaciaire s'affirmera finalement entre 1840 et 1841.



■ GLACIERS

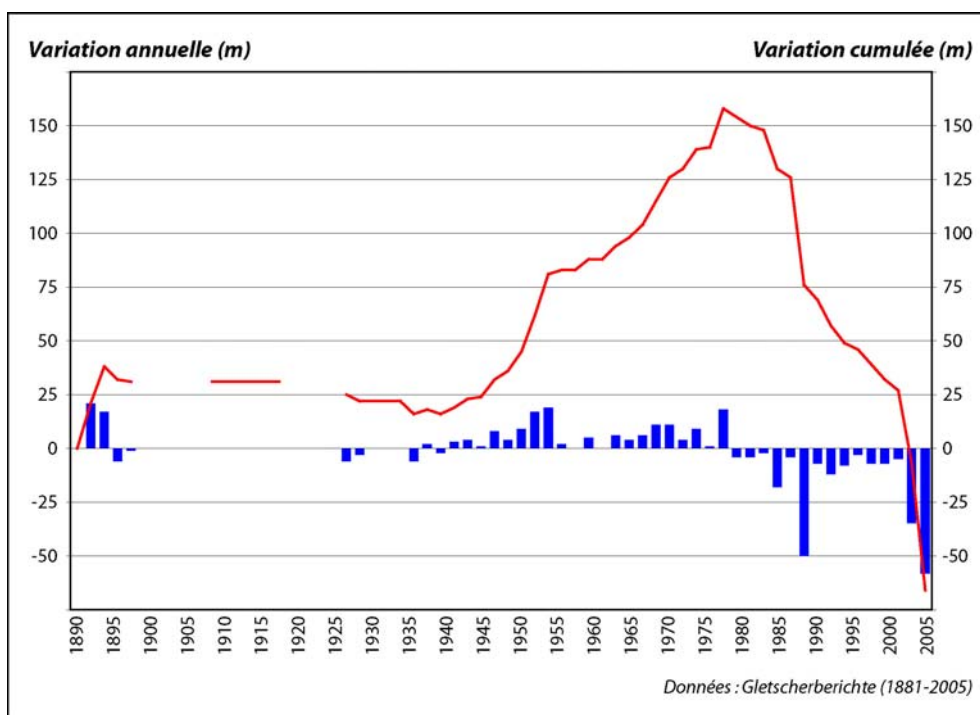


Fig. 1 – Variations de longueur du glacier du Giétro (Val de Bagnes, VS) depuis la fin du XIXe siècle.



Fig. 2 – La Pierre des Marmettes, étudiée par De Charpentier dans son « Essai sur les glaciers et sur les terrains erratiques du bassin du Rhône » de 1841.

2.4.2 Les rythmes des variations climatiques et leurs causes

Les rythmes des variations climatiques quaternaires se développent sur le long terme et sont non cycliques, étant liées en premier lieu à la tectonique des plaques. L'explication des alternances entre périodes glaciaires et interglaciaires, qui dans l'histoire de la Terre sont caractéristiques de la seule période quaternaire, a été proposée dans les années 1910 par le mathématicien serbe Milutin **Milankovich**, qui s'est intéressé à l'orbite de la Terre autour du soleil. Milankovich découvre trois cycles orbitaux principaux d'une périodicité de 20'000, 41'000 et 100'000 ans.

- Le premier cycle, qui concerne l'**excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil**, a une durée de 100'000 et 400'000 ans (fig. 1a). Lorsque l'orbite terrestre est presque circulaire, la distance entre la Terre et le soleil est la même en toute saison, ce qui affaiblit le contraste saisonnier. Lorsque l'orbite est plus elliptique, le contraste saisonnier est plus accentué.
- Le deuxième cycle concerne la **variation de l'obliquité de l'axe de la Terre** et a une périodicité de 41'000 ans (fig. 1b). Les variations de l'obliquité influencent le contraste saisonnier par déplacement des cercles polaires et des tropiques.
- Le troisième et dernier cycle de Milankovich est la **précession des équinoxes**, avec une périodicité de 19'000 et 23'000 ans (fig. 1c). Comme les deux cycles précédents, ce cycle a une influence importante sur le contraste saisonnier, qui est maximal lorsque l'excentricité de l'orbite est forte et lorsque la distance Terre-soleil est maximale pendant l'hiver boréal.

La combinaison de ces trois paramètres permet d'expliquer parfaitement les fluctuations climatiques de premier ordre (glaciaires/interglaciaires) et de seconde ordre (stades/interstades) du Quaternaire.



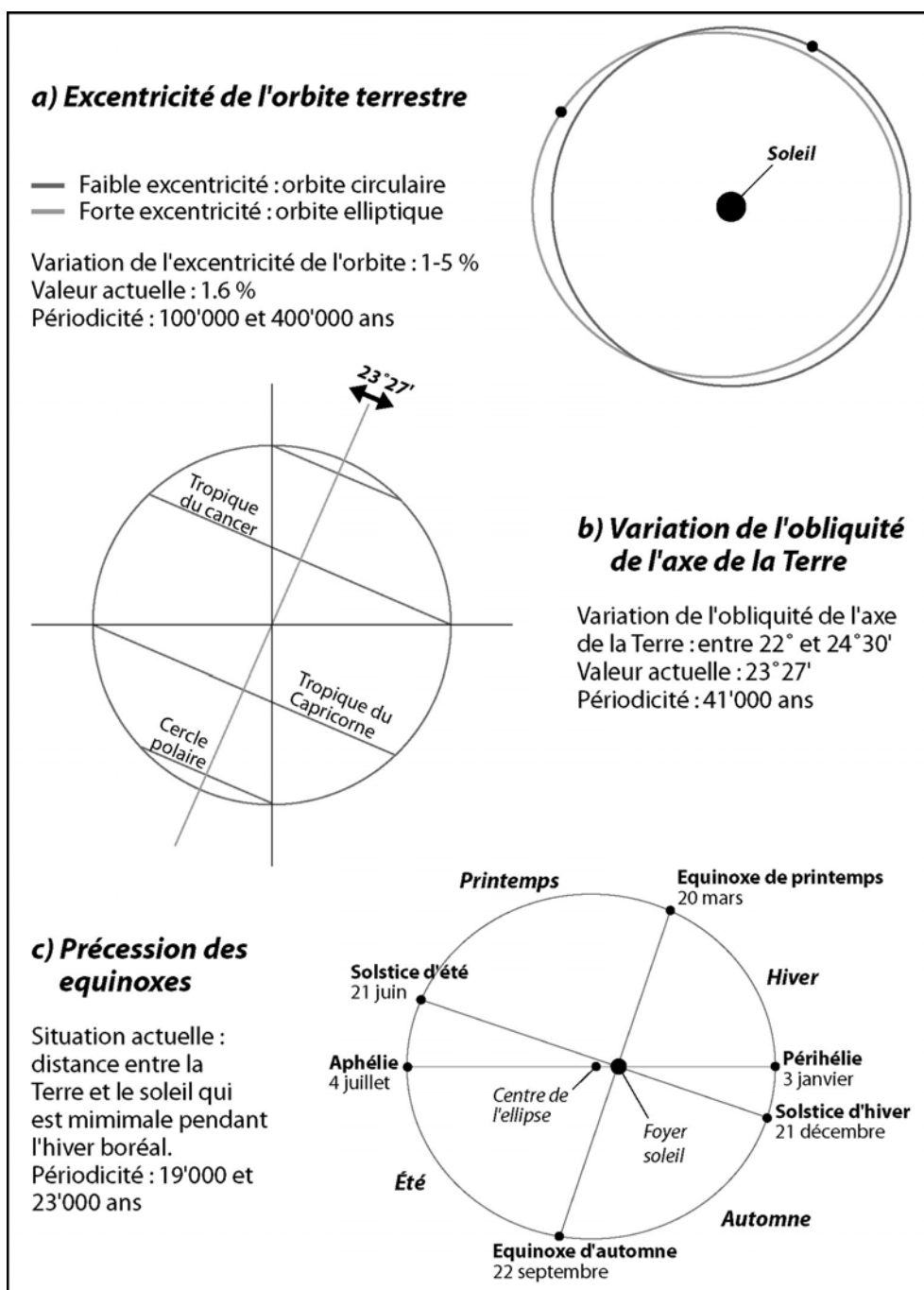


Fig. 1 – Les trois cycles orbitaux principaux de Milankovich : la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre (a), la variation de l'obliquité de l'axe de la Terre (b) et la précession des équinoxes (c).

2.4.3 Les glaciations du Précambrien au Quaternaire

La Terre n'a pas connu des glaciations qu'au Quaternaire. Mis à part le Mésozoïque, où les températures ont été supérieures à celles actuelles, le Précambrien, le Paléozoïque et le Tertiaire ont connu des périodes glaciaires (fig. 1). Le Précambrien a connu des glaciations dont les témoignages se retrouvent sous forme d'anciennes moraines solidifiées dont l'âge remonte jusqu'à 2500 millions d'années (= Ma). Une théorie récente émet l'hypothèse que la Terre ait subi au Précambrien une sorte de glaciation globale qui l'aurait transformée en une énorme boule de neige (théorie du *Snowball-Earth*), avec les océans recouverts d'une banquise de plus d'un kilomètre d'épaisseur.

Le Paléozoïque a été caractérisé par les glaciations de l'Ordovicien-Silurien (440 Ma) et du Carbonifère-Permien (300 Ma). Ces périodes froides peuvent être en partie expliquées par la tectonique des plaques. L'Afrique, qui était encore soudée à l'Australie, a séjourné pendant plusieurs millions d'années à la place de l'actuel continent Antarctique. Un continent en position polaire permet la création d'une circulation circumpolaire qui induit un fort refroidissement des eaux autour du continent, ce qui permet la création d'une calotte glaciaire. C'est ce mécanisme qui a permis la formation de la calotte glaciaire sur l'ensemble de l'Antarctique entre 15 et 10 Ma avant nos jours. Le Quaternaire, qui concerne les 2,4 derniers millions d'années, est caractérisé par toute une série de glaciations qui ont fortement modelé le paysage alpin.



■ GLACIERS

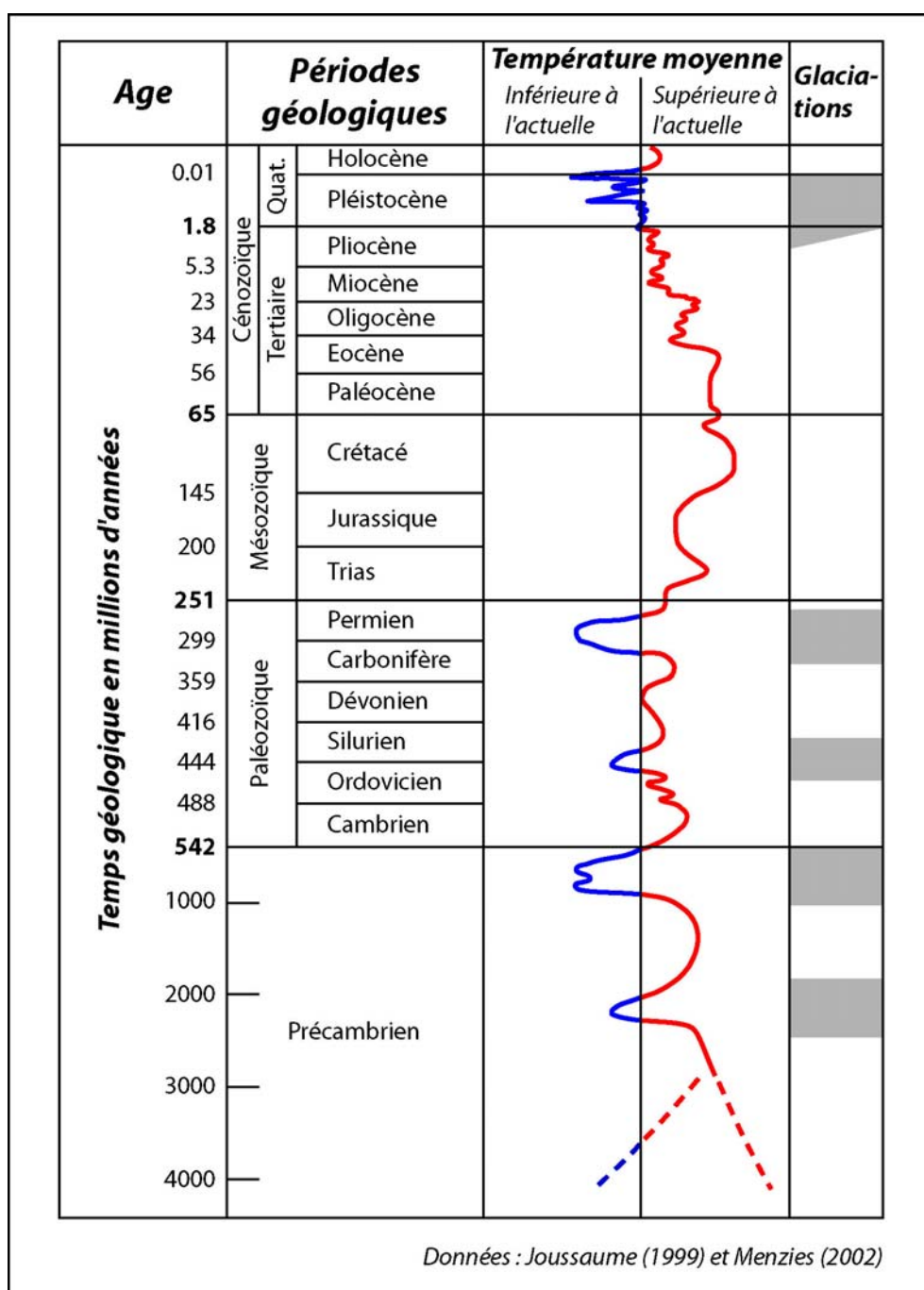


Fig. 1 – Evolution des températures et des périodes glaciaires pendant l'histoire de la Terre.



2.4.4 Le Pléistocène (de 2.4 Ma à 10'000 BP)

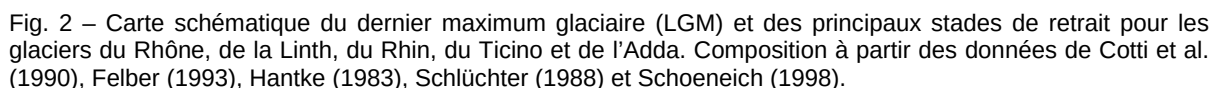
La première grande glaciation quaternaire a débuté dans l'hémisphère Nord il y a 2,4 Ma en raison d'une forte baisse de l'intensité du rayonnement solaire en été dans les hautes latitudes. Cette baisse est due aux cycles de Milankovitch. Grâce à l'analyse isotopique des foraminifères benthiques, on a réussi à déterminer au moins 20 glaciations et 20 périodes interglaciaires avec une périodicité d'environ 100'000 ans, ce qui a beaucoup complexifié le modèle des quatre grandes glaciations déterminées à l'aide des terrasses des affluents du Danube par Penck & Brückner (1909) (fig. 1). C'est pendant ces grandes avancées et retraits que la glace a peu à peu sculpté le paysage actuel, et c'est au cours de la dernière grande glaciation, **le Würm** (115'000 – 10'000 BP), que le relief a pris sa forme actuelle.

Au **dernier maximum glaciaire** (LGM-*Last Glacial Maximum*), la glace a atteint son niveau maximal dans le bassin lémanique vers 27'000 BP. A ce moment-là, la température annuelle moyenne était de 8 à 10 °C plus froide par rapport à aujourd'hui. Le glacier du Rhône, à cette époque, se divisait en deux grands lobes, l'un parcourant le plateau suisse et se terminant à Wangen an der Aare, et l'autre, en France, atteignant la région lyonnaise (fig. 2). À partir d'environ 20'000 BP, le climat a commencé à se réchauffer grâce à une augmentation de l'intensité du rayonnement solaire dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord.

Après le dernier maximum glaciaire, la déglaciation n'a pas été constante. Dans les Alpes, on distingue au moins six récurrences glaciaires de moins en moins marquées (fig. 3). De 20'000 BP jusqu'à 11'000 BP, la différence de température par rapport à aujourd'hui est passée de -8°C (début du Dryas ancien) à -1°C (fin de l'interstade Bølling-Allerød) (fig. 4). Cette période, le Tardiglaciaire, s'est terminée par un refroidissement brutal, celui du **Dryas récent** (10'000 BP), marqué par une importante récurrence des glaciers alpins qu'on retrouve dans le paysage actuel par les moraines du stade de l'Egesen (fig. 5). Il est intéressant de noter qu'avant ce refroidissement brutal (de -2 à -3°C dans les Alpes), une bonne partie des glaces quaternaires avait déjà fondu.



Fig. 1 – Chronologie des grandes glaciations quaternaires sur le versant nord des Alpes Suisses.



■ GLACIERS

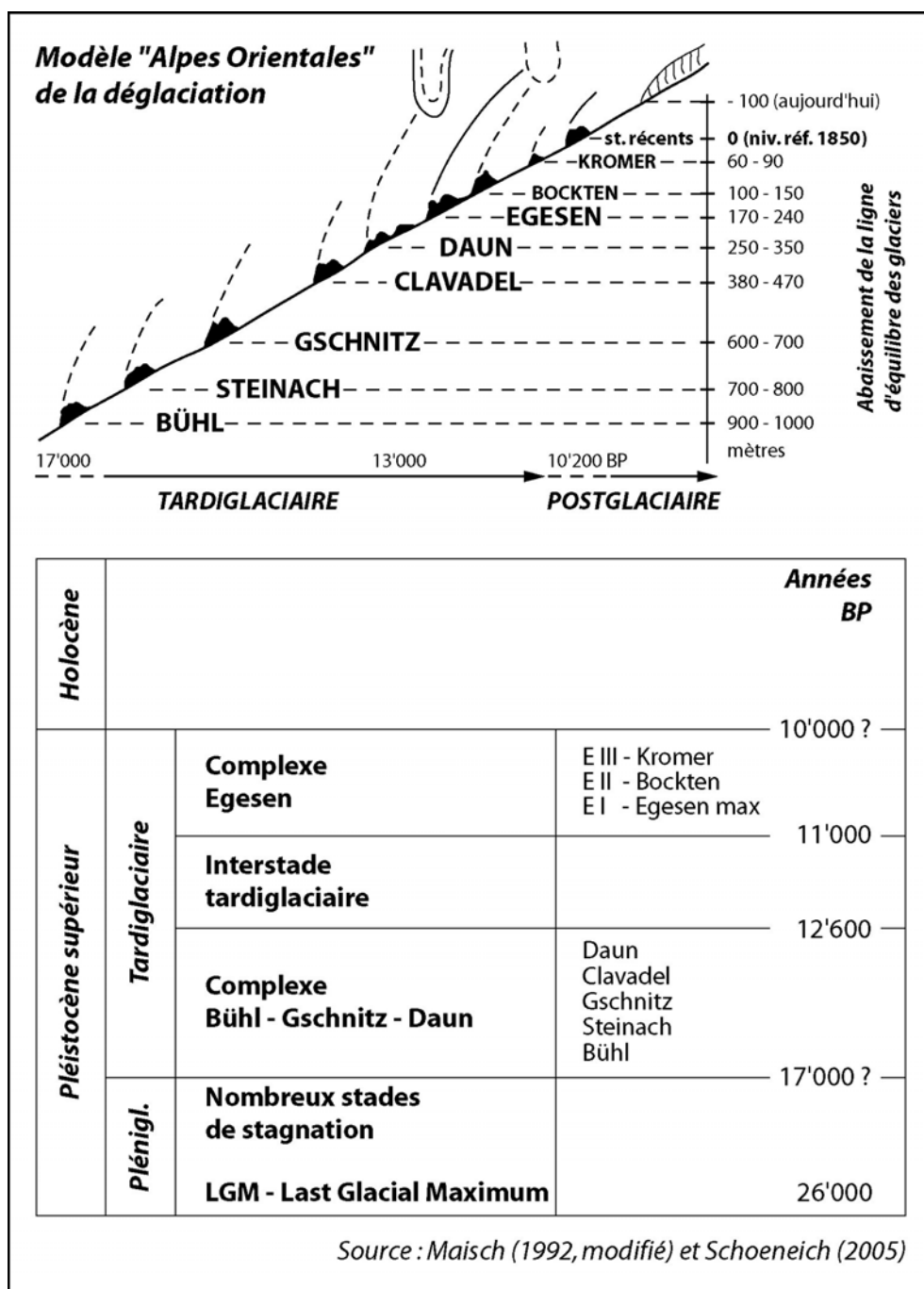


Fig. 3 – Evolution glaciaire et chronologique du Tardiglaciaire.



■ GLACIERS



Fig. 4 – Les pyramides d'Euseigne, dans le val d'Hérens (VS), sont les restes de la moraine latérale du glacier descendant le val d'Hérémence à la fin du Dryas ancien (elles sont supposées du stade du Daun).



Fig. 5 – La moraine latérale de l'Egesen du glacier de Saleinaz (Val Ferret, VS), est située à 1200 m d'altitude, ce qui permet d'illustrer l'importance de la récurrence glaciaire du Dryas récent.

2.4.5 L'Holocène (de 10'000 BP à aujourd'hui)

Comme le Tardiglaciaire, l'**Holocène** a été caractérisé par nombreuses fluctuations glaciaires. Les récurrences ont été de faible amplitude, la plus grande étant celle du **Petit Age Glaciaire** entre 1350 et 1850 après J.-C. (fig. 1). Les nombreuses fluctuations glaciaires à l'intérieur du même périmètre ont permis de construire des importants complexes morainiques par superposition ou accrétion latérale des moraines (fig. 2). Celles que l'on appelle généralement comme moraines historiques, sont donc dans beaucoup de cas des complexes morainiques qui se sont construits tout au long de l'Holocène.

Le climat de l'Holocène a été globalement assez proche de l'actuel. L'analyse de débris de bois et de tourbe au voisinage des glaciers ou dans les sandurs proches des portails glaciaires a permis de mettre en évidence 10 épisodes chauds avec fonte des glaciers (pour un total de 5'400 ans) séparés par des réavancées glaciaires (fig. 3). Ainsi, pendant plus de la moitié de ces dix mille dernières années, l'extension des glaciers alpins était plus réduite qu'actuellement. Les phases avec une extension glaciaire plus réduite qu'aujourd'hui concordent avec des moments d'activité solaire accrue. Grâce au dégagement des cols par les glaciers, ces périodes pourraient correspondre aux périodes de colonisation des vallées alpines (cf. fiche 2.5.2). Il est important de souligner qu'une extension glaciaire plus réduite par rapport à nos jours n'implique pas directement un climat plus chaud. Le temps de réajustement d'un glacier avec les conditions climatiques varie entre 30 et 50 ans ; aujourd'hui les glaciers alpins ne sont pas encore en équilibre avec les changements de température des dernières décennies.

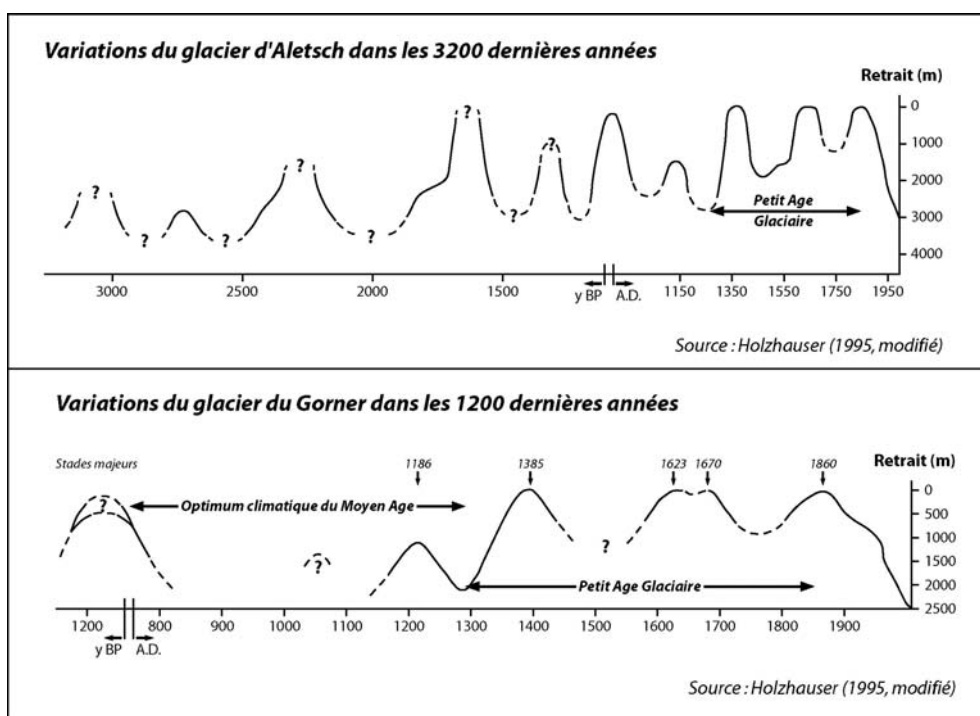


Fig. 1 – Fluctuations des glaciers d'Aletsch et du Gorner dans la dernière partie de l'Holocène.

■ GLACIERS



Fig. 2 – Complexe des moraines holocènes et historiques du glacier de Tsijore Nouve (Val d'Arolla, VS).

Episode chaud	Année cal yr BP (année calendaire avant 1950)	Période (années)
10	9900 - 9550	350
9	9000 - 8050	950
8	7700 - 7500	200
7	7350 - 6500	850
6	6150 - 6000	150
5	5700 - 5500	200
4	5200 - 3400	1800
3	2700	100
2	2300 - 1800	500
1	1450 - 1150	300
Total		5400

Fig. 3 – Périodes de l'Holocène avec fonte des glaciers. Données : Schlüchter & Jorin (2004).



2.4.6 Le Petit Age Glaciaire et le réchauffement récent du climat

Le **Petit Age Glaciaire (PAG)** (1350-1850 apr. J.-C.) a été caractérisé par la plus importante récurrence glaciaire de l'Holocène, avec trois maxima vers environ 1350, 1600 et 182/1850 (fig. 1). Le refroidissement général du climat de 0.5 °C qui a caractérisé ces cinq siècles est probablement la conséquence d'une période de faible activité des taches solaires, appelée minimum de Maunder.

La fin du Petit Age Glaciaire coïncide avec le début du contrôle et des mesures continues sur les glaciers. En 1973 a été réalisé un inventaire systématique des glaciers suisses. La découverte principale est que la surface englacée des Alpes Suisses s'était réduite de 27 % par rapport à 1850, passant de 1800 km² à 1300 km² (fig. 2). Un nouvel inventaire a été réalisé en 2000 avec des méthodes de télédétection et des systèmes d'information géographique (SIG). Par rapport à 1973, la surface englacée des Alpes Suisses est descendue à 1050 km² (fig. 3). Le retrait des glaciers après le Petit Age Glaciaire a été inhomogène. Les principales périodes avec un bilan de masse négatif correspondent aux décennies 1870-1880, 1895-1905, 1925-1950 et aux années 1990. Durant les décennies 1880-1890, 1911-1920 et 1971-1985, au contraire, les bilans de masse de la plupart des glaciers ont été positifs (fig. 4), ce qui a permis le dépôt de petites moraines situées à l'intérieur des moraines holocènes et historiques (fig. 5).

Les chiffres fournis par le nouvel inventaire montrent une importante accélération de la fonte des glaciers durant les quinze dernières années. Entre 1973 et 2000, les Alpes Suisses ont perdu 19 % de leur surface englacée, dont 1 % entre 1973 et 1985 et 18 % entre 1985 et 2000. L'analyse des données satellitaires montre que les petits glaciers ont beaucoup souffert le réchauffement du climat des dernières décennies. Leur fonte représente 44 % de la perte totale de surface englacée, alors qu'ils ne constituent que 18 % de l'ensemble des glaciers suisses (fig. 6).

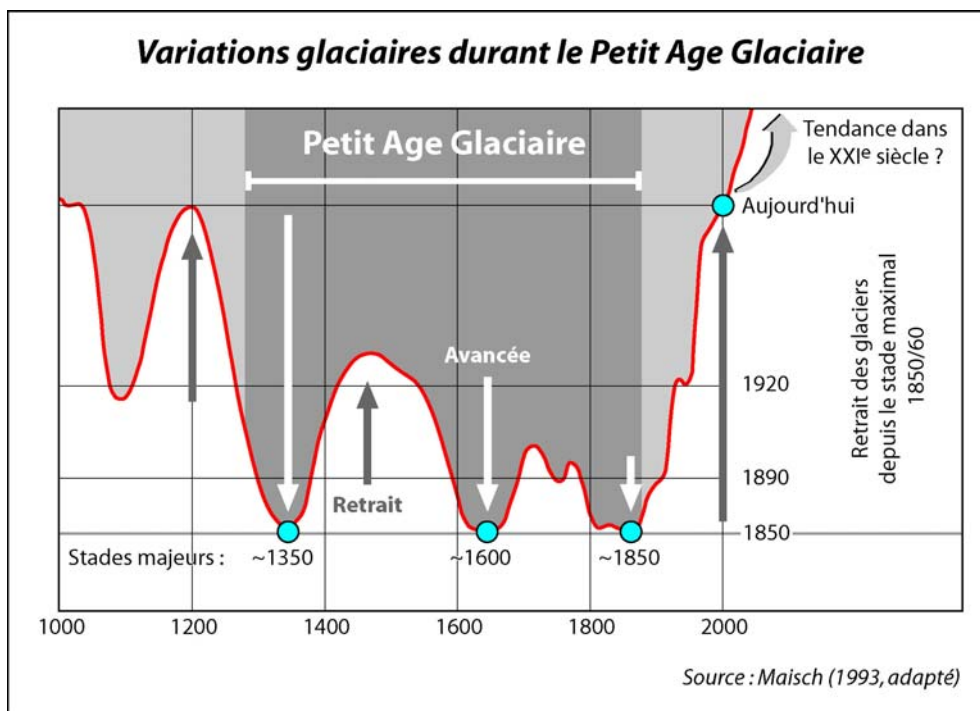


Fig. 1 – Fluctuations glaciaires dans les Alpes Suisses pendant le Petit Age Glaciaire (adapté de Maisch, 1993).

■ GLACIERS

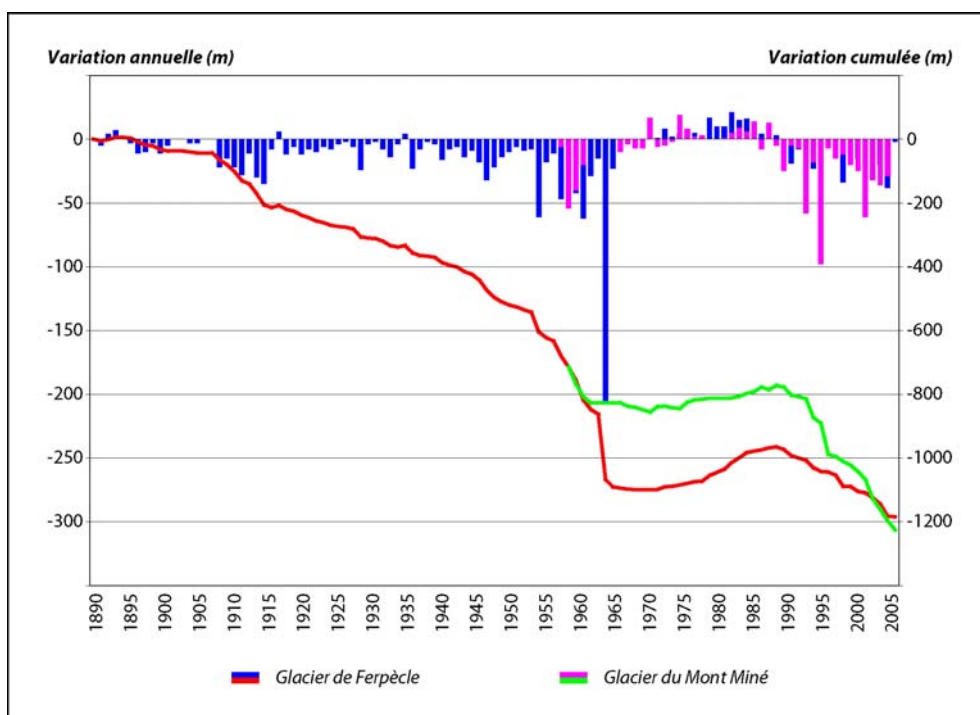


Fig. 2 – A la fin du Petit Age Glaciaire, les glaciers de Ferpècle et du Mont Miné (Val d'Hérens, VS) étaient coalescents. C'est seulement à partir de la moitié des années 1950 que le retrait de leur langue les a séparés.

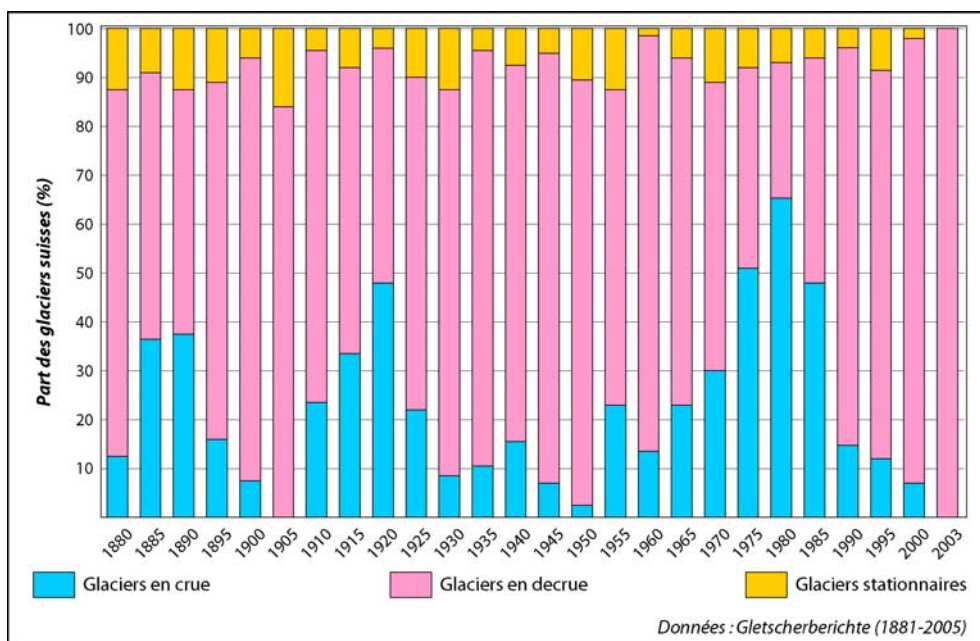


Fig. 3 – Variations de l'ensemble des glaciers suisse depuis 1880.



■ GLACIERS

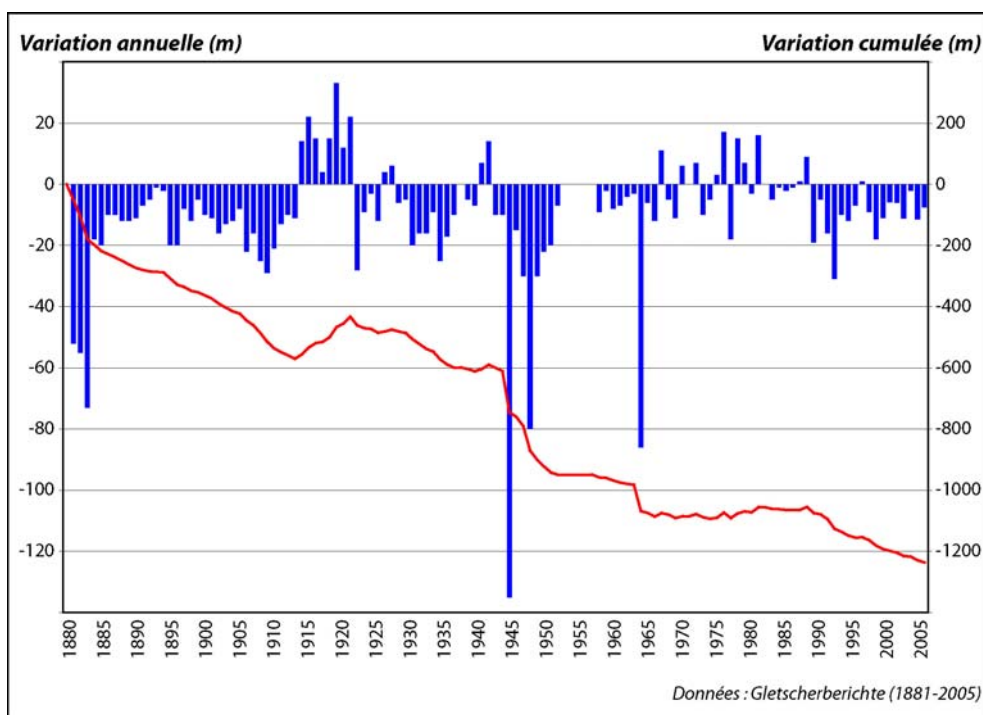


Fig. 4 – Les variations de longueur du glacier du Rhône (Col de la Furka, VS), traduisent bien l'allure générale des glaciers suisses depuis la fin du Petit Age Glaciaire.



Fig. 5 – Moraine latérale post-Petit Age Glaciaire du Bas Glacier d'Arolla (Val d'Arolla, VS) à l'intérieur du complexe des moraines holocènes et historiques.

■ GLACIERS



Fig. 6 – Les petits glaciers, comme le glacier du Grand Plan Névé (Alpes Vaudoises), ont beaucoup souffert le réchauffement climatique des dernières années.

2.4.7 Glaciers et réchauffement climatique : projections futures

Pour ce qui concerne le futur proche, on prévoit que les glaciers suisses continueront à diminuer à cause de l'augmentation des températures globales. En effet, selon les données du GIEC (Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat, IPCC en anglais), on estime que d'ici 2100, les températures annuelles moyennes, selon les scénarios envisagés, pourraient augmenter jusqu'à 4,8°C (cf. fiche 2.6.4). Même s'elle est peu probable, une élévation des températures de près de 5°C influencerait la remontée de la ligne d'équilibre des glaciers d'environ 800 mètres, ce qui entraînerait une disparition graduelle des glaciers suisses (fig. 1).

Le temps de réponse des glaciers face au réchauffement climatique est très variable selon leur taille et leur situation géographique. Les grands glaciers, comme le glacier d'Aletsch, nécessitent plusieurs décennies afin de réajuster leur ligne d'équilibre aux conditions climatiques changeantes, alors que pour les petits glaciers de cirque, comme le glacier du Grand Plan Névé, s'adaptent dans l'espace de quelques années seulement. Ces différences s'expriment également dans les variations de volume (fig. 2). Les grands glaciers (longueur supérieure à 10 km), en raison de leur taille, n'ont perdu qu'en moyenne entre 15 à 20 % de leur longueur dans la période 1850-2000. Les petits glaciers de cirque (longueur inférieure à 1 km), ont au contraire, pendant la même période, perdu en moyenne de 40 à 70 % de leur longueur. La tendance est donc une disparition des glaciers plus petits et une évolution des glaciers les plus grands vers des tailles plus réduites, ce qui diminuera leur inertie face aux changements climatiques et augmentera la vitesse de leur fonte (fig. 3 & 4).

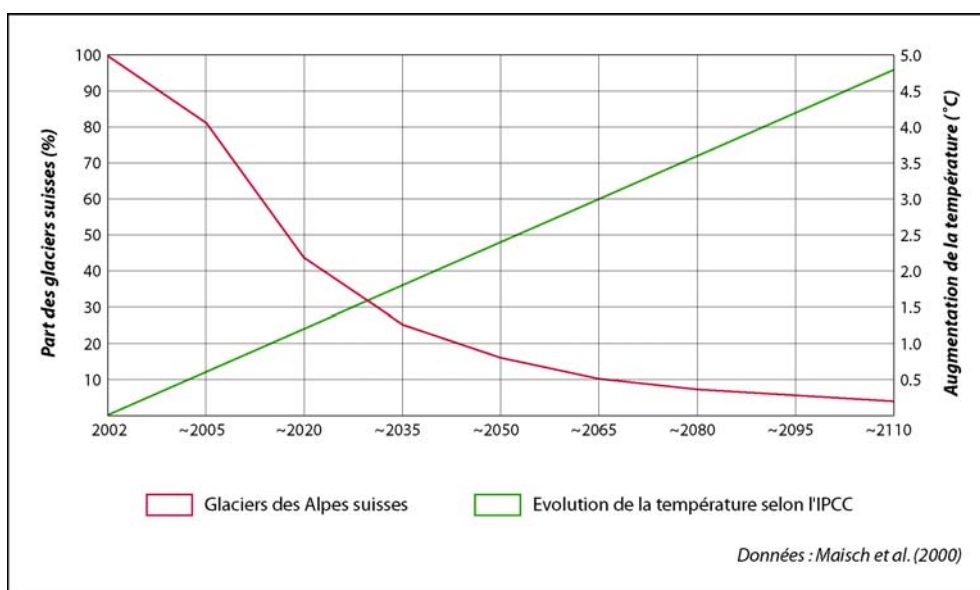


Fig. 1 – Evolution future pour les glaciers des Alpes suisses sur la base des perspectives d'augmentation de la température du GIEC.

■ GLACIERS

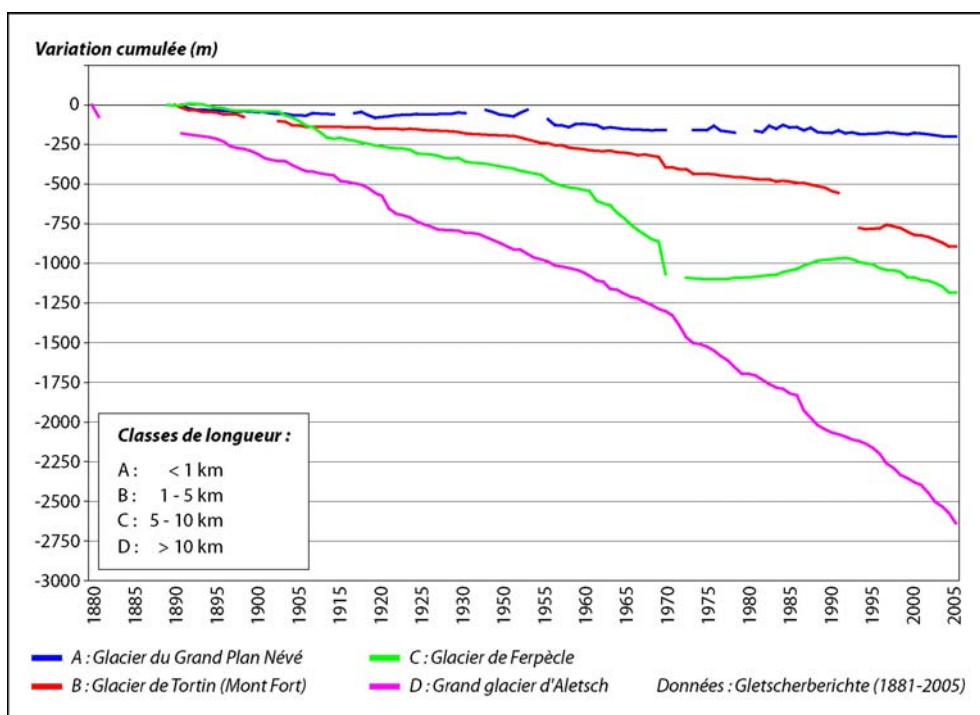


Fig. 2 – Comparaison du retrait de quatre glaciers alpins de taille différente depuis la fin du 19^{ème} siècle.

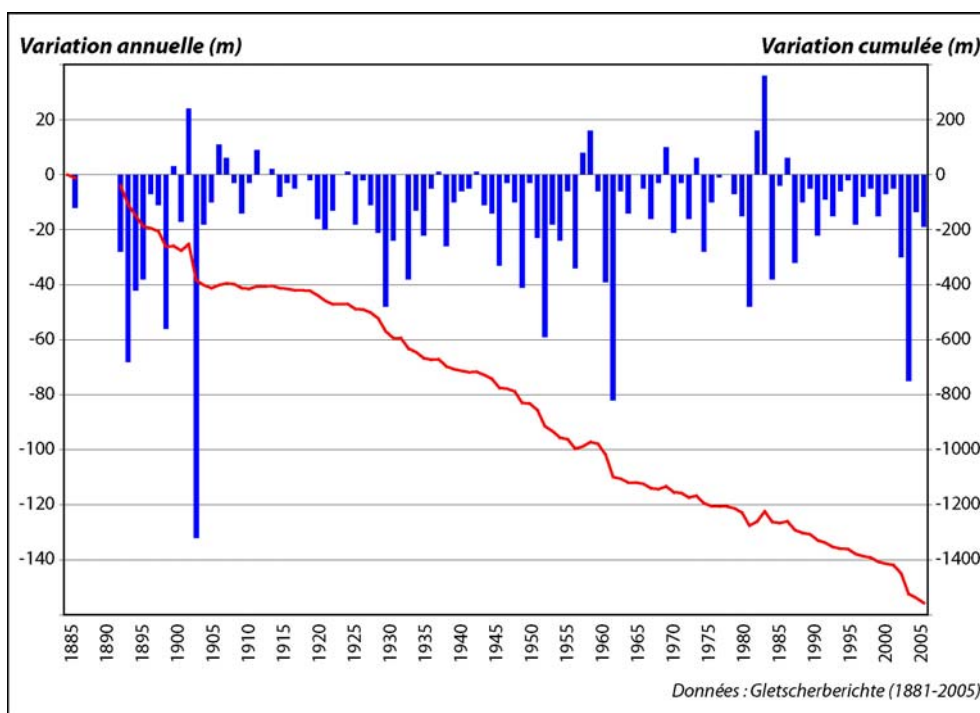


Fig. 3 – Variations de longueur du glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS) depuis la fin du 19^{ème} siècle.

■ GLACIERS

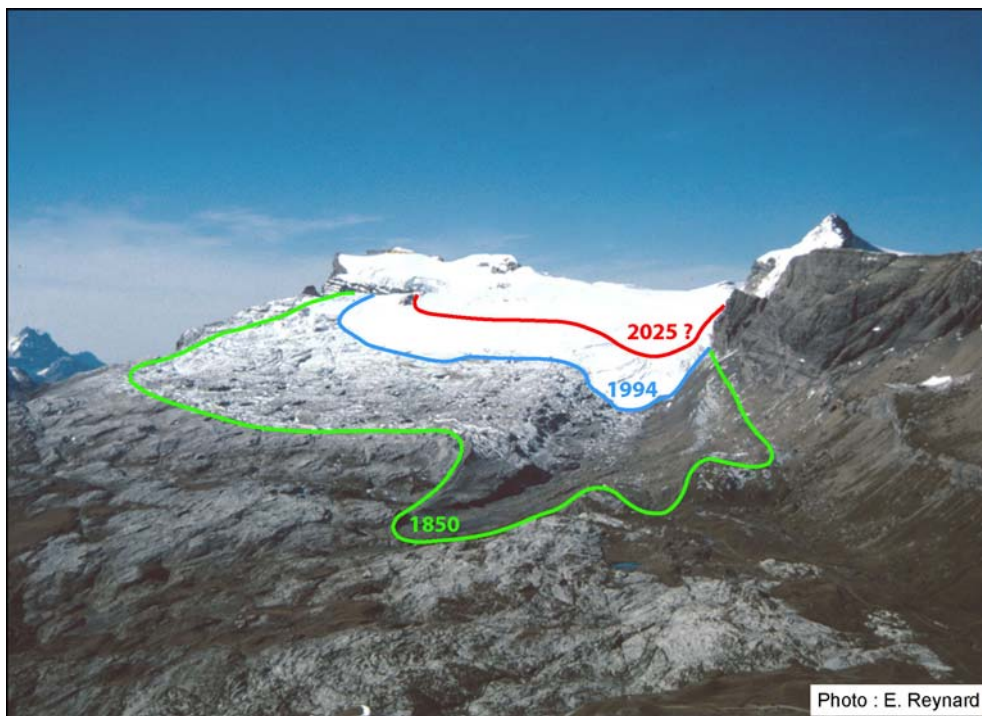


Fig. 4 – Scénario de retrait pour une élévation de la ligne d'équilibre de 100 m pour le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS). La photo a été prise en octobre 1994. Le scénario de retrait a été établi sur la base des données de Maisch et al. (2000).

2.5.1 Glaciers et légendes alpines

Les relations entre les hommes et les glaciers ont toujours été ambiguës. Aujourd'hui ils constituent l'un des emblèmes de l'environnement alpin, notamment en termes d'exploitation touristique. Mais les rapports avec les glaciers ont longtemps été marqués par la méfiance. Le milieu du Moyen Age (1000-1350 ap. J.-C.) est caractérisé par un optimum climatique, les glaciers occupant une position similaire à l'actuelle. Le glacier était alors une importante source d'eau pour l'irrigation.

La péjoration climatique du Petit Age Glaciaire (1350-1850 ap. J.-C.) provoque une récurrence importante des glaciers alpins. Des pâturages et des alpages sont envahis par la glace et certaines prises d'eau de canaux d'irrigation sont détruites. Certains glaciers donnent naissance à des avalanches de glace ou à des débâcles glaciaires. Ceci contribue à donner aux glaciers un aspect diabolique, que les populations alpines considèrent comme une punition divine. Les nombreuses légendes liées aux glaciers, à partir de la fin du Moyen Age, témoignent de ce changement, à la fois climatique et dans la mentalité des populations vivant à proximité des glaciers.

La légende de la Vache blanche est particulièrement intéressante (fig. 1). Elle se retrouve dans les différentes régions de montagne indo-européennes, du Tibet aux Pyrénées, par exemple dans le Lötschental, en Valais. La vache blanche représente la réalité ambiguë du glacier, à la fois pourvoyeur d'eau et envahisseur d'alpages, source de vie et semeur de mort. Dans la tradition chrétienne, les catastrophes naturelles sont synonymes de punition divine. Le glacier devient donc une « machine à purifier », une sorte d'allégorie du purgatoire (fig. 2). Les paysages de haute montagne changent radicalement avec la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire. Le souvenir du paradis perdu se retrouve donc dans les légendes alpines et dans certains noms de lieu. Par exemple, le toponyme *Tsanfleuron*, qui donne le nom au glacier situé à l'ouest du Col du Sanetsch, entre le Valais et le canton de Berne, signifie « champ fleuri ». Un autre exemple est constitué par le toponyme *Präfleuri* (pré fleuri), qui donne le nom à un glacier du Val d'Hérens (VS). La perte du paradis perdu mobilise des êtres supranaturels, comme le Dieu punisseur, le diable ou les sorcières (fig. 3).

La légende de la Vache blanche (Lötschental)

Jadis, cette belle vallée était si chaude que les gens s'y plaignaient amèrement d'une sécheresse qui grillait les alpages. Un "étranger" (le diable ?) entendit ces plaintes et donna un conseil qui par la suite se révéla gros de conséquences...

- Faites rassembler à la Lötschenlücke (une étroiture) par une jeune vierge sept morceaux de glace provenant de sept glaciers différents. Vous ne manquerez plus d'eau, ni pour boire, ni pour arroser les terres. Mais quand la Vache blanche descendra, ne l'attendez pas et fuyez ! -

On comprit plus tard, trop tard, ce qu'il voulait dire, car, hélas ! les blocs rassemblés ne fondirent jamais, donnèrent naissance à un vrai glacier qui s'allongea d'année en année et commença d'avaloir les alpages. C'était la fameuse "Vache blanche", actuellement le Langgletscher.

Samivel (2005, p. 243-244)

Fig. 1 – La légende de la Vache blanche.



Le glacier "machine à purifier"

Le glacier est d'une nature si chaste qu'il ne souffre rien d'impur dans son sein, mais il rejette tout ce qui lui est étranger... Quoi de surprenant que, dans l'imagination des populations simples et pieuses de notre Valais, cette merveilleuse mer de glace (le glacier d'Aletsch) ait été destiné à servir de séjour aux âmes qui ont encore besoin d'être purifiées.

Bouvier (1931), in Samivel (2005, p. 136)

- Si vous pouviez voir ce que je vois, dit un religieux à ses élèves qui voudraient s'aventurer sur ce même glacier d'Aletsch, vous n'oseriez pas faire un pas en avant. - Les jeunes gens écarquillent les yeux et manifestent leur scepticisme. Alors le maître dit à l'un d'eux : - Place-toi derrière moi, pose ton pied droit sur mon propre pied, et regarde par-dessus mon épaule... - Mais aussitôt le jeune homme recula d'effroi. La crevasse azurée était remplie de tant de têtes que l'on n'aurait pu y découvrir le moindre vide.

Mario (1893, p. 42)

Fig. 2 – Le glacier "machine à purifier".

Légende paysanne du Val Blenio (Tessin)

Una volta vi era una strega assai famosa che salì alla Greina con un suo marmocchio di 4-5 anni, ed aveva con se un sacco di miglio. Giunti sull'alpe, mentre chiedeva un poco di latte per ristorarsi, i pastori, che erano dei malvagi, gettarono nel grosso caldaio ove bolliva il siero per la ricotta, il ragazzetto, naturalmente uccidendolo. Allora la megera uscì irata dalla cascina e preso il sacco di miglio, a piene mani lo gettò nella direzione dei quattro punti cardinali facendo il rituale spergiuoro:

- Sia che, per tanti anni quanti sono i granelli di miglio, quassù non nasca più un solo filo d'erba... -

Orbene, (...), ove una volta era tutto prato fiorito, con l'erba che giungeva fino al ventre delle vacche pascolanti, ora non si vede che una maledizione di sassi e ghiaccio.

Taddei (1937, p. 40)

Fig. 3 – Légende paysanne du Val Blenio (TI).

2.5.2 Glaciers et archéologie : mise en évidence des lieux de passage pour la colonisation des vallées alpines

La colonisation des grandes vallées alpines comme le Valais s'est faite à partir de la fin de la dernière grande glaciation, il y a environ 10'000 ans. A partir de 15'000 ans avant nos jours, le réseau glaciaire valaisan était déjà largement démantelé, mais la plaine du Rhône n'était probablement pas habitable jusqu'à l'Holocène à cause de l'intensité des phénomènes torrentiels. Les premières traces de civilisation humaine en Valais sont attribuées par les archéologues au Préboréal (abri de Vionnaz, datant d'environ 7'500 à 8'500 av. J.-C) (fig. 1). Les abris de haute altitude, comme l'abri-sous-roche découvert au-dessus de Zermatt à 2600 m d'altitude, ont permis de découvrir que la colonisation de la vallée du Rhône ne s'est pas faite seulement **par le bassin lémanique**, mais également **par les cols**. Les plus célèbres sont le col d'Hérens, entre le Val d'Hérens et le Mattertal, le col du Théodule, menant de Zermatt à Cervinia, le Col Collon, permettant de relier le Val d'Hérens au Val d'Aoste, et la Fenêtre-de-Durand, qui reliait le haut Val de Bagnes à la Valpelline (Val d'Aoste). La praticabilité des cols à l'Holocène était liée à l'état de retrait des différents glaciers, qui en déterminaient la praticabilité.

Le mois de septembre 1991 a vu une importante découverte en ce sens : pendant une excursion dans la région du Similaun, au Tyrol du Sud (Italie), deux touristes allemands découvrent le corps momifié d'un homme à moitié emprisonné dans la glace à côté du Hauslebjoch, à une altitude supérieure à 3200 m. On découvrira par la suite que l'homme avait vécu à la fin du Néolithique, pendant l'âge du bronze. Des datations effectuées au carbone 14 par accélération de masse attribuent à la momie un âge de 4546 ± 15 BP (fig. 2), qui s'inscrit dans l'épisode chaud 4, le plus long de l'Holocène (cf. fiche 2.4.5) : à cette époque-là, le col du Hauslebjoch devait donc être praticable.

Une autre découverte importante a été effectuée en Suisse pendant l'automne 2003. Le retrait d'un champ de glace anonyme situé à 2800 m entre le glacier du Wildhorn et le Schnidejoch (col reliant le Valais et l'Oberland bernois) a livré des nombreux objets d'époque préhistorique et protohistorique. Les datations effectuées sur les restes organiques conservés par la glace et la neige ont permis de mettre en évidence les époques dans lesquelles les hommes pouvaient franchir le col : le néolithique et l'âge du bronze (principalement entre le 3^e millénaire avant J.-C. et 1750 avant J.-C.), l'époque romaine (de 15 avant J.-C. à 400 après J.-C.) et le bas Moyen-Âge (principalement entre le XI^e et le XV^e siècle).

Ces exemples nous montrent comment l'étude glaciologique des paléogéographies et l'archéologie permettent de mettre en évidence les lieux par lesquels s'est faite la colonisation des vallées alpines.





Fig. 1 – La Pierre du Meurtier, un bloc éboulé dans le Bois de Finges (VS), constituait un abri-sous-roche qui est en train d'être fouillé par les archéologues, comme le témoigne le chantier.

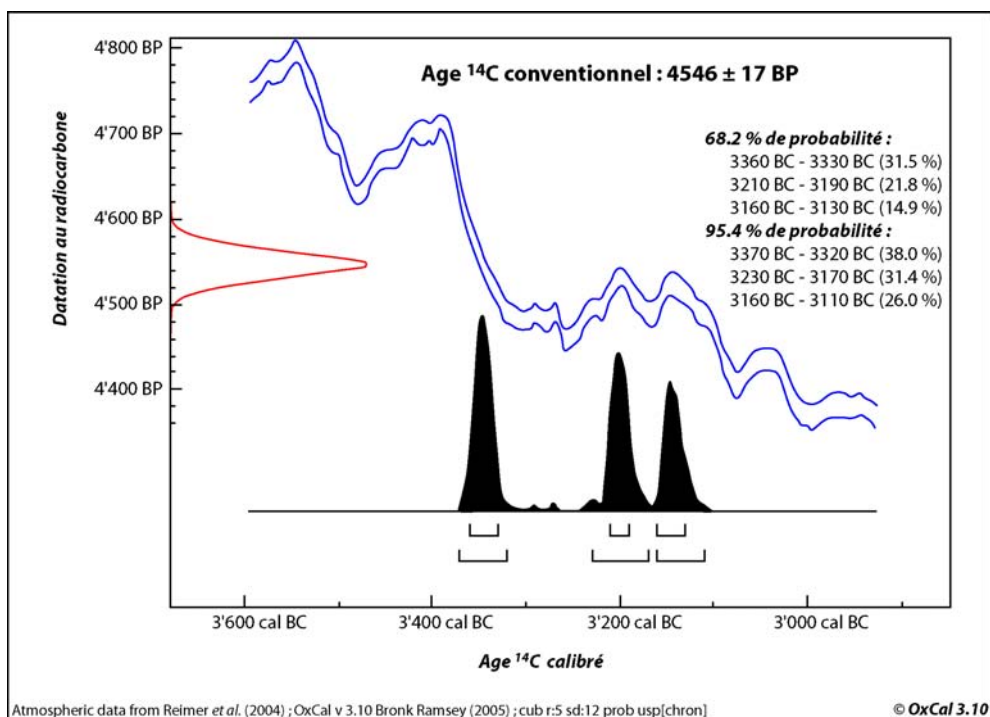


Fig. 2 – Courbe de calibration de la datation effectuée au carbone 14 de la momie retrouvée dans la région du Similaun (Tyrol du Sud, Italie) en septembre 1991.

2.5.3 Glaciers et économie : des réservoirs d'eau pour l'hydroélectricité

Les glaciers sont aujourd'hui la source principale d'eau pour la production d'énergie hydroélectrique (fig. 1). **30.7 % de l'électricité produite en Suisse est dépendante des glaciers**, en particulier des glaciers valaisans. Les grands complexes de la Grande Dixence ou de Mauvoisin, pour en donner un exemple, captent en effet leurs eaux aux fronts des grands glaciers des Alpes Pennines. Ce lien est encore plus évident dans les périodes de fonte des glaciers. Pendant l'été caniculaire 2003, par exemple, le niveau d'eau des grands barrages comme le lac d'Emosson, de Mauvoisin, des Dix, de Moiry ou de Mattmark était particulièrement élevé, alors que pour les barrages qui n'étaient pas alimentés par des glaciers, la situation était critique (fig. 2).

La plupart des installations hydroélectriques à pris naissance pendant la période entre la fin des années 1950 et le début des années 1970 (fig. 3 & 4), une période qui a été caractérisée par un état relativement stationnaire des glaciers suisses (cf. fiche 2.4.6). A cette époque, la demande d'énergie n'était pas aussi élevée qu'aujourd'hui, ce qui a permis le développement industriel du pays. A court terme, la production d'électricité d'origine hydraulique ne devrait pas avoir de problèmes. La décrue généralisée des glaciers suisses garantit en effet un approvisionnement en eau plus que suffisant. Un barrage comme celui de Mauvoisin, par exemple, draine un bassin versant de 113'000 km², dont le 44 % est occupé par les glaciers du Giétro, d'Otemma, du Brenay et du Mont Durand (au total environ 50'000 km², selon l'inventaire de 1973, sans compter les glaciers de la Tsessette et de la Ruinette) (fig. 5). Suite à la fonte et à la disparition des glaciers plus petits, des problèmes d'approvisionnement en eau à long terme pourraient se présenter dans des régions qui ne bénéficient pas d'une surface glaciaire importante, comme le Tessin.



Fig. 1 – Le barrage de Gries avec, à l'arrière plan, le glacier homonyme (Col du Nufenen, VS). Ce barrage, bien que situé en territoire valaisan, alimente les usines de l'Ofima (Officine Idroelettriche della Maggia) au Tessin.

■ GLACIERS

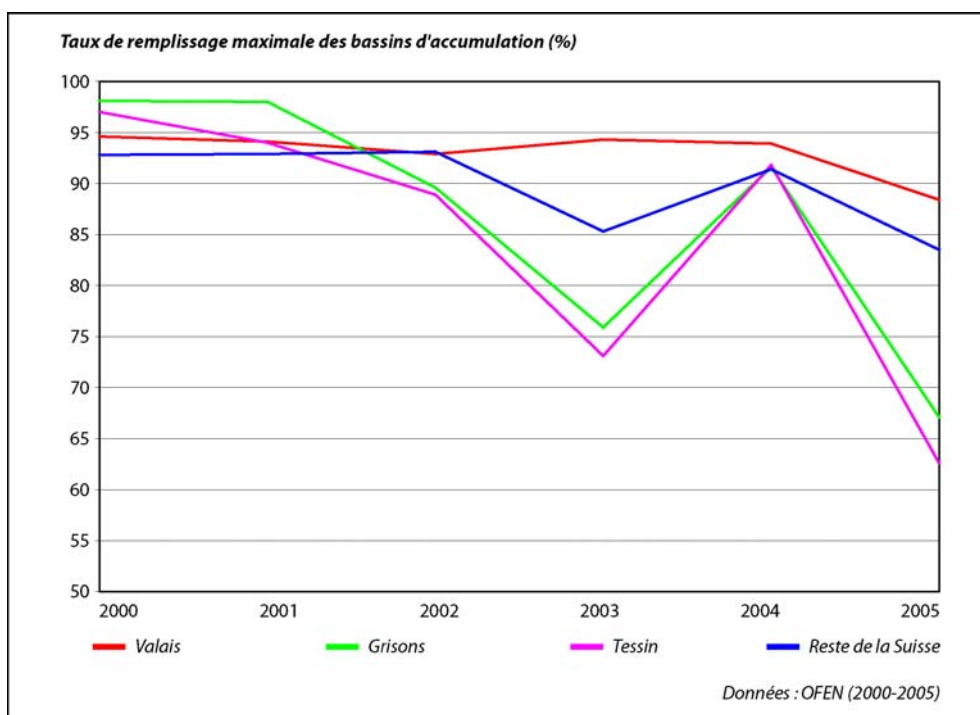


Fig. 2 – Taux de remplissage maximal des bassins d'accumulation pour la production d'énergie hydroélectrique pour les cantons du Valais, des Grisons, du Tessin et pour le reste de la Suisse.



Fig. 3 – Le barrage d'Emosson, dans la vallée du Trient (VS).

■ GLACIERS



Fig. 4 – Le barrage de Moiry, dans le Val de Moiry (VS).

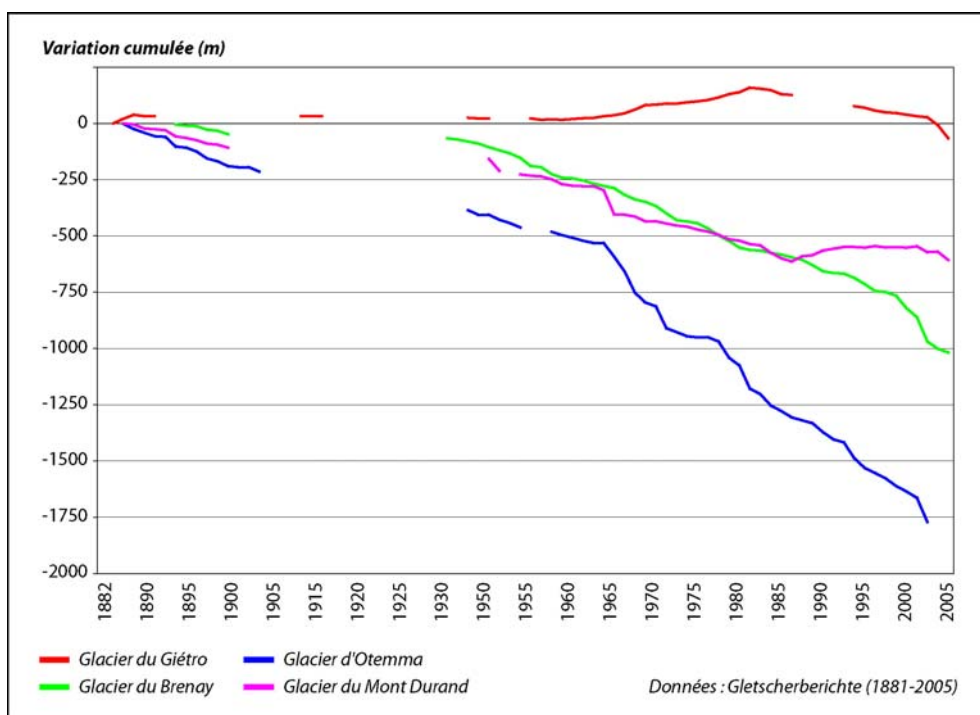


Fig. 5 – Variations de longueur des principaux glaciers alimentant le barrage de Mauvoisin (Val de Bagnes, VS).

2.5.4 Glaciers et tourisme : les protagonistes des paysages « alpins »

Que ce soit pour le tourisme doux, pour le ski d'été ou comme emblème des paysages alpins, les glaciers sont une des ressources principales pour le tourisme en Suisse. Ils attirent les touristes depuis le XVIII^e siècle et ils ont vu à leur proximité l'ouverture des premiers hôtels de la Suisse. Ce n'est pas un hasard si les cantons des Grisons et du Valais sont les régions touristiques les plus fréquentées du pays, avec plus de 2 millions de nuitées chacun durant le premier semestre de l'année 2006, suivies par la région zurichoise et l'Oberland Bernois. Les glaciers sont l'attractivité principale de beaucoup de stations touristiques. Pour donner quelques chiffres, à Zermatt chaque année 560'000 personnes atteignent le Matterhorn Glacier Paradise, à 3'883 mètres d'altitude (fig. 1), alors que le Jungfraujoch, point culminant de la région UNESCO Jungfrau-Aletsch-Bietschorn, est visité pendant l'été par plus de 100'000 personnes par mois (fig. 2). L'importance économique des glaciers est également liée aux sports d'hiver. En effet, ils permettent de faire face à des conditions d'enneigement médiocre et de prolonger la saison du ski parfois jusqu'en plein été. Pour en donner un exemple, à la fin du XX^e siècle, les installations de ski sur les glaciers de Saas Fee, du Petit-Cervin (Zermatt), de la Plaine Morte (Rätzigletscher), de Tortin (Mont-Fort) et de Tsanfleuron (Diablerets) ont permis la pratique du ski à plusieurs milliers de sportifs (fig. 3). Dans les dernières années, suite au retrait généralisé des glaciers, les stations de la Plaine Morte, de Tortin (fig. 4) et de Tsanfleuron ont dû cesser leur activité estivale (fig. 5).

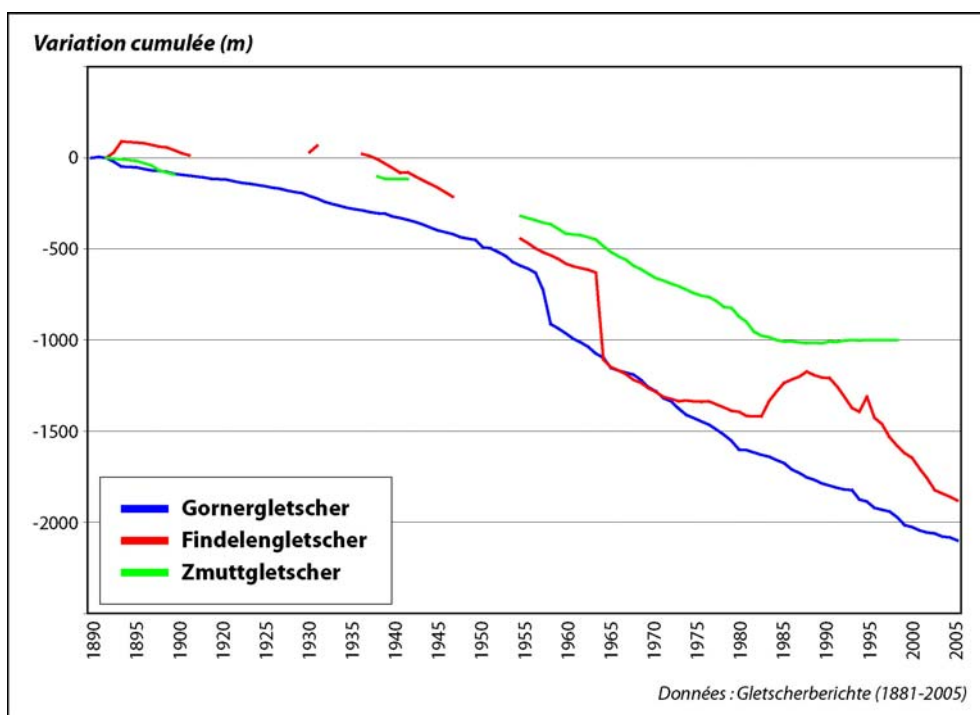


Fig. 1 – Variations de longueur des principaux glaciers de la région de Zermatt (Mattertal, VS).

■ GLACIERS



Fig. 2 – La partie finale du grand glacier d'Aletsch (VS) au début des années 1990. Notez la diminution d'épaisseur de glace depuis la fin du Petit Age Glaciaire marquée par la bande grisâtre en bas des versants.



Fig. 3 – Installations pour la pratique du ski sur le glacier de Tsanfleuron (Col du Sanetsch, VS).

■ GLACIERS



Photo : C. Lambiel

Fig. 4 – Stations du téléphérique du Mont Fort (domaine skiable de Verbier) sur la moraine latérale gauche du glacier de Tortin, au Col des Gentianes (Val de Bagnes, Val de Nendaz, VS).

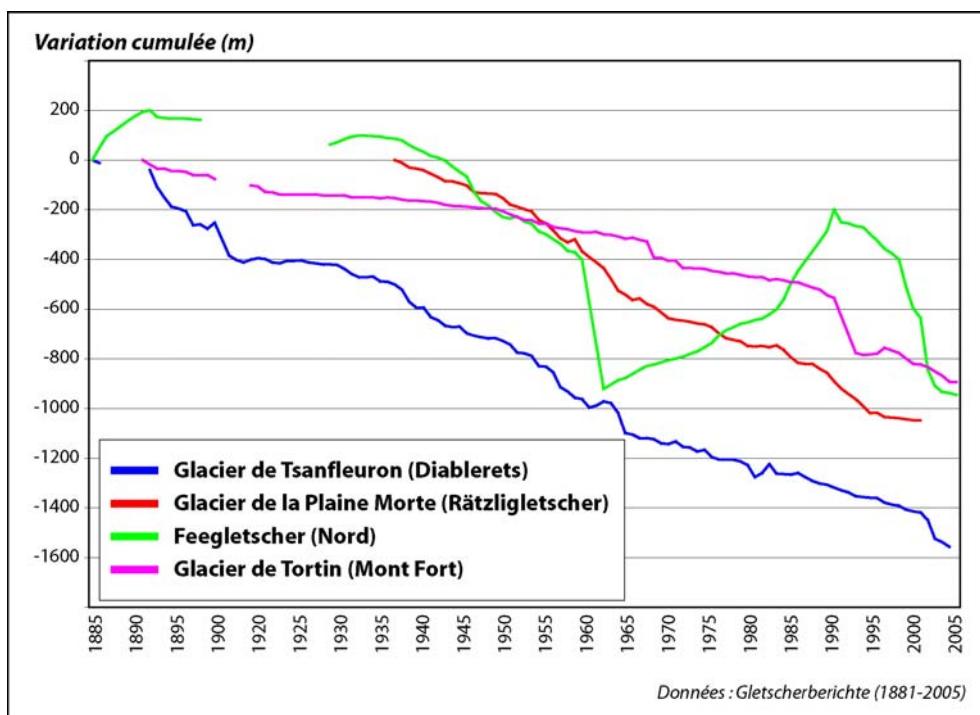


Fig. 5 – Variations de longueur de certains glaciers sur lesquels on pratique (glacier de Saas Fee) ou on pratiquait le ski d'été (glaciers de Tortin, de la Plaine Morte et de Tsanfleuron).

2.5.5 Exploitation de la glace des glaciers

La glace des glaciers a été longtemps exploitée comme matière première. Avant l'invention du frigo, la glace naturelle, la neige et l'utilisation de sites frais (grottes), étaient les seuls moyens de conserver au frais des aliments. Après l'arrivée des chemins de fer, l'industrie de la glace s'est développée pour approvisionner une bonne partie de l'Europe. Ces années correspondent à la fin du Petit Age Glaciaire, quand la matière première était accessible. Cette exploitation était particulièrement développée au glacier du Trient (fig. 1). Vers la fin des années 1880, partaient chaque jour du Col de la Forclaz 10 à 15 gros chariots transportant par la route jusqu'à Martigny entre 20'000 à 30'000 kilos de gros blocs de glace. Un train par semaine rejoignait les grandes villes françaises de Paris, Lyon et Marseille. L'invention de machines pour la production artificielle de la glace provoquera en 1893 la faillite de cette activité industrielle sur le glacier du Trient (fig. 2). Cette activité a résisté plus longtemps au Tessin. Les villes de Milan et Turin ont été approvisionnées en glace jusqu'à la fin des années 1910 par la société anonyme « La Cristallina ». Cette société, créée à Biasca le 11 juillet 1897, exploitait la glace du glacier le plus méridional du Tessin, le Ghiacciaio di Basso, dans le Val Pontirone. A la fin de la première guerre mondiale, la reprise industrielle a permis le développement de la production de frigos et de machines pour la fabrication de la glace, provoquant la fin de l'exploitation de la glace naturelle.

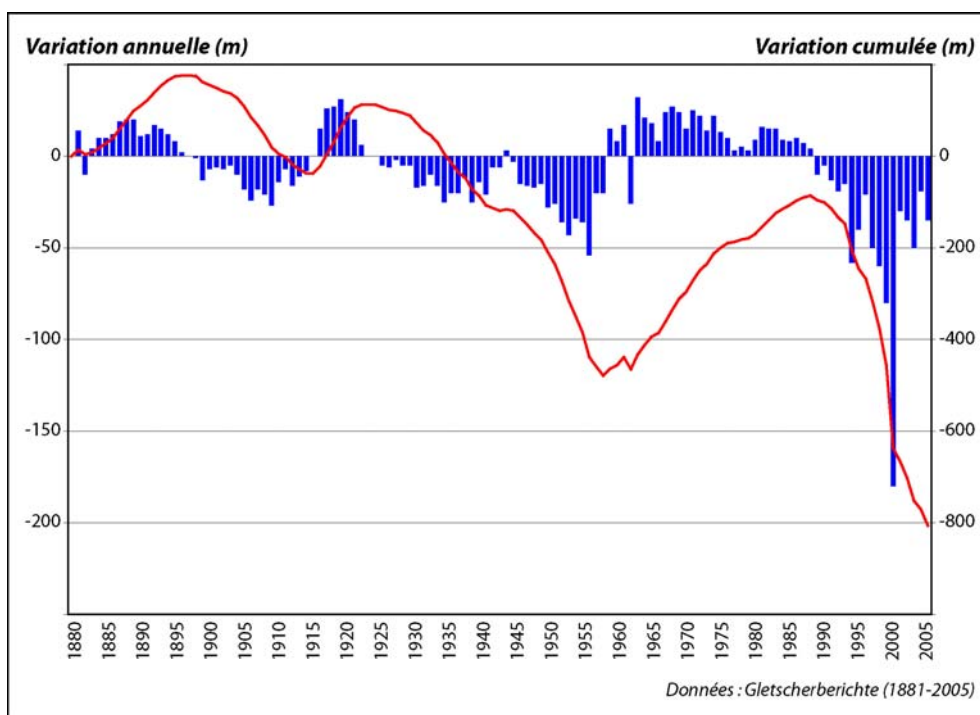


Fig. 1 – Variations de longueur du glacier de Trient (Vallée du Trient, VS).

■ GLACIERS



Fig. 2 – La partie frontale du glacier de Trient en 1996.

2.6.1 Les crues glaciaires

Les **crues glaciaires** (*surge*) sont déterminées par une forte variation de la dynamique entre des périodes de faible activité et des périodes de crise durant lesquelles le glacier avance à grande vitesse. Des mesures effectuées au Variegated Glacier (Alaska) montrent des vitesses passant de moins de 1 m par jour pendant la période de « repos » à plus de 50 m par jour durant la crue. Le glacier peut ainsi avancer de plusieurs kilomètres en quelques mois. Il s'ensuit un affaissement dans la zone d'accumulation et un transfert chaotique de glace dans la partie basse du glacier, qui prend un aspect complètement disloqué. La marge proglaciaire est fortement modifiée par cette avancée subite. Ce type de glaciers est visible en Alaska, au Spitzberg ou en Himalaya par exemple (fig. 1). Dans les Alpes, ils sont peu fréquents. Le glacier du Belvedere (flanc sud du Mont-Rose) a eu une crue catastrophique entre 2001 et 2002 (fig. 2). Un autre exemple se rapprochant d'une crue est l'avancée rapide (84 m en une année) du glacier de Findelen en 1980 (fig. 3), ou les 4 cm/h de l'Oberer Grindelwaldgletscher (fig. 4).

Les raisons de ces crues ne sont pas claires. Il ne s'agit pas d'une cause purement climatique, des glaciers avec et sans crues catastrophiques pouvant se côtoyer dans une même région climatique. « *Il est probable que la phase de crue se déclenche lorsque la fonte augmente la pression dans un réseau hydraulique bouché par l'hiver et favorise le glissement. La crue se termine par un relâchement de l'eau lorsque le réseau s'est reformé* » (Zryd 2001 : 109).



Photo : E. Reynard

Fig. 1 – Partie frontale d'un glacier en crue au Spitzberg.

■ GLACIERS



Fig. 2 – La crue du glacier du Belvedere en 2002 (Valle Anzasca, Italie) ; le glacier est en train de surmonter la moraine latérale du Petit Age Glaciaire. Notez la petite crête morainique en formation entre la moraine historique (végétalisée, au centre de l'image) et le glacier.

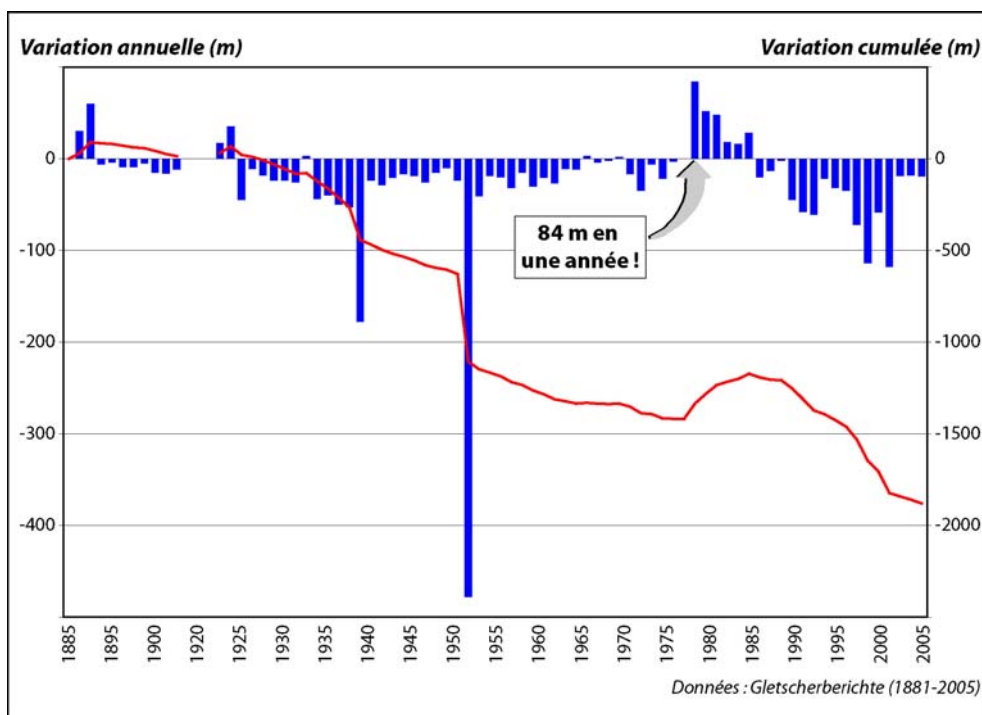


Fig. 3 – Variations de longueur du glacier de Findelen (Mattertal, VS). Notez l'avancée de 84 m au cours de l'année hydrologique 1979-1980.

■ GLACIERS

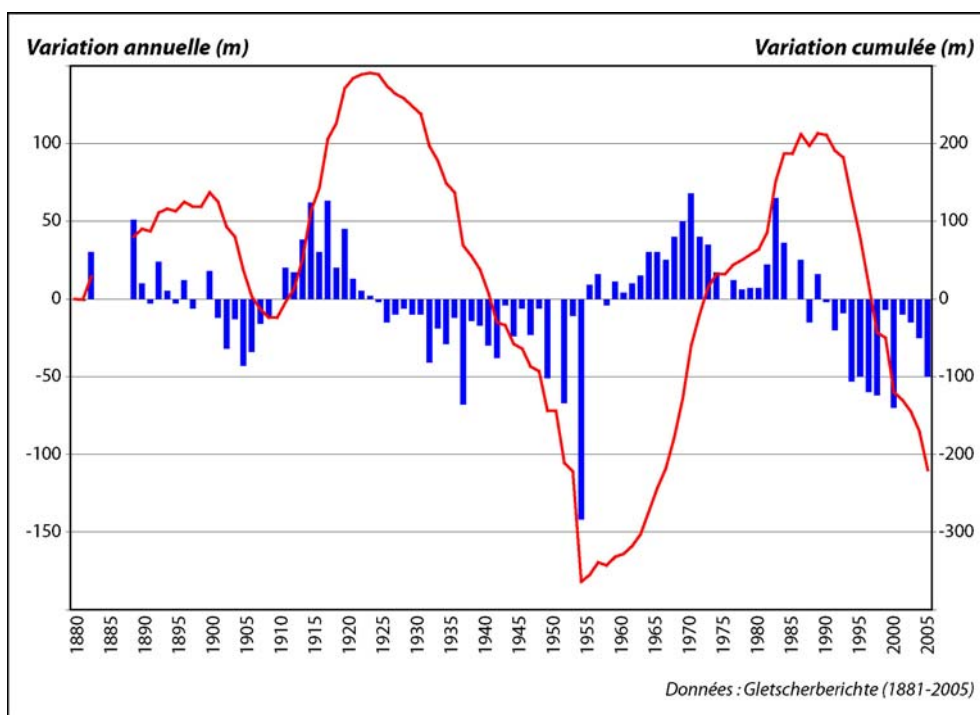


Fig. 4 – Variations de longueur du Oberer Grindelwaldgletscher (Oberland Bernois, BE). Notez l'ampleur des avancées glaciaires entre 1910-1925 et entre 1955-1985.



2.6.2 Les débâcles glaciaires : la débâcle du Giétro

La dernière recrudescence du Petit Age Glaciaire a débuté dans les Alpes suisses sud-occidentales vers le début du XIX^e siècle, causant une importante augmentation de la masse glaciaire. Cette période est caractérisée par une avancée généralisée de tous les glaciers des Alpes suisses (cf. fiche 2.4.6).

Le glacier du Giétro était déjà connu dans le haut Val de Bagnes pour ses avalanches de glace, liées au détachement de séracs lorsque le glacier débouchait sur le précipice donnant sur l'actuel lac de Mauvoisin (fig. 1). Le glacier régénéré qui se forma au cours des années du début du siècle obstrua complètement la vallée ; l'ingénieur d'état valaisan de l'époque, Ignaz Venetz, en estimait le volume à 1'700'000 m³. Le lac qui se forma à l'arrière du barrage (27'500'000 m³ d'eau, pour une longueur de 3,5 km et 60 m de profondeur) commença à inquiéter les habitants de la vallée. Afin d'en diminuer la pression, Venetz ordonna le percement d'un tunnel dans la masse de glace pour favoriser l'écoulement des eaux. Les travaux eurent pour effet d'abaisser de 14 m le niveau du lac et de diminuer la masse du grand cône de glace. Malgré tous ses efforts, Venetz n'arriva pas à conjurer la catastrophe : sous l'effet de l'érosion exercée par l'eau sous pression et par son amincissement, le barrage céda. Le 16 juin 1818, à 16 heures 30, le lac de 18'000'000 m³, se déversa en une demi-heure dans le Val de Bagnes, en détruisant des centaines de maisons et faisant 44 morts de Mauvoisin à Martigny (fig. 2).

Ces catastrophes causées par l'effet direct (**avalanche glaciaire**) ou indirect (**débâcle glaciaire**) d'une chute de séracs, ont été relativement fréquentes dans les vallées latérales valaisannes. Déjà en 1595, le glacier du Giétro, à cause d'une rupture de lac de vallée, causa 140 morts et plus de 500 maisons détruites dans le Val de Bagnes (fig. 3). Nous pouvons encore signaler les 81 morts et la destruction du village d'An der Eggen par une avalanche glaciaire du glacier de Hohmatten dans la région du Simplon en 1597 et les avalanches glaciaires du glacier de Bies, dans le Matternal, qui toucha le village de Randa en 1636 (37 morts), 1720 (12 morts), 1737 (140 bâtiments détruits), 1819 (2 morts). Plus proche de nous, l'avalanche glaciaire de l'Allalin, dans le Saastal, causa le décès de 88 hommes sur le chantier du barrage de Mattmark en 1965 (fig. 4).



■ GLACIERS



Fig. 1 – L'actuel lac de Mauvoisin, au fond du Val de Bagnes (VS).

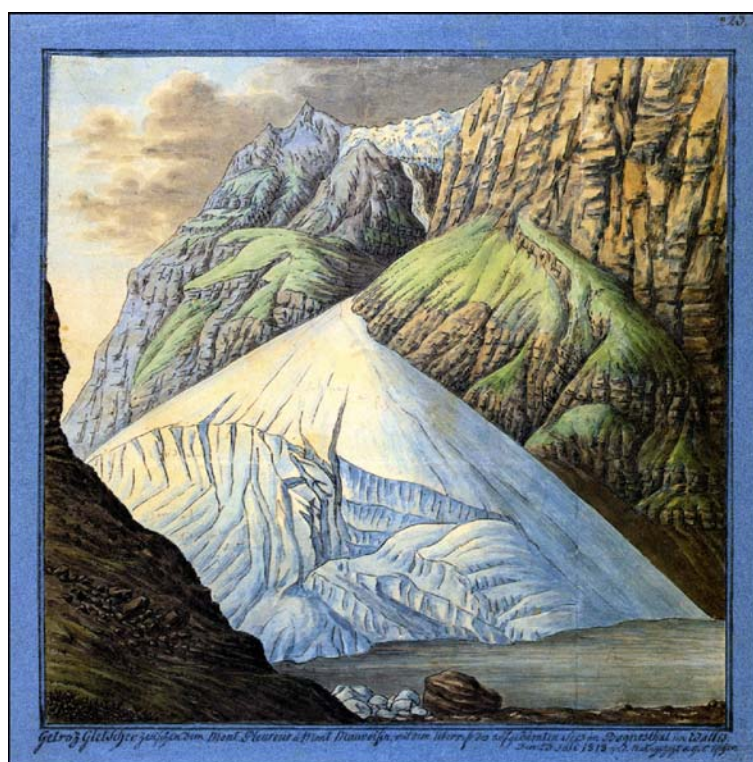


Fig. 2 – Le glacier du Giétro entre le Mont Pleureur et le Mont Mauvoisin, avec les restes du lac glaciaire (Val de Bagnes, VS), dessiné d'après nature par H. C. Escher le 23 juillet 1818. Dessin à plume, aquarelle, 26 x 26,5 cm, Graphische Sammlung, ETH Zurich (n° 223 = Inv. C XII 13b).

■ GLACIERS

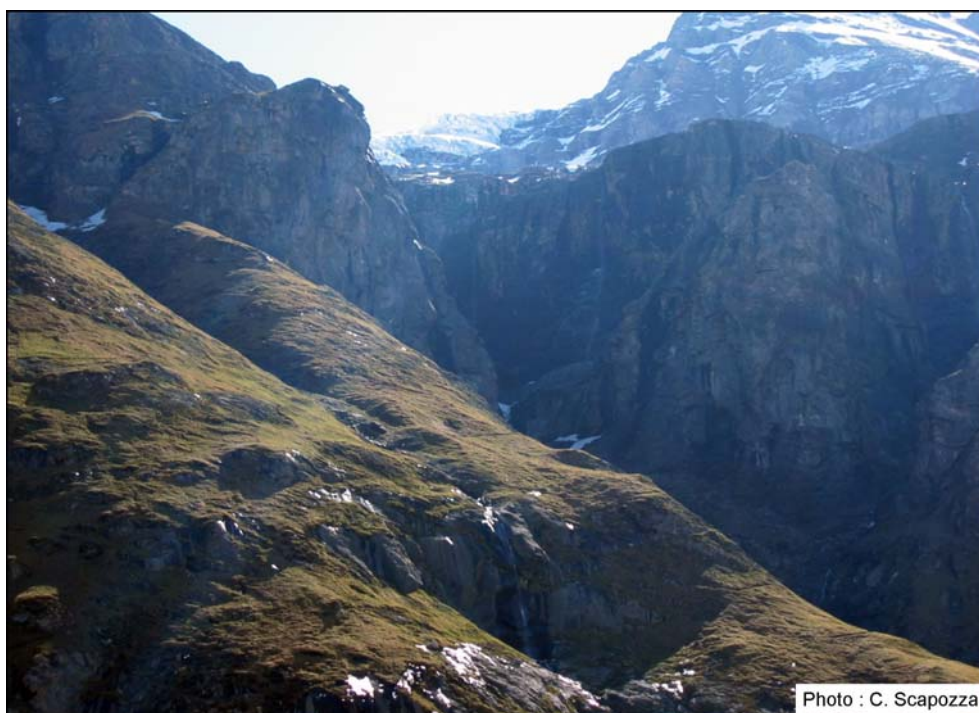


Fig. 3 – La paroi rocheuse surmontant le lac de Mauvoisin avec le front du glacier du Giétro en juin 2006 (Val de Bagnes, VS).

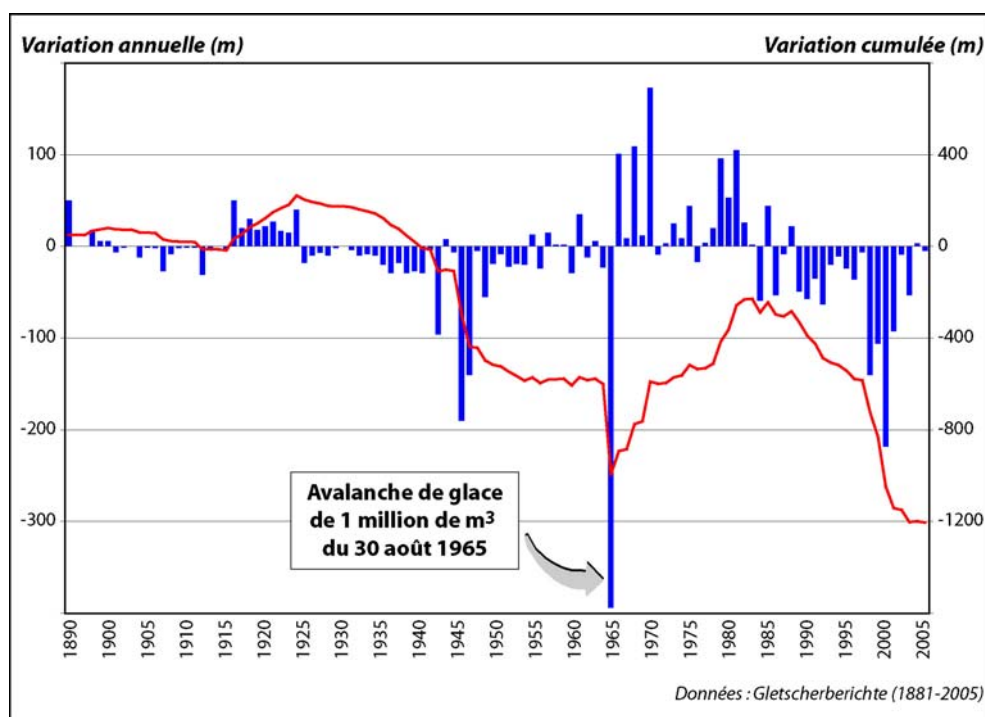


Fig. 4 – Variations de longueur du glacier de l'Allalin (Saastal, VS).

2.6.3 Vidange de poches d'eau en relation avec les glaciers

Les risques glaciologiques ne sont pas liés seulement aux crues glaciaires, aux débâcles et aux avalanches glaciaires, mais également à la vidange de poches d'eau en relation avec le glacier, et qui peuvent engendrer des crues aux effets catastrophiques.

Par rapport à la position du glacier, nous pouvons définir quatre catégories de poches d'eau : les **lacs proglaciaires** se trouvent à l'aval de la langue du glacier et sont souvent barrés par un vallum morainique (exemple du glacier du Mont Miné et du Miage) (fig. 1 & 2), les **lacs paraglaciaires** se trouvent aux bords du glacier, fréquemment entre celui-ci et ses moraines latérales (exemple du lac de Märjelen, glacier d'Aletsch) (fig. 3), les **lacs intra- et sous-glaciaires** se forment à l'intérieur du glacier ou à sa base par remplissage des moulins ou des torrents sous-glaciaires (exemple la Tine de Trient), enfin les **lacs supra-glaciaires** se forment au-dessus du glacier (exemple du Grindelwaldgletscher depuis 2005) (fig. 4 & 5) ou par la jonction de deux glaciers (exemple du lac du Gorner) (fig. 6).

La vidange de ces poches d'eau peut être catastrophique et dans certains cas peut influencer le débit des cours d'eau jusque dans la plaine. C'est le cas du lac de Märjelen, qui dans le passé se formait régulièrement sur les bords du glacier d'Aletsch et qui se vidait soudainement en faisant gonfler la Massa et le Rhône (fig. 7). Entre 1813 et 1913, ce lac a provoqué 38 crues catastrophiques. Le retrait du glacier d'Aletsch a diminué la dangerosité du lac de Märjelen, la dernière rupture importante datant désormais de 1931.



Fig. 1 – Lac proglaciaire au front du glacier du Mont Miné (Val d'Hérens, VS) au courant de l'été 1990.

■ GLACIERS



Fig. 2 – Le lac proglaciaire du glacier du Miage en 1997 (Val Veni, Massif du Mont Blanc, Italie).



Fig. 3 – Poches d'eau paraglaciaires entre le glacier d'Aletsch et ses moraines latérales en juillet 1992.

■ GLACIERS

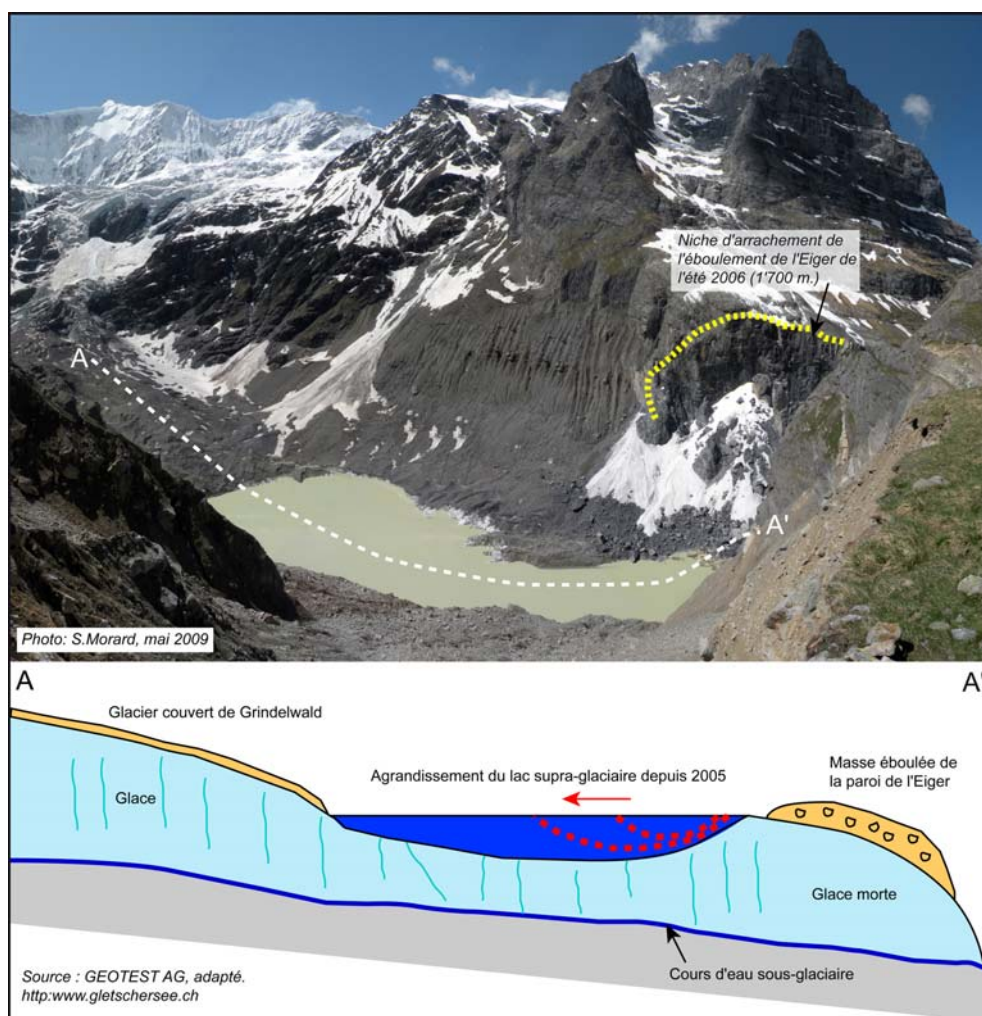


Fig. 4 – Lac supra-glaciaire du Grindelwaldgletscher. Derrière la masse de glace morte protégée du rayonnement solaire par les débris de l'éboulement de la paroi de l'Eiger, le retrait du glacier laisse une cuvette qui n'a pas d'écoulement. Depuis 2005, un lac, dont le volume augmente d'année en année, se forme au printemps lors de la fonte des neiges. Durant l'été le lac se vide brutalement lorsque les eaux du lac trouvent un chemin à travers la glace sous-jacente. En raison des dégâts importants pouvant être causés dans la vallée de Grindelwald, ce lac est constamment surveillé (<http://www.gletschersee.ch>).

■ GLACIERS



Fig. 5 – Panneau d'avertissement pour la vidange du lac glaciaire de Grindelwald.

Fig. 6 – Le lac du Gorner, à la confluence entre les glaciers du Gorner, du Mont Rose (au-dessus du lac) et du Grenz (sur la droite) pendant l'été 2003 (Mattertal, VS) (webcam sous : <http://people.ee.ethz.ch/~glacier/>).

■ GLACIERS

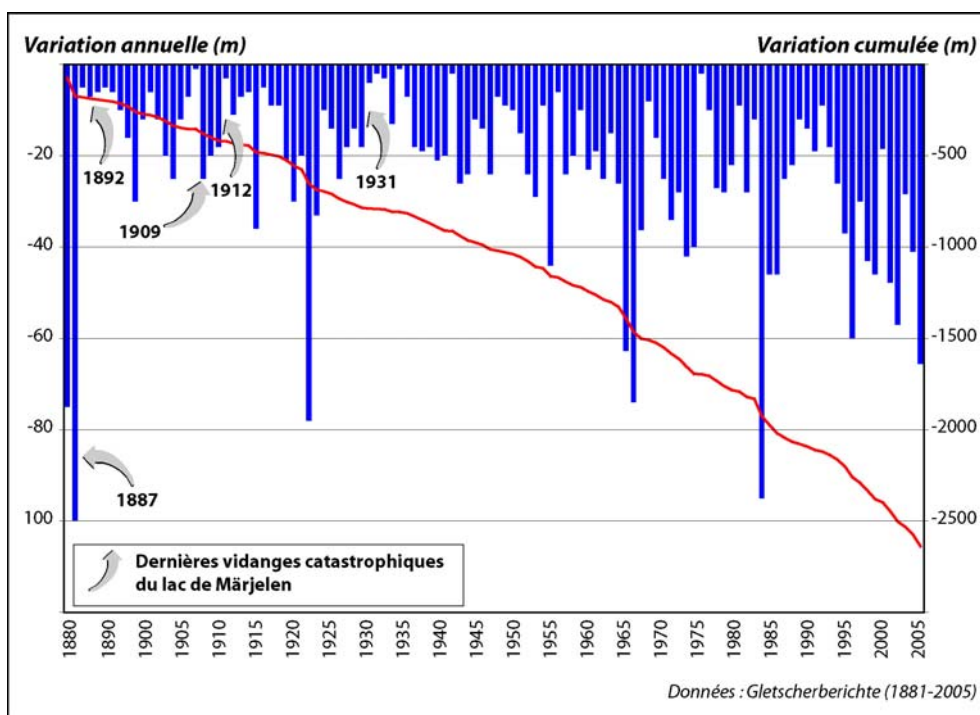


Fig. 7 – Variations de longueur du glacier d'Aletsch et dates des dernières vidanges catastrophiques du lac de Märjelen.



2.6.4 Processus paraglaciaires

Le terme « paraglaciaire » qualifie des processus non-glaciaires qui sont pourtant directement conditionnés par l'évolution des masses de glace (cf. fiche 3.3.2 et chapitre 4). Sont principalement considérés les processus géomorphologiques opérant **autour et à l'intérieur des marges anciennement englacées**.

En s'écoulant, un glacier exerce une force de compression contre les versants. Lorsque la masse de glace diminue ou disparaît complètement, ces versants perdent une partie de leur appui. Cette **décompression** peut alors donner lieu - avec un temps de réponse variable - à différents processus de déstabilisation : éboulement de parois rocheuses anciennement englacées (ex: glacier de Grindelwald, BE) (fig.1 & 2), déplacement de masses de roche et de débris (ex: glacier de Findelen, VS) (fig.2), tassement généralisé de grands versants (ex: Moosfluh - Aletsch, VS) (fig.3), rétrofluge de moraine de poussée...



Fig. 1 – Le retrait du glacier de Grindelwald depuis 1860 a laissé la paroi rocheuse sans appui. Durant l'été 2006, une partie de cette masse rocheuse déstabilisée (env. 2 Mio. m³) a connu une brusque accélération provoquant de nombreux éboulements. De l'eau sous pression aurait été le principal facteur déclanchant. La dégradation du pergélisol n'a en revanche aucune influence (altitude trop basse, le site est situé vers 1600 m.).

■ GLACIERS

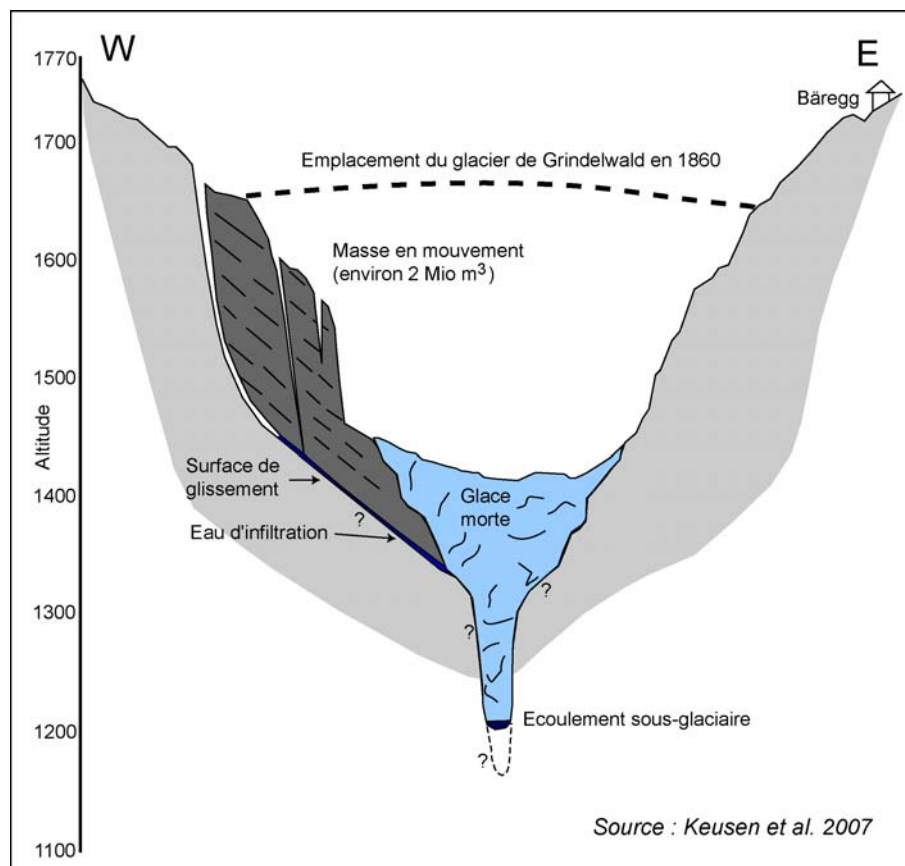


Fig. 2 – Représentation schématique des éboulements de l'Eiger (BE) durant l'été 2006 (adapté de Keusen et al., 2007).

■ GLACIERS

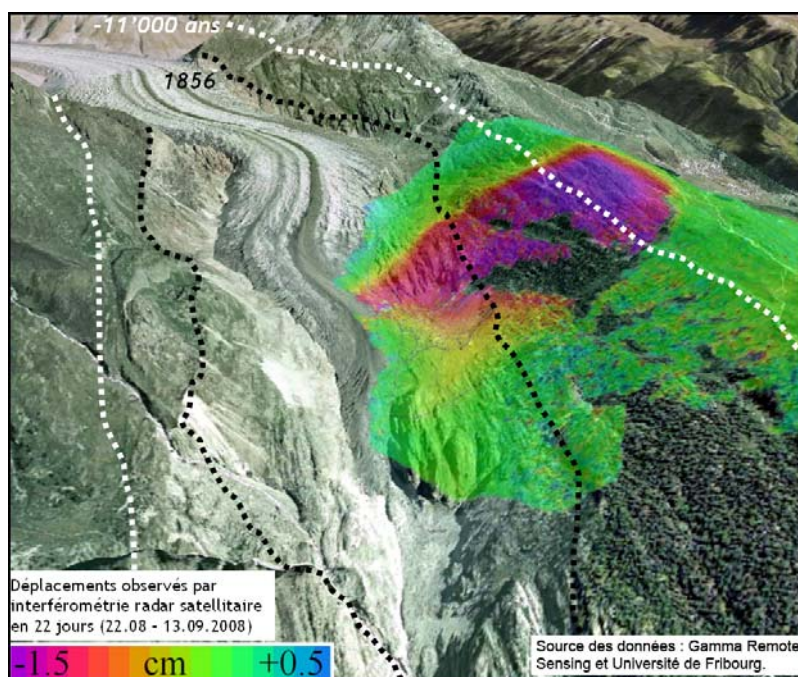


Fig. 3 – Tassement de versant (env. 1km²) de la Moosfluh en rive gauche du glacier d'Aletsch, détecté par interférométrie radar satellitaire. Activé probablement une première fois vers la fin de la dernière grande glaciation, le versant semble être resté relativement stable durant tout l'Holocène, avant de se réactiver brusquement (vitesse de l'ordre de 2 à 20 cm/an) dans les années 1990 suite au retrait glaciaire du 20ème siècle (Data processing by Gamma Remote Sensing).

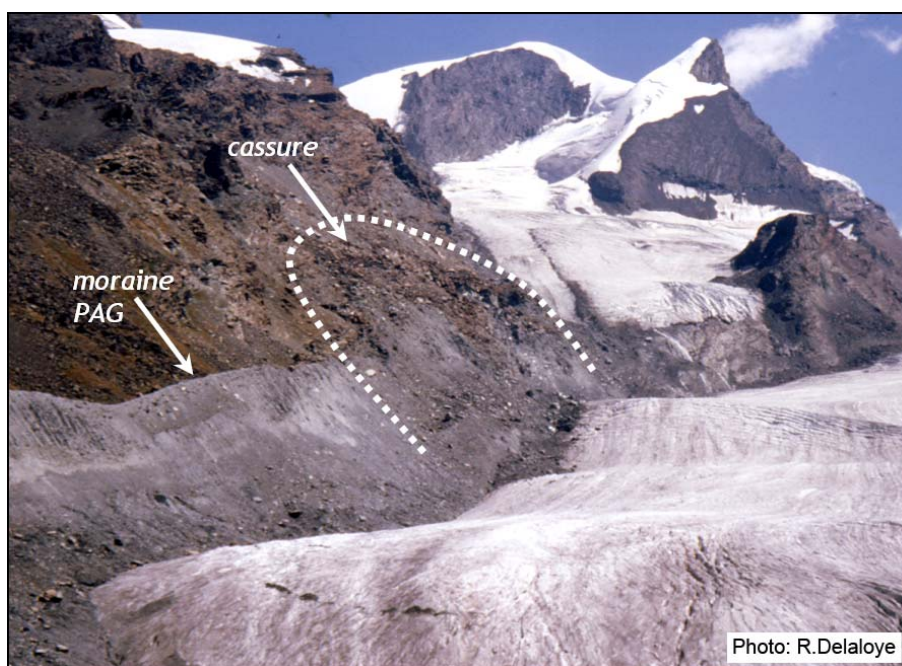


Fig. 4 – Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG), le glacier de Findelen (VS) a perdu environ 100m d'épaisseur de glace. En rive droite, une masse de roche et de débris de plusieurs millions de m³ (dont la cassure est bien visible sur la photo) a été ainsi déstabilisée, s'affaissant à une vitesse d'environ 35 cm/an (Kääb 2005) et recouvrant la moraine latérale.

2.6.5 Réchauffement climatique et risques environnementaux

Les scénarios globaux élaborés par le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat) montrent des augmentations des températures de 0,8 à 2,6 °C d'ici le milieu du XXI^e siècle (fig. 1). Ce réchauffement aura comme conséquence l'accroissement de la fonte des glaciers et de la dégradation du pergélisol (cf. fiche 2.4.7 et chapitre 3), ce qui pourra avoir des effets notables sur le potentiel des dangers naturels liés aux processus glaciaires et périglaciaires. En particulier, selon les études effectuées en Suisse par l'Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC), on s'attend qu'une partie importante des terrains de haute montagne situés entre 2400 et 2800 m d'altitude, suite à la disparition des glaciers et à l'amincissement du pergélisol, dégagent de grandes masses de matériaux meubles qui pourraient se mettre en mouvement sous l'action de l'eau (fig. 2) (cf. chapitres 3 et 4). Selon ce scénario, il faudra s'attendre un déplacement spatial du risque de chutes de glace et de coulées de boue en haute montagne, suivi parallèlement par une augmentation de l'extension saisonnière du risque de crue.

Mais les **risques environnementaux** ne comprennent pas seulement les risques et dangers naturels, mais également les risques économiques ou sociétaux. En particulier, toujours selon l'OcCC, le débit annuel moyen des eaux augmentera en moyenne d'environ 10 % au Nord des Alpes, tandis qu'il diminuera en moyenne de quelque 10 % au Sud des Alpes. Ceci aura des effets importants sur la production d'énergie hydroélectrique, très dépendante de l'extension de la surface glaciaire (cf. fiche 2.5.3). Un autre risque qu'on pourrait qualifier d'économique, est lié aux changements des paysages de haute montagne suite à un retrait généralisé des glaciers (fig. 3). Pour le moment les effets du retrait des glaciers sur le tourisme sont toutefois difficiles à évaluer.

Mais il faut également considérer les **effets positifs** du réchauffement climatique sur la cryosphère. Dans le cas des poches d'eau en relation avec les glaciers, le retrait de ces derniers a largement diminué le risque de vidanges catastrophiques. Par exemple, sur le glacier d'Aletsch, le lac de Märjelen n'a plus créé de problèmes à partir de 1931 (cf. fiche 2.6.3). En plus, avec un retrait généralisé des glaciers, les dangers liés aux avalanches, aux débâcles et aux crues glaciaires, ont fortement diminué. Le retrait des glaciers permettra également d'effectuer d'importantes découvertes archéologiques relatives à la colonisation des vallées alpines (cf. fiche 2.5.2), d'avoir davantage de bois et de tourbe pour la reconstitution du climat des derniers 10'000 ans (fig. 4) (cf. fiche 14) et de dégager des terrains vierges pour les chercheurs de minéraux.



■ GLACIERS

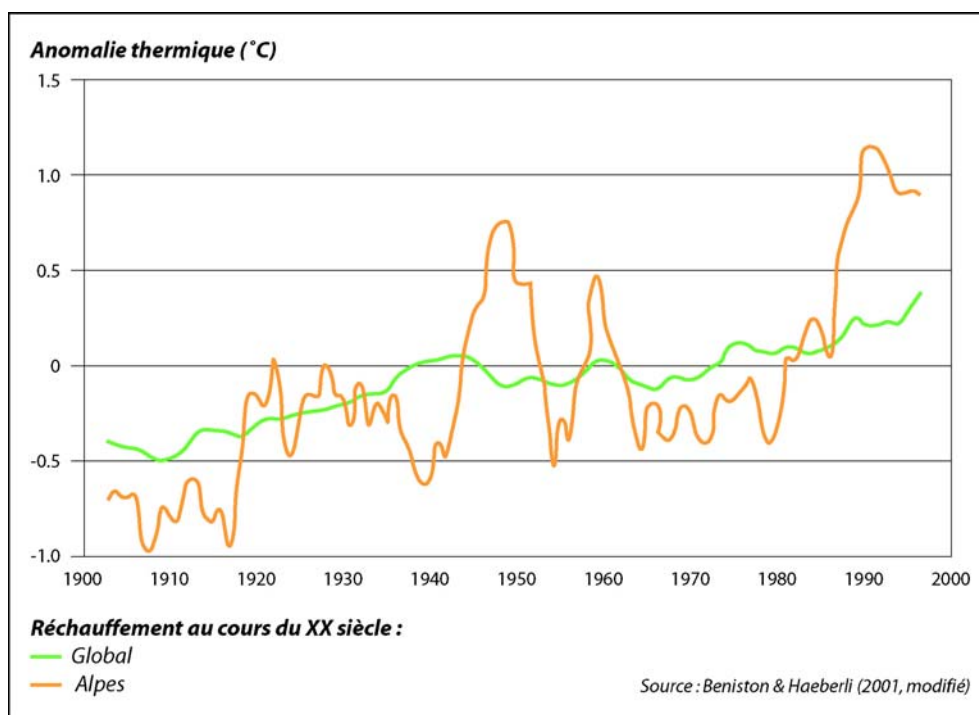


Fig. 1 – Moyenne mobile sur cinq ans des anomalies de température pour huit sites situés entre 569 et 2500 m d'altitude dans les Alpes Suisses. La courbe de l'anomalie à l'échelle du globe est donnée comme référence pour comparaison.



Fig. 2 – Dépôts de lave torrentielle en aval du glacier de Plampincieux (Val Ferret, Italie).

■ GLACIERS



Fig. 3 – Les Alpes sans glaciers ? La disparition de certains glaciers a modifié radicalement le paysage de haute montagne. La ligne verte marque l'extension du glacier du Valdraus à la fin du Petit Age Glaciaire (Val Camadra, TI).



Fig. 4 – Tronc d'arbre dans des sédiments fluviaux en aval du glacier de Bocheresse (Val de Bagnes, VS).

■ GLACIERS

2.7.1 Données des glaciers suisses présentés dans le texte

Glacier	Commune	Ct.	Longueur 1973 (km)	Surface 1973 (km ²)
Aletsch	Naters/Ried-Mörel	VS	23.95	96.111
Allalin	Saas Almagell	VS	6.50	9.886
Basòdino	Bignasco	TI	1.50	2.311
Brenay	Bagnes	VS	5.95	9.961
Fee (Nord)	Saas Fee	VS	5.00	7.464
Ferpècle	Evolène	VS	6.60	9.770
Findelen	Zermatt	VS	7.80	17.363
Giétro	Bagnes	VS	4.55	5.852
Gorner	Zermatt	VS	13.50	59.731
Grand Plan Nèvé	Bex	VD	0.35	0.203
Gries	Ulrichen	VS	5.70	6.230
Mont Durand	Bagnes	VS	5.90	7.626
Mont Miné	Evolène	VS	8.35	10.974
Oberer Grindelwaldgl.	Grindelwald	BE	6.65	9.516
Otemma	Bagnes	VS	8.70	17.508
Plaine Morte (Rätzli)	Lenk	BE	5.20	9.088
Rhône	Oberwald	VS	8.00	17.603
Silvretta	Klosters-Serneus	GR	3.30	3.348
Tortin (Mont Fort)	Nendaz	VS	2.10	1.122
Trient	Trient	VS	4.90	6.398
Tsanfleuron (Diablerets)	Savièse	VS	3.70	3.815
Zmutt	Zermatt	VS	6.70	16.889

Données : Gletscherberichte (1881-2002)

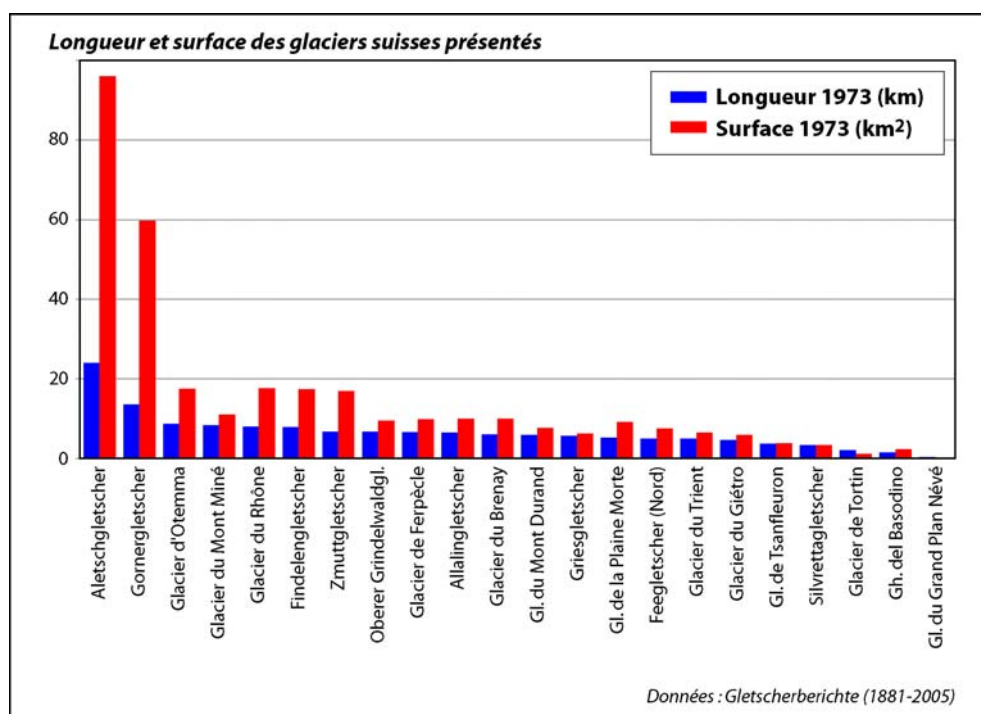


Fig. 1 – Surface et longueur des glaciers suisses présentés dans le texte.



■ PERGÉLISOL

3.1.1 Le domaine périglaciaire et le pergélisol

Le domaine périglaciaire désigne les zones soumises à des conditions climatiques froides, non glaciaires, où l'action du gel et des alternances de gel et de dégel joue un rôle déterminant. On distingue :

- Le **sol affecté par le gel intermittent** (journalier et/ou saisonnier) : tranche supérieure du sol gelant pendant l'hiver, et dégelant lors du printemps et de l'été suivant. La profondeur varie selon l'intensité et la durée du gel, de quelques centimètres à 3 ou 4 mètres. Synonymes : couche active, gélisol, mollisol.
- Le **pergélisol** (gel permanent) : horizon de subsurface d'épaisseur variable (mètres à centaines de mètres), gelé en permanence ou qui ne dégèle pas pendant au moins une année entière. Le sommet de la tranche gelée (appelé toit du pergélisol) est généralement surmonté d'un horizon affecté par un dégel estival limité – la couche active – de quelques centimètres à quelques mètres, épaisseur variant selon les années. Des zones non gelées (taliks) sont possibles à l'intérieur du corps du pergélisol. Le flux géothermique (d'environ 1-3°C par 100 m) limite le gel à la base du pergélisol (fig. 1).

Le pergélisol, un phénomène thermique

Le pergélisol (ou *permafrost* en anglais) est un **phénomène purement thermique**, qui affecte tous les types de roches ou de sédiments. Le mot « glace » n'apparaît volontairement pas dans la définition : il n'y a en effet pas forcément de la glace dans le pergélisol !

Où trouve-t-on du pergélisol ?

Le pergélisol se retrouve actuellement à haute latitude (**pergélisol circum-polaire**, fig. 2) et à haute altitude (**pergélisol de montagne**). Il recouvre environ 25% de la surface terrestre émergée (80% de l'Alaska, 50% du Canada, 47.5% de l'Euro-Sibérie). Phénomène essentiellement "**caché**" sous la surface du sol, l'étude du pergélisol requiert l'utilisation de différentes méthodes (cf. fiche 1.1.2).

Dans les Alpes suisses, le pergélisol se retrouve en moyenne au-dessus de 2500 m environ et concerne potentiellement **5 à 6% du territoire**, une surface deux fois plus grande que celle couverte par les glaciers (fig. 3 & 4). La zone de dégel (couche active) est de l'ordre de 2 à 5 mètres, mais varie annuellement selon la température de l'air ou l'épaisseur du manteau neigeux. L'épaisseur du pergélisol est en moyenne de 20 à 60 mètres. Cependant, dans le massif du Mont-Rose (VS), le sol peut être gelé jusqu'à 500 m de profondeur.

En raison de différences de fonctionnement thermique (liées à l'importance des facteurs de contrôle, cf. fiche 3.1.3) et d'évolution, il convient de distinguer trois types de zones pouvant contenir du pergélisol (fig. 5) :

- Zones rocheuses (parois rocheuses, parois glaciaires) (fiches section 3.3).
- Zones de matériaux meubles (glacier rocheux, éboulis, moraines, marges proglaciaires) (fiches section 3.4).
- Zones situées en dessous de la ceinture alpine du pergélisol discontinu (éboulis ventilés, glacières) (fiches section 3.5).



■ PERGELISOL

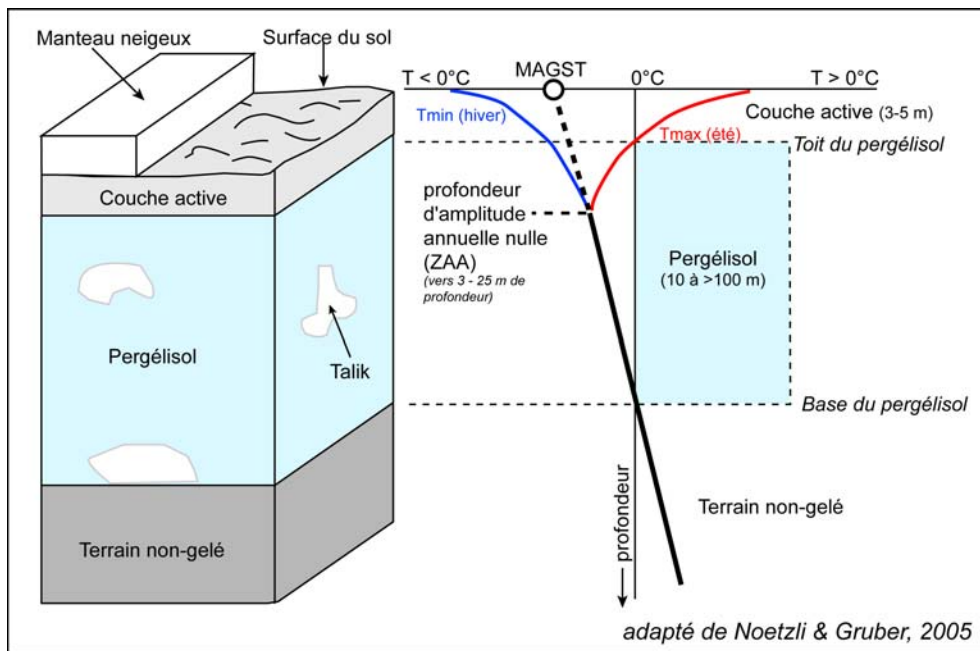


Fig. 1 – Profil vertical d'un pergélisol. MAGST signifie *Mean annual ground surface temperature* (moyenne annuelle des températures de la surface du sol) (adapté de Noetzli & Gruber, 2005).

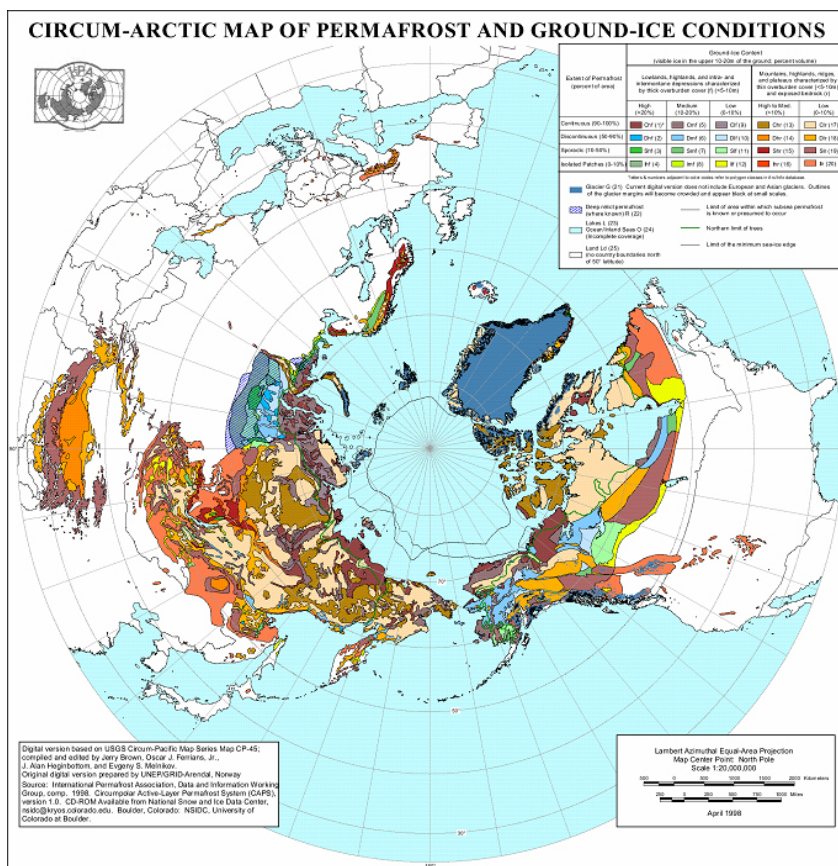
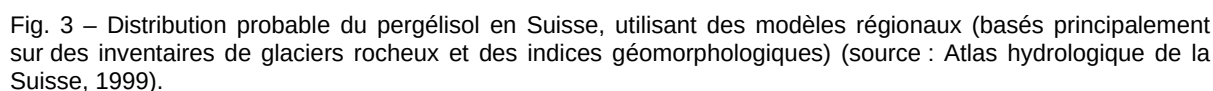


Fig. 2 – Modèle de distribution mondiale du pergélisol (source : International Permafrost Association, 2007).





PERGELISOL

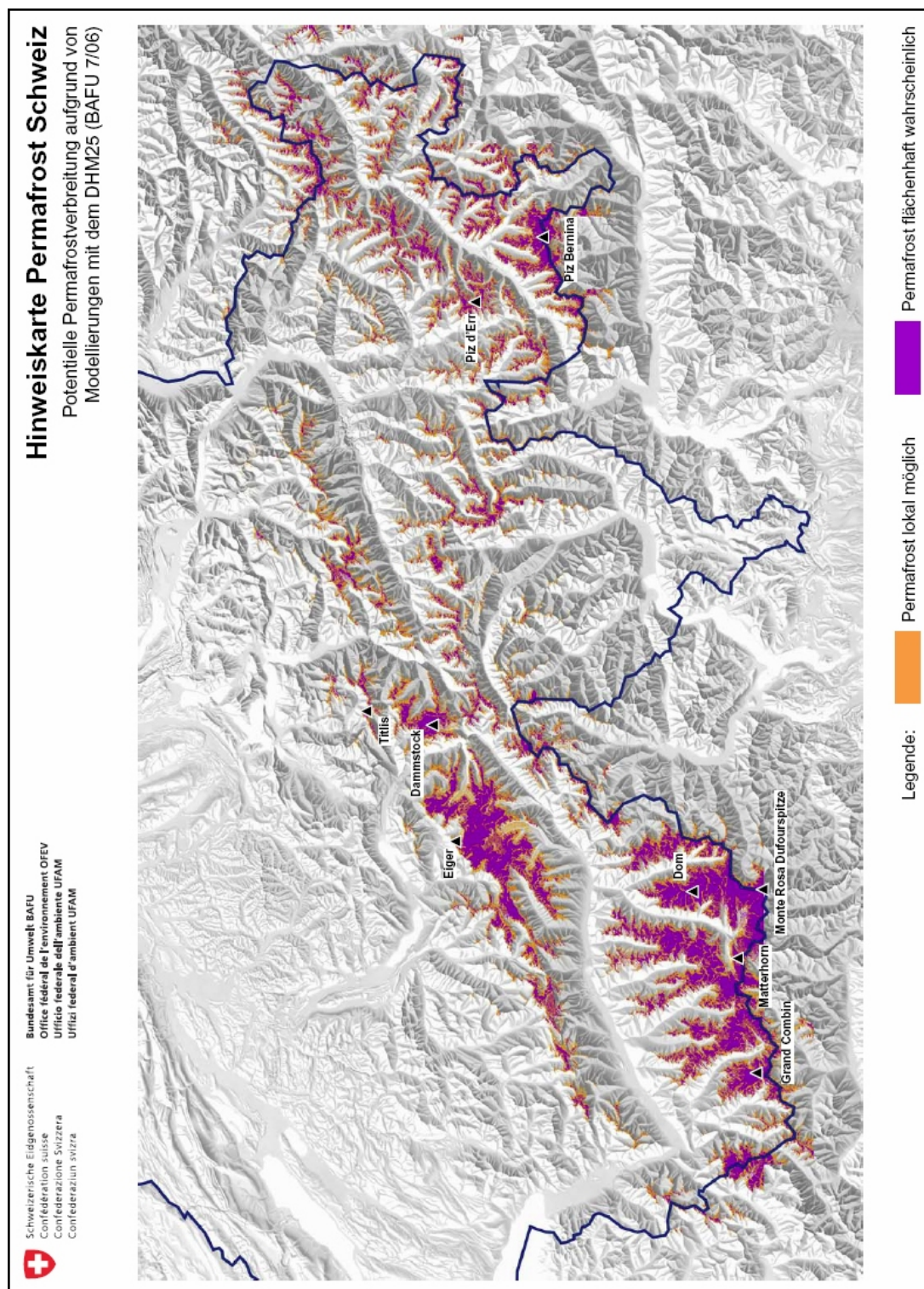


Fig. 4 – Modèle de distribution probable du pergélisol en Suisse, basé sur les paramètres topoclimatiques (source : BAFU/OFEV, 2006).

■ PERGELISOL

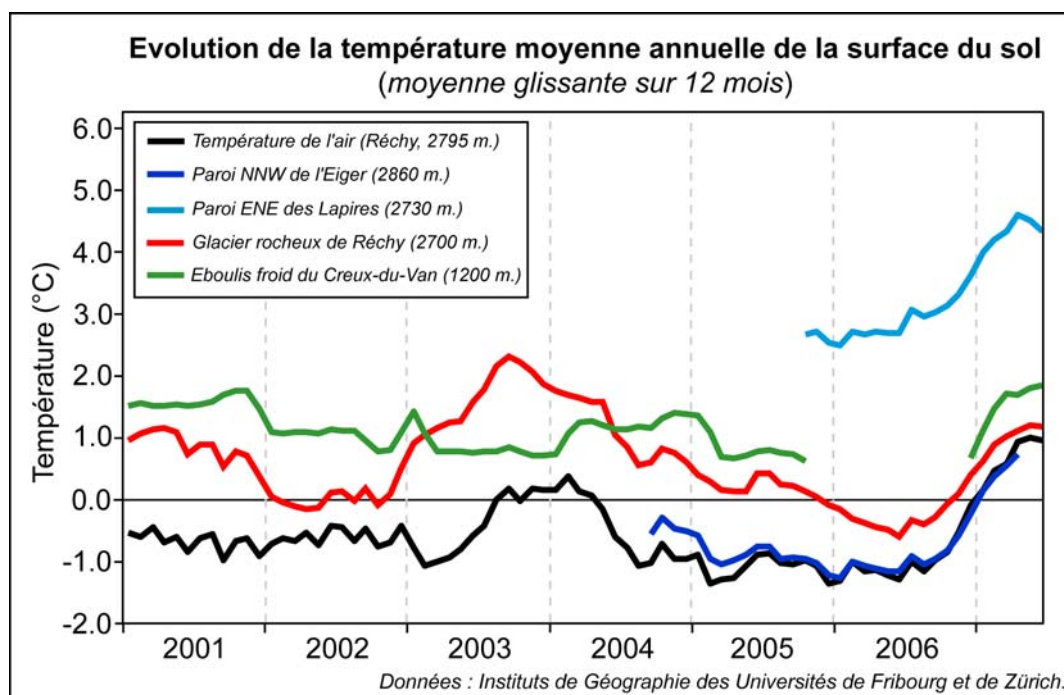


Fig. 5 – Evolution de la température moyenne annuelle de la surface du sol pour les trois différentes zones pouvant contenir du pergélisol (cf. fiches 3.3 à 3.5) (la température du 1^{er} janvier 2003 correspond à la moyenne entre le 1^{er} janvier 2002 et le 1^{er} janvier 2003). Ce graphique illustre bien la complexité de l'occurrence et de l'évolution du pergélisol alpin. Notez qu'en 2003, la température moyenne annuelle de la surface du sol fut presque aussi froide dans les épicéas nains de l'éboulis du Creux-du-Van à 1'200 m. que dans la paroi rocheuse de la face nord de l'Eiger à 2860 m.!



■ PERGELISOL

3.1.2 Pergélisol froid et tempéré

La définition du pergélisol présentée à la fiche précédente, couramment acceptée par de nombreux auteurs, ne tient cependant pas compte du cas particulier où la température du sol gelé est toute l'année isotherme et exactement égale au point de gel de l'eau ou de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$). Ce cas de figure est fréquent aux marges d'existence du pergélisol dans les Alpes et pourrait devenir plus fréquent si le réchauffement climatique actuel se poursuit.

Afin de caractériser de façon plus précise l'état thermique du pergélisol alpin, la définition courante peut être affinée : **le pergélisol est un matériel de subsurface dont la température n'est jamais supérieure à la température du point de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) durant l'année entière**. Cette définition permet ainsi de distinguer :

- le *pergélisol froid* : lorsque sa température annuelle moyenne est distinctement inférieure à $\sim 0^{\circ}\text{C}$ ($< -0.5^{\circ}\text{C}$) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à 0°C (fig. 1).
- le *pergélisol tempéré* (ou « *chaud* ») : lorsque sa température est invariablement égale à $\sim 0^{\circ}\text{C}$. En raison de la chaleur latente nécessaire à la fusion de la glace ou libérée lors de la phase de gel (cf. fiches section 3.2), ce type de situation thermique jouit d'une stabilité d'autant plus remarquable que la teneur du matériel en glace, respectivement en eau, est importante. Les variations thermiques observées entre l'été et l'hiver sont ainsi beaucoup moins marquées que dans le cas d'un pergélisol plus froid (fig. 2).
- le *pergélisol semi-tempéré* : lorsque sa température annuelle moyenne est proche de $\sim 0^{\circ}\text{C}$ ($> -0.5^{\circ}\text{C}$) ou lorsque des valeurs de $\sim 0^{\circ}\text{C}$ sont occasionnellement enregistrées.

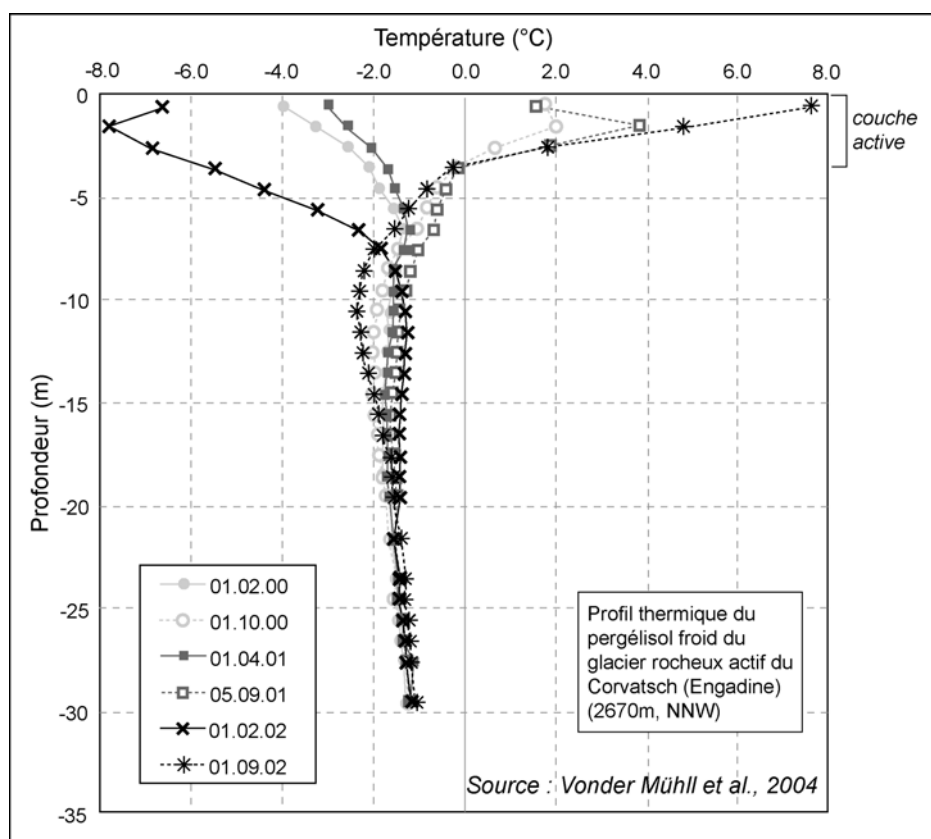


Fig. 1 – Un exemple de pergélisol froid : le glacier rocheux du Corvatsch (Engadine, GR) (adapté de Vonder Mühll et al., 2004).



■ PERGELISOL

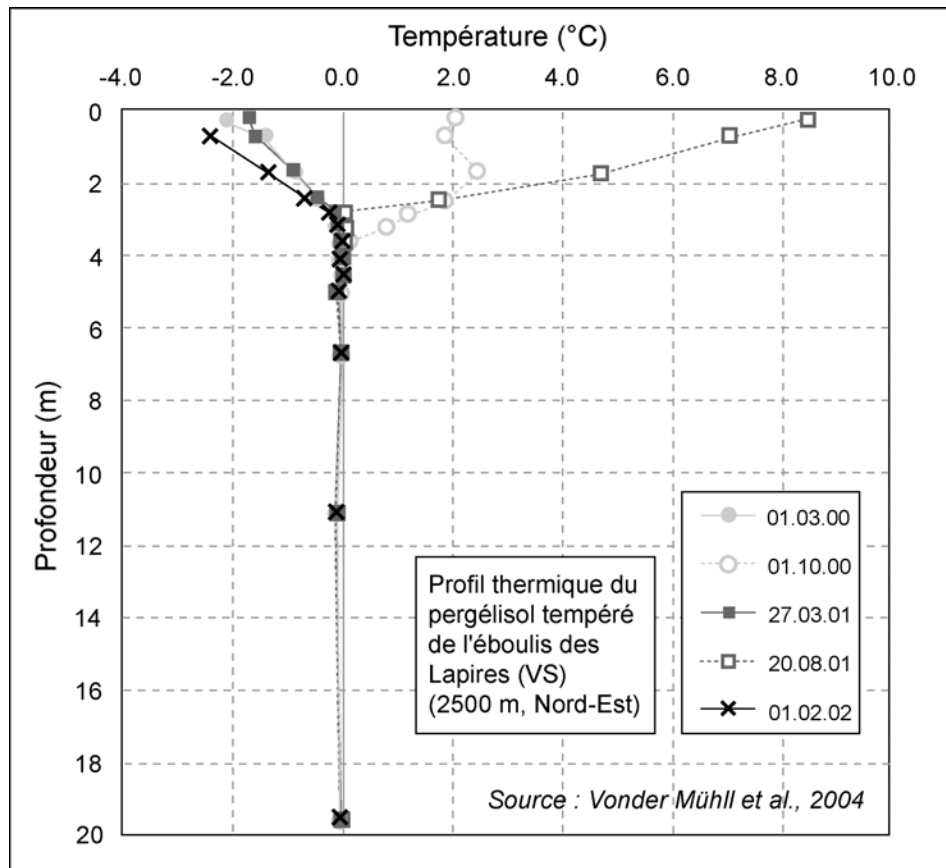


Fig. 2 – Un exemple de pergélisol tempéré : l'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS) (adapté de Vonder Mühll et al., 2004).

■ PERGELISOL

3.1.3 Conditions d'existence

Le principal facteur de contrôle d'un pergélisol est **la température moyenne annuelle de la surface du sol** (MAGST) qui dépend de plusieurs paramètres agissant à des échelles spatiales différentes (régionale > locale > objet) (fig. 1). Le bilan d'énergie d'une portion de la lithosphère est ainsi dicté par deux groupes de facteurs.

a) Facteurs topo-climatiques (échelle régionale et locale)

- *Moyenne annuelle de la température de l'air* (MAAT). Cette composante est avant tout climatique et est fonction de la latitude et de l'altitude.
- *Rayonnement solaire intercepté à la surface*. Il est essentiellement dépendant de la topographie : orientation, pente, présence de reliefs plus élevés (effet d'ombre) (fig. 2 & 3). Les conditions météorologiques (nébulosité, humidité de l'air, quantité d'aérosols,...) vont aussi affecter la quantité d'énergie solaire directe et diffuse atteignant la surface du sol.

Ces deux facteurs, facilement mesurables, ont servi de base aux premiers modèles de distribution du pergélisol (ex : PermaKart ; PermaMap).

b) Facteurs de surface et décalages thermiques (échelle de l'objet)

L'échange thermique entre l'atmosphère et le toit du pergélisol est contrôlé par les caractéristiques de la surface du terrain, de la couche active et du manteau neigeux (mise en place, épaisseur, durée) (cf. fiche 3.1.4).

La température moyenne annuelle du sol (MAGST) étant notamment fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT), un pergélisol est potentiellement présent là où les températures moyennes de l'air sont inférieures à 0°C, une situation qui existe dans les Alpes suisses au-dessus de 2500 m environ. Toutefois, en raison de facteurs agissant à l'échelle de l'objet (décalages thermiques), une température moyenne annuelle de l'air de 0°C est souvent insuffisante pour provoquer l'apparition d'un pergélisol généralisé ou continu. Ainsi en montagne, on considère que :

$$MAGST = MAAT + 3.5^{\circ}\text{C} \pm 3.5^{\circ}\text{C}$$

Pour les faces nord des parois rocheuses raides, MAGST correspond grosso modo à MAAT. Ce n'est en revanche pas le cas pour les terrains peu inclinés où l'influence des facteurs de surface (décalages thermiques) est beaucoup plus importante. Il existe également de nombreuses exceptions, notamment dans des accumulations sédimentaires poreuses affectées par des systèmes de ventilation (cf. fiches section 3.5). Une anomalie thermique négative du sol de 5°C est ainsi présente dans les éboulis du Creux-du-Van (Jura neuchâtelois, 1200 m)... et dans d'innombrables autres sites ventilés de basse et moyenne altitude !

Parmi toutes les composantes du bilan d'énergie, ce sont **le rayonnement solaire direct des mois d'été** lorsque la neige est absente (juillet-octobre) **et les températures de l'air en été**, ainsi que **la couverture neigeuse** (date de mise en place, durée et épaisseur) qui jouent le rôle le plus important dans le contrôle du régime thermique du pergélisol.



PERGELISOL

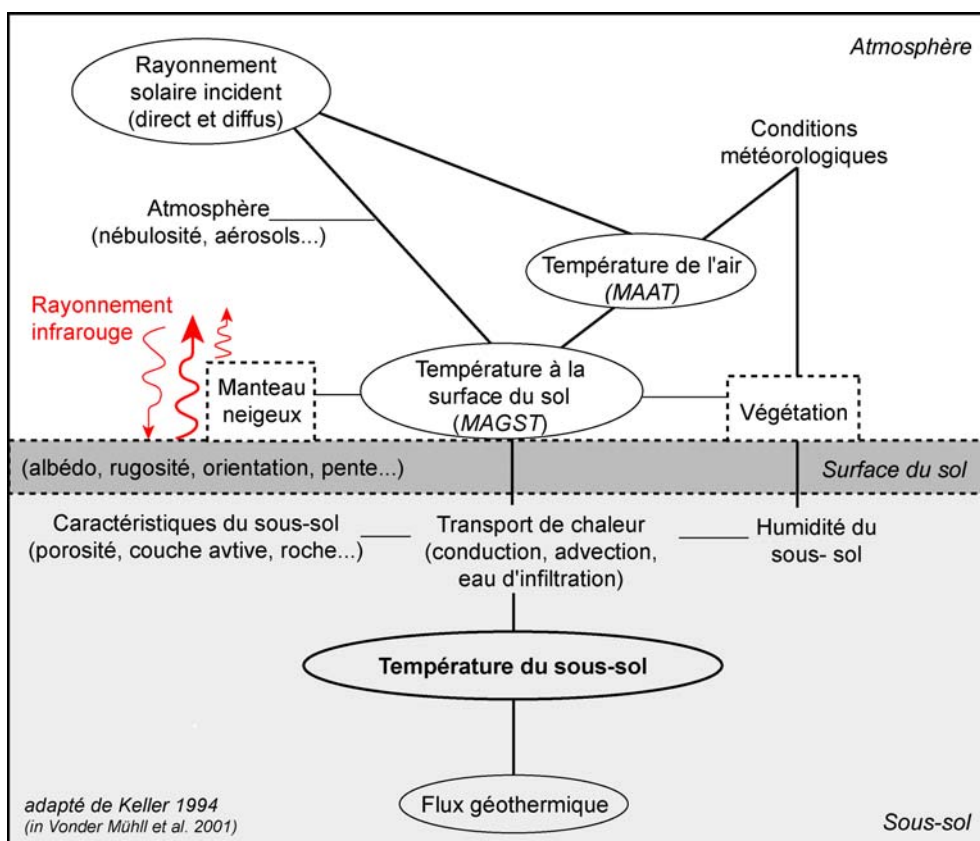


Fig. 1 – Composantes du bilan d'énergie influençant la température du sous-sol (adapté de Keller, 1994).

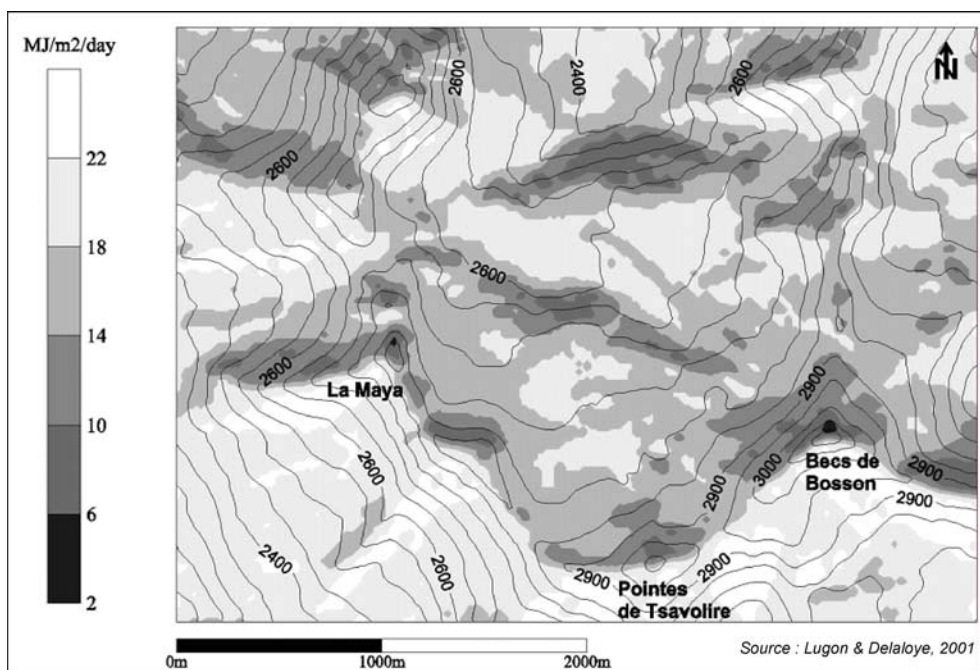


Fig. 2 – Hétérogénéité de la distribution du rayonnement solaire direct intercepté à la surface dans le Haut-Vallon de Réchy (VS) (source : Lugon & Delaloye, 2001).

■ PERGELISOL



Fig. 3 – En région de montagne, le relief accidenté modifie rapidement les paramètres topo-climatiques : rayonnement solaire, enneigement, vent... (Schneehore et Schwarzhorn, massif des Wildstrubels, VS).

3.1.4 Décalages thermiques

La neige, la surface du sol et la couche active sont trois niveaux de filtre qui peuvent induire des décalages thermiques (*thermal offsets*) pouvant atteindre plusieurs degrés entre la température moyenne annuelle de l'air et celle du toit du pergélisol (fig. 1).

1. Caractéristiques de la surface du terrain

Les paramètres topographiques (orientation, inclinaison, présence de reliefs plus élevés) et ceux dépendants de la nature du sol (albédo, émissivité, rugosité) conditionnent la façon dont s'opèrent les échanges radiatifs entre l'atmosphère et la surface du sol (bilan radiatif global comprenant le rayonnement solaire (courte longueur d'onde) et infrarouge (longue longueur d'onde), ainsi que les flux de chaleur sensible et latente). Ces paramètres induisent pour des conditions climatiques identiques et à altitude égale, des différences spatiales de la température du sol pouvant atteindre plusieurs degrés.

2. Couverture neigeuse

En raison de sa très faible conductivité thermique, la neige agit comme une **couche isolante** dont l'efficacité augmente en fonction de son épaisseur et diminue lorsque sa densité augmente.

L'arrivée, l'épaisseur et la date de disparition de la neige, ainsi que sa redistribution par le vent et les avalanches, jouent un rôle capital sur les températures de la surface du sol et du pergélisol (fig. 2) :

- Un enneigement tardif permet au sol de se refroidir fortement au début de l'hiver, alors que des chutes de neige précoces en automne vont limiter le refroidissement du terrain.
- Au printemps et en été, les zones restant enneigées jusque tard dans la saison sont protégées du rayonnement solaire.

3. Composition et caractéristiques de la couche active

La couche active correspond à la tranche supérieure du sol affectée par le dégel saisonnier. Deux cas de figures peuvent être distingués :

- Dans la roche compacte et les terrains à granulométrie fine (sables, graviers), le transfert de chaleur s'effectue essentiellement par conduction.
- Lorsque la couche active est composée essentiellement de matériaux grossiers et poreux – situation fréquente dans les terrains sédimentaires de région de montagne (éboulis, glaciers rocheux) –, le transfert de chaleur est plus complexe. L'air pouvant circuler dans un milieu très poreux, d'importants transferts de chaleur non-conductifs sont réalisés dans le plan vertical (convection) et dans le plan horizontal (advection).

En conclusion, la répartition spatiale du pergélisol en région de montagne peut être perçue comme **l'addition de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT), en grande partie fonction de l'altitude, et des trois types de décalages thermiques.**



■ PERGELISOL

Niveaux	Décalages thermiques	Principaux paramètres et variables
Atmosphère, climat		Température, vent, humidité, rayonnement solaire global, rayonnement infra-rouge, etc.
Manteau neigeux	Snow thermal offset (SnTO)	Durée, épaisseur, température, densité
Surface du sol	Surface thermal offset (STO)	Nature, rugosité, albédo, orientation, inclinaison
Couche active	Active layer thermal offset (ALTO)	Granulométrie, porosité, conductivité thermique, humidité, circulation d'air
Toit du pergélisol		Température initiale <i>adapté de Delaloye (2004)</i>

Fig. 1 – Relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres (fixes) et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalages thermiques (adapté de Delaloye, 2004).

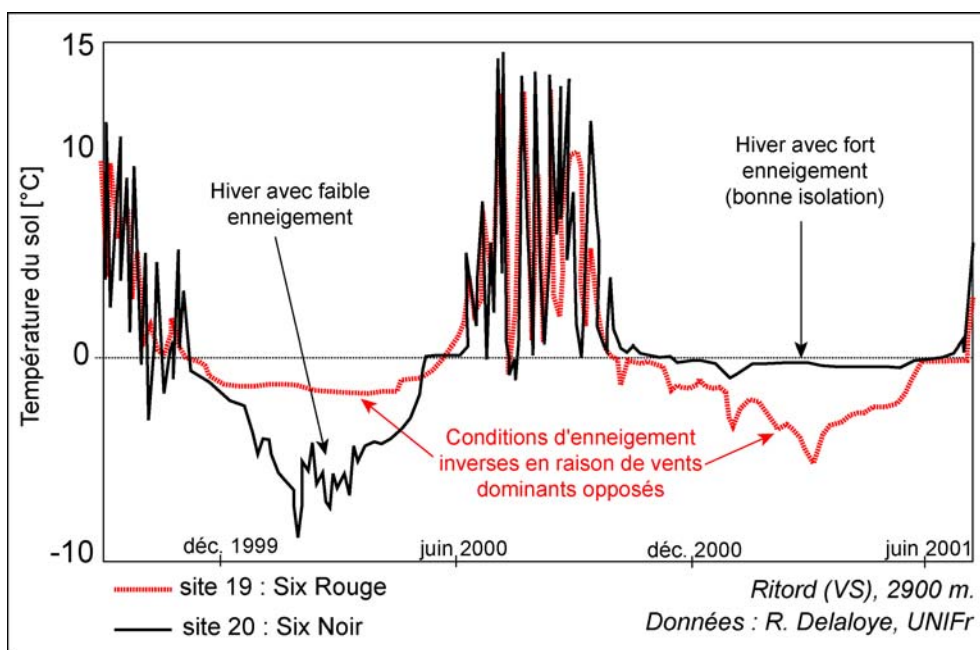


Fig. 2 – Variations des conditions thermiques du sol entre septembre 1999 et juillet 2001 au Ritord (VS). Les capteurs sont placés de part et d'autre d'un petit col, dont l'enneigement est fortement dépendant des régimes de vents dominants.

■ PERGÉLISOL

3.1.5 Répartition typique et marginale du pergélisol alpin

En région de montagne, deux types de répartition spatiale du pergélisol se retrouvent côte à côte, mais répondent à des mécanismes de fonctionnement différents :

- La répartition du pergélisol peut être considérée comme **typique** (ou classique) lorsque les transferts d'énergie ont lieu principalement **dans le plan vertical**. Les transferts d'énergie entre l'atmosphère et le toit du pergélisol s'effectuent alors avant tout par conduction ou par convection et sont modulés par trois sources de décalages thermiques classiques (*thermal offsets*) : couche de neige, surface du sol et couche active. Le pergélisol des zones rocheuses et des glaciers rocheux (sauf exception) suit cette répartition typique.
- Une **répartition marginale** (ou « atypique ») du pergélisol peut être causée par des processus particuliers, prenant le dessus sur les échanges d'énergie verticaux. Les transferts de chaleur se produisent alors principalement **dans le plan horizontal par advection** (circulation d'air, écoulement d'eau), et dans certains cas peuvent avoir **une origine mécanique** (fluage, charriage). La poussée glaciaire du Petit Âge Glaciaire (PAG) (cf. fiches 3.4.7) et la circulation d'air interne (cf. fiches section 3.5) peuvent générer ou avoir généré une répartition atypique du pergélisol dans des sédiments meubles non consolidés (éboulis, glacier rocheux, moraines).
Un pergélisol peut donc exister malgré un bilan d'énergie à composante verticale défavorable, uniquement par transferts d'énergie advectifs. Ce cas de figure explique notamment l'existence de pergélisol dans des formations sédimentaires poreuses ventilées de basse altitude.

La répartition (typique ou atypique) du pergélisol observée actuellement peut être :

- **en équilibre ou non** avec les conditions climatiques en vigueur (ex. interaction avec les glaciers du Petit Âge Glaciaire, cf. fiche 3.4.7). Pour de nombreux pergélisols des Alpes, les conditions thermiques reflètent actuellement celle du Petit Âge Glaciaire.
- **héritée ou non** d'un processus aujourd'hui inexistant ou dont l'efficacité est moindre.



■ PERGELISOL

3.1.6 Répartition spatiale du pergélisol alpin

En fonction de son taux de couverture spatiale, on distingue trois types de pergélisol :

- **Continu** : >70%. Dans les Alpes, le pergélisol est en principe continu au-dessus de 3300 m environ (température moyenne annuelle de l'air inférieure à -8.5°C).
- **Discontinu** : entre 30 et 70 %. La limite inférieure du pergélisol discontinu se situe approximativement vers 2300-2400 mètres dans les Alpes, avec une température moyenne annuelle de l'air comprise entre -1/-2°C.
- **Sporadique** : <30%. Ce type de pergélisol se retrouve même à des températures moyennes annuelles de l'air largement positives.

La limite inférieure du pergélisol de montagne est généralement définie comme étant celle du pergélisol discontinu. L'extension verticale théorique de ce domaine périglaciaire (limité vers le haut par la ligne d'équilibre des glaciers) varie en fonction du climat, en particulier selon le régime de précipitation et de température moyenne annuelle de l'air (MAAT) (fig. 1). Sous climat humide, le pergélisol est presque inexistant car les terrains sont presque entièrement recouverts par des glaciers. Sous climat continental plus sec, la ligne d'équilibre des glaciers correspond à une température beaucoup plus basse, permettant ainsi le développement d'une large zone périglaciaire.

A l'échelle du massif alpin, le climat varie en se réchauffant grossièrement du nord vers le sud et surtout en s'asséchant de l'extérieur vers l'intérieur. La limite des neiges persistantes s'élève de 2500 m au Sântis (AR), à 2700 m dans les Alpes vaudoises, 2900 m dans les Alpes bernoises et jusqu'à 3200 m au Mont Rose (VS). Elle redescend à peu près vers 3000 m sur le versant sud de la chaîne. Les glaciers rocheux (indicateurs de pergélisol) sont ainsi plus fréquents dans les Alpes valaisannes et grisonnes que sur les marges sud et nord du massif alpin.

Le pergélisol étant un phénomène « caché », les modèles de répartition du pergélisol alpin se basent sur une probabilité d'apparition en fonction d'indicateurs géomorphologiques (principalement les glaciers rocheux), de facteurs topoclimatiques (altitude, pente, orientation) et des décalages thermiques (fig. 2). On considère ainsi que le pergélisol peut être :

- **Absent** : pergélisol inexistant
- **Possible** : zone de transition (le pergélisol peut exister sous certaines conditions locales)
- **Probable** : ceinture alpine du pergélisol discontinu.

Il existe cependant une **très forte variabilité spatiale**. On retrouve ainsi du pergélisol isolé dès 1000 m d'altitude dans des éboulis ventilés... alors qu'il est absent de parois raides et très ensoleillées situées au-dessus de 3500 m !



■ PERGÉLISOL

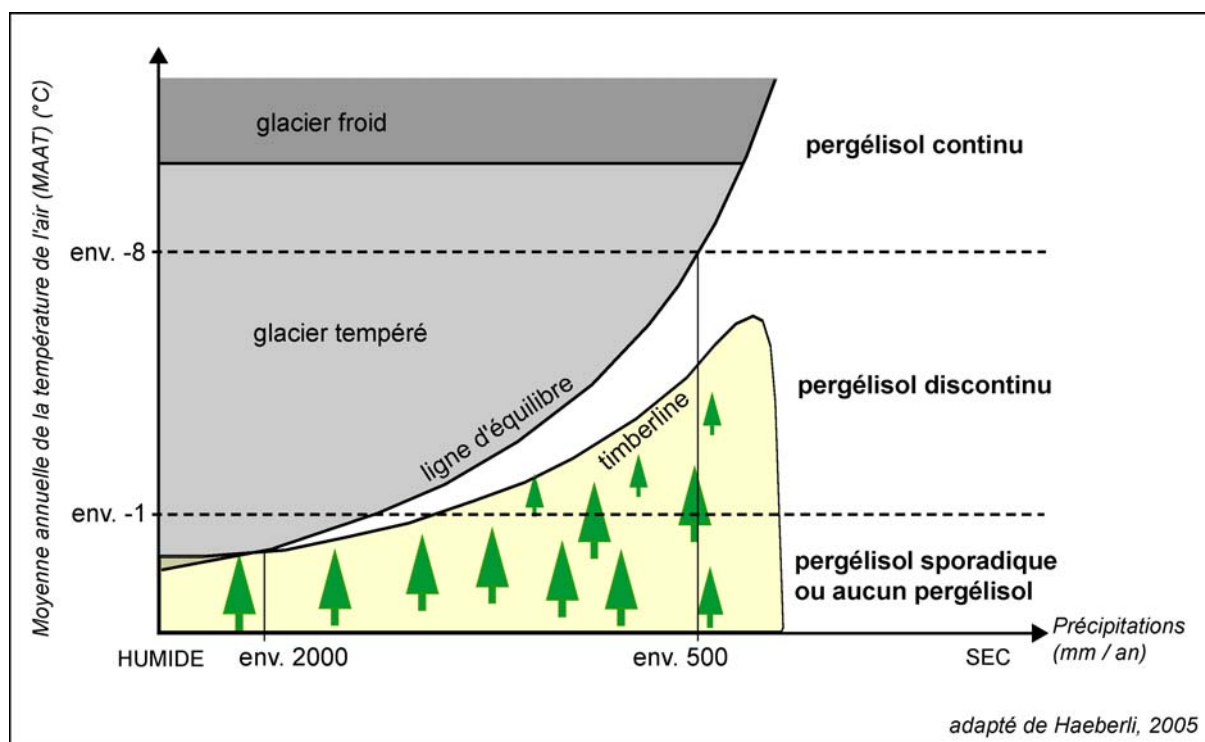


Fig. 1 – Modèle de cryosphère illustrant les relations spatiales entre les glaciers et le pergélisol, comme une fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et des précipitations annuelles (traduisant la continentalité) (adapté de Haeberli, 2005).

■ PERGELISOL

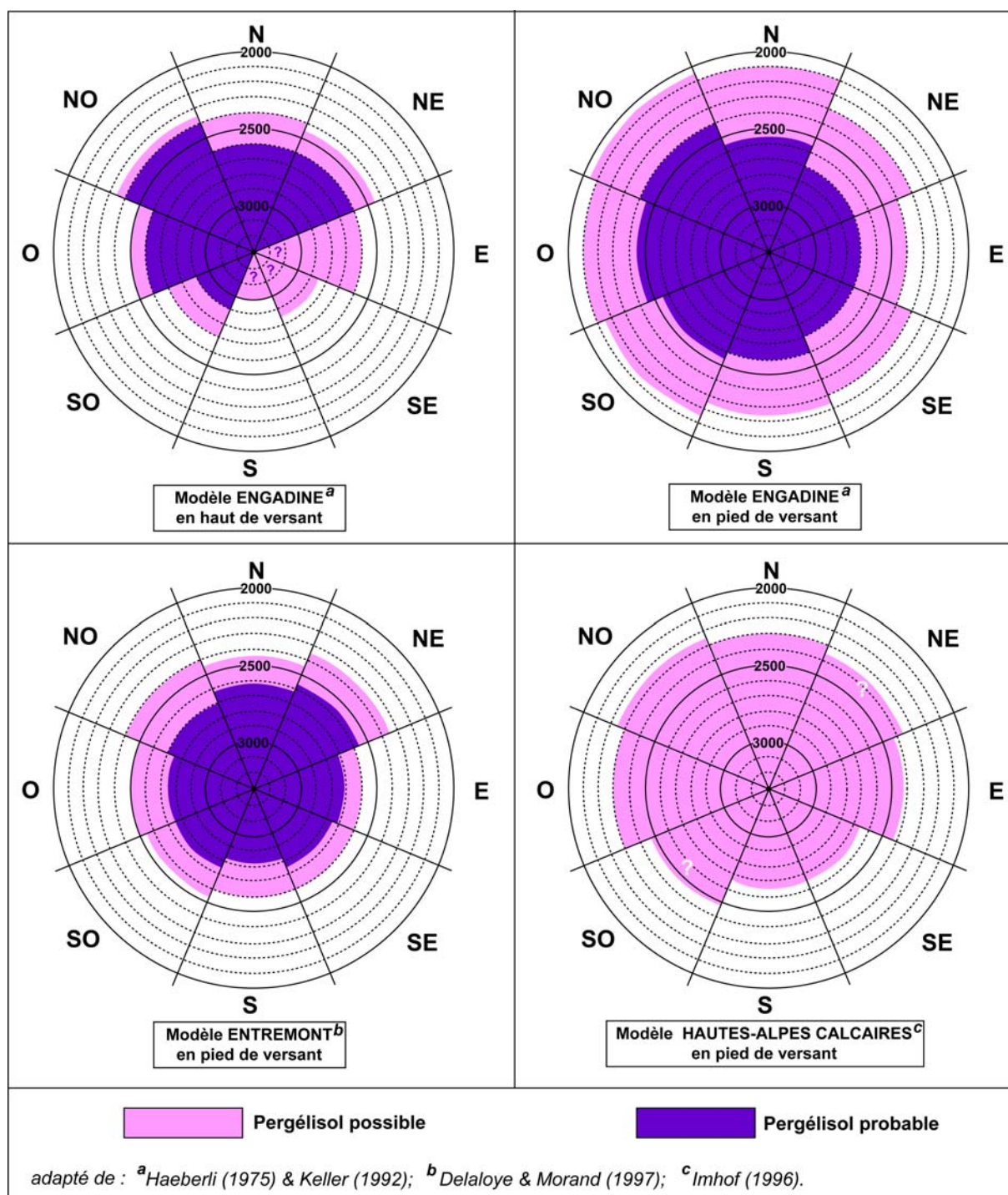


Fig. 2 – Différents modèles de répartition du pergélisol en fonction de l'altitude, de l'orientation et de la position par rapport au versant. Ces modèles régionaux sont principalement basés sur des inventaires de glaciers rocheux et des indices géomorphologiques (adapté de Haeberli, 1975 ; Keller, 1992 ; Imhof, 1996 ; Delaloye & Morand, 1997).

■ PERGELISOL

3.1.7 Formation et type de glace d'un pergélisol

Le pergélisol est un phénomène thermique, dont **le contenu en glace plus ou moins hétérogène peut varier quasiment de 0 à 100 %**. Cette quantité dépend fortement de la composition et de la porosité du terrain. Les parois rocheuses ont généralement un contenu en glace très faible (seulement dans les fissures), alors que les terrains à granulométrie grossière peuvent avoir une teneur en glace importante (fig. 1).

On dira qu'un pergélisol est **saturé** lorsque la glace remplit exactement les vides, qu'il est **sous-saturé** (respectivement **sur-saturé**) lorsque le volume de glace est inférieur (respectivement supérieur) au volume des interstices. En cas de sur-saturation en glace, le pergélisol peut se mettre en mouvement (*creeping*) et donner naissance entre autre à des glaciers rocheux.

Lorsque de la glace est présente dans un sédiment meuble gelé (éboulis, glacier rocheux, moraines), deux processus majeurs peuvent expliquer sa formation :

- **Sédimentation** : ce processus correspond à la compaction lente de la couche de neige qui se transforme, en passant par l'état de névé, en glace. Ce type correspond à la glace « classique » de glacier (cf. chapitre 2) et ne se rencontre dans un pergélisol que dans des situations bien spécifiques, par exemple lorsque de la glace s'étant formée en surface (névé permanent, par ex.) a été enterrée et préservée (fig. 2).
- **Congélation** : ce processus correspond au regel des eaux de fonte s'écoulant au printemps ou durant une période de redoux hivernal du manteau neigeux dans un sol fortement refroidi (fig. 3). La congélation a lieu principalement dans la couche active, mais dans certains cas peut aussi se dérouler directement à la base du manteau neigeux (formation d'une « semelle » basale de glace) ou même à la base du pergélisol. La glace que l'on trouve dans un pergélisol est principalement de la glace de congélation !

L'origine de la glace de congélation est essentiellement (fig. 4) :

- **interstitielle** : formation de cristaux de glace dans les vides du terrain. Elle est caractéristique *des milieux non consolidés à granulométrie grossière* (sables, graviers, éboulis, glaciers rocheux...). Si la glace occupe tous les vides du sol, ce dernier devient alors une « roche » compacte et dure analogue à du béton : *le béton ou ciment de glace*. Cette glace interstitielle joue le rôle de ciment et favorise la stabilité des pentes.
- **de ségrégation** (lentille de glace) : glace se formant en lentilles le long du front de gel suite à la migration de l'eau interstitielle vers des cristaux de glace en voie de croissance (cryo-osmose, cf. fiches section 3.2). Ce processus concerne surtout les *matériaux fins*.

Les sols contenant de la glace interstitielle (dans les pores) sont relativement stables au dégel, ceux riches en glace en lentilles de ségrégation se tassent d'avantage et peuvent éventuellement se liquéfier au dégel.



■ PERGELISOL



Fig. 1 – Glace massive et pergélisol (Tête de Fin Fond, massif du Grand Bérard / Parpaillon, Ubaye, France).



Fig. 2 – Enterrement d'une plaque de glace aux racines du glacier rocheux des Yettes Condjà (VS).

■ PERGELISOL



Fig. 3 – Glace de congélation dans l'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS).

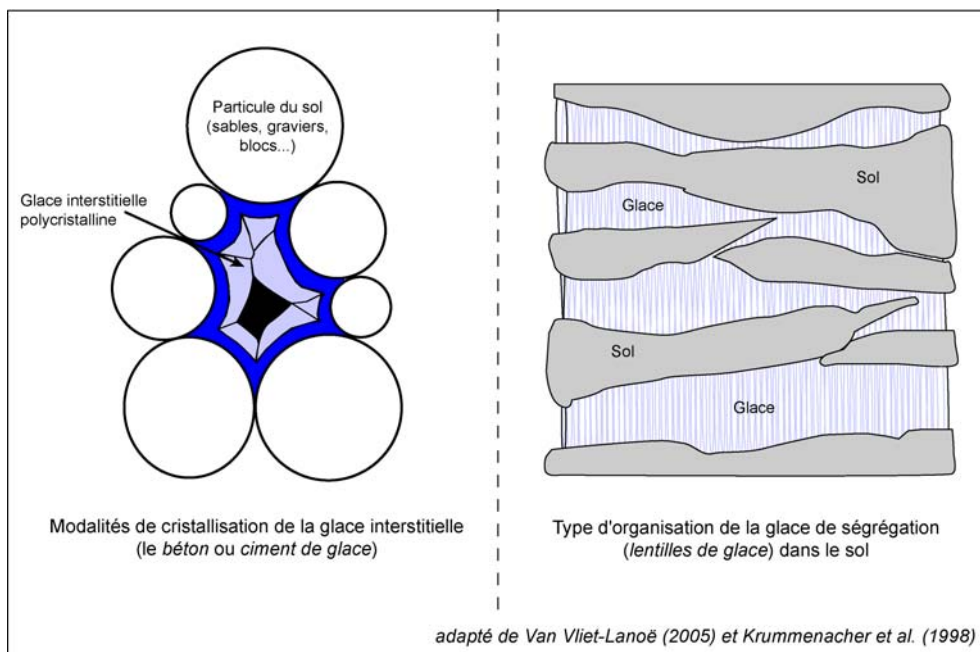


Fig. 4 – Représentation schématique des modalités de cristallisation de la glace interstitielle et de ségrégation (adapté de Krummenacher et al., 1998 ; Van Vliet-Lanoë, 2005).

3.1.8 Evolution du profil thermique vertical d'un pergélisol (1/2)

La température du sous-sol est fonction de la température de surface (MAGST). Plus celle-ci est basse, plus l'épaisseur du pergélisol est potentiellement grande. La température d'un pergélisol (comme celle de tout autre terrain) augmente avec la profondeur en raison du flux géothermique (de l'ordre de 1 à 3°C par 100 m). Dans les Alpes, elle est généralement comprise entre -3 et 0°C, traduisant ainsi une épaisseur de terrain gelé de 20 à plus de 100 mètres.

Les variations de température du pergélisol se produisent néanmoins avec un temps de réponse qui s'accroît et une amplitude qui s'atténue en fonction de la profondeur. Ainsi, **il faut environ 6 mois pour que l'énergie interceptée à la surface pénètre par conduction à 10 m de profondeur**. A cette profondeur, les fluctuations à court terme des températures enregistrées à la surface sont filtrées. Les courbes d'évolution temporelle présentent alors des formes plus ou moins sinusoïdales. En raison de ce décalage, vers 10 mètres de profondeur, les températures maximales sont ainsi atteintes en hiver et les températures minimales en été.

Lorsque le pergélisol est en équilibre avec les conditions climatiques en vigueur à la surface (MAGST), son profil thermique vertical est plus ou moins rectiligne. Un changement des températures de surface va entraîner différentes modifications de ce profil à différentes échelles de temps (cf. fig. 2, fiche suivante 3.1.9). Les causes de ces modifications peuvent être d'origine naturelle ou anthropique (construction d'un pylône, de pare-avalanches, etc. qui déstabilise le profil thermique).

a) Variation d'épaisseur de la couche active (temps de réponse : *année(s)*)

Le dégel normal de la couche active dans les Alpes atteint quelques mètres chaque année. Son épaisseur réagit étroitement aux conditions climatiques de l'année écoulée (enneigement durant l'hiver et conditions météorologiques estivales).

La fig. 1 représente les variations de l'épaisseur de la couche active au Schilthorn (BE) (2900 m, *roche en place avec très peu de glace*) en fin de saison estivale, ainsi que les conditions météorologiques de l'année écoulée :

- **Octobre 2002** : la couche active atteint **environ 4.6 m d'épaisseur** (correspondant aux valeurs annuelles mesurées depuis 1998).
 - o Hiver 2001/2002 : *le manque d'enneigement provoque un refroidissement important du sol*. Ces conditions ont permis d'interrompre la tendance à l'augmentation des températures annuelles observées depuis 1997 (dans des forages en Engadine).
 - o Été 2002 : vague de chaleur durant la seconde quinzaine de juin, sinon été « normal ».
- **Novembre 2003** : la couche active atteint **environ 9 m d'épaisseur**.
 - o Hiver 2002/2003 : conditions très défavorables au pergélisol avec un *enneigement précoce et conséquent*, empêchant le refroidissement du terrain au début de l'hiver, et une *fonte rapide au printemps* ne protégeant pas le terrain du rayonnement solaire.
 - o Été 2003 : *exceptionnellement chaud* (5°C de plus que la normale), avec un isotherme 0°C très élevé (au-dessus de 4000 m durant de longues périodes).



■ PERGÉLISOL

- **Octobre 2004** : la couche active est revenue à environ **4.8 m. d'épaisseur**, niveau normal rencontré avant la canicule de 2003.
 - o Hiver 2003/2004 : *plus froid que l'hiver 2002/2003*, et *inconstant* avec un enneigement précoce (début octobre déjà) et important à l'est et au nord, alors qu'à l'ouest de la Suisse, les quantités de neige étaient largement inférieures à la norme. En revanche la fin de l'hiver a été particulièrement favorable au pergélisol en raison d'incursions hivernales répétées en avril et en mai. *La fonte a ainsi été retardée de plusieurs semaines*, empêchant la chaleur de l'air de pénétrer dans le sol.
 - o Été 2004 : de nouveau chaud, sans pour autant être caniculaire.

Se trouvant dans la roche en place et extrêmement pauvre en glace, le pergélisol du Schilthorn (BE) réagit assez rapidement aux variations climatiques. **Dans un pergélisol riche en glace** (comme celui du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch, Engadine (GR)) (fig. 1), **l'épaisseur de la couche de dégel est beaucoup plus stable d'une année à l'autre**. La chaleur emmagasinée à la surface sert surtout à faire fondre la glace, qui joue un rôle de « tampon » thermique (cf. fiches section 3.2).

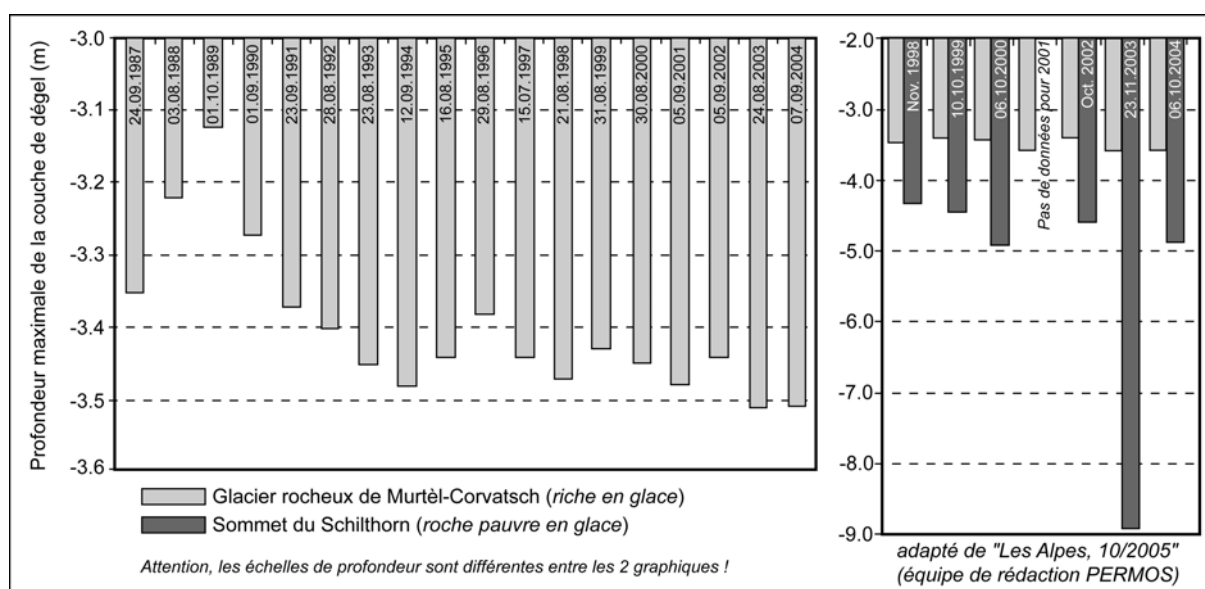


Fig. 1 – Pics d'intensité du dégel estival (date et épaisseur de la couche active) dans le pergélisol du glacier rocheux du Murtèl-Corvatsch (GR) depuis 1987 et sur le Schilthorn (BE) depuis 1998. Pendant la canicule de 2003, la couche active s'est accrue de 5 cm par rapport au précédent record au Murtèl-Corvatsch. Dans ce terrain riche en glace, l'énergie thermique a surtout fait fondre la glace, ce qui explique que la couche de dégel ait été tout aussi profonde l'année suivante en 2004. En revanche, dans le pergélisol quasi-exempt de glace du Schilthorn, les fortes températures de 2003 ont presque fait doubler l'épaisseur de la couche active, l'énergie thermique provoquant ici essentiellement un réchauffement de la roche (source : Les Alpes, 10/2005).

Vous trouverez des courbes actualisées dans la rapport biannuel de PERMOS (www.permos.ch) ou dans le numéro de septembre de la revue "Les Alpes" du Club Alpin Suisse (www.sac-cas.ch).



3.1.9 Evolution du profil thermique vertical d'un pergélisol (2/2)

Alors que l'épaisseur de la couche active réagit assez rapidement (selon le contenu en glace) aux conditions atmosphériques, le comportement thermique du corps du pergélisol présente une grande inertie (évolution lente). On considère d'ailleurs que les températures actuelles du pergélisol alpin pourraient refléter les conditions en vigueur à la fin du Petit Âge Glaciaire.

b) Incurvation du profil thermique (temps de réponse : *années à décennies*).

En cas de réchauffement (refroidissement) de la surface (MAGST), le surplus (déficit) de chaleur se propage peu à peu vers la profondeur, incurvant le profil thermique initial (fig. 2). Le pergélisol de montagne s'est ainsi éloigné des conditions d'équilibre thermique.

Les profils thermiques relevés dans différents forages des Alpes (réseaux PACE et PERMOS) montrent qu'**actuellement, le pergélisol n'est pas en équilibre avec les conditions climatiques en vigueur à la surface du sol**. Les courbes de températures présentent ainsi l'aspect typique d'un réchauffement (redressement du profil).

La partie supérieure du profil thermique s'incurve en direction du 0°C. Jusqu'à 10-50 mètres de profondeur, le gradient thermique est ainsi plus faible qu'au-dessous, voire négatif (ie. < 1-3°C par 100 m). Un écart de 0.5 à 1°C est observé entre la température de surface mesurée et estimée à partir de profils non perturbés. Cette différence est interprétée comme un signe du réchauffement subi par le sol durant le dernier siècle.

Entre 1987 et 2002, le terrain s'est ainsi réchauffé de 0.6°C à 11.6 m et de 0.2°C à 20 m de profondeur dans le glacier de Murtèl-Corvatsch (Engadine, GR). Cette apparente augmentation des températures en profondeur n'est cependant pas linéaire, les variations interannuelles étant relativement importantes (fig. 1). Depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (vers 1850), la limite inférieure du pergélisol se serait élevée d'environ 1 mètre par an, soit environ 150 mètres.

c) Déplacement vertical de la base du pergélisol (temps de réponse : *décennies, siècles, voire millénaires*).

Cette dernière phase de rééquilibrage se traduit par une fonte du pergélisol par le bas, entraînant une diminution de son épaisseur totale (fig. 2). Cette modification du profil ne semble avoir débuté dans aucun des forages profonds réalisés dans les Alpes.

■ PERGELISOL

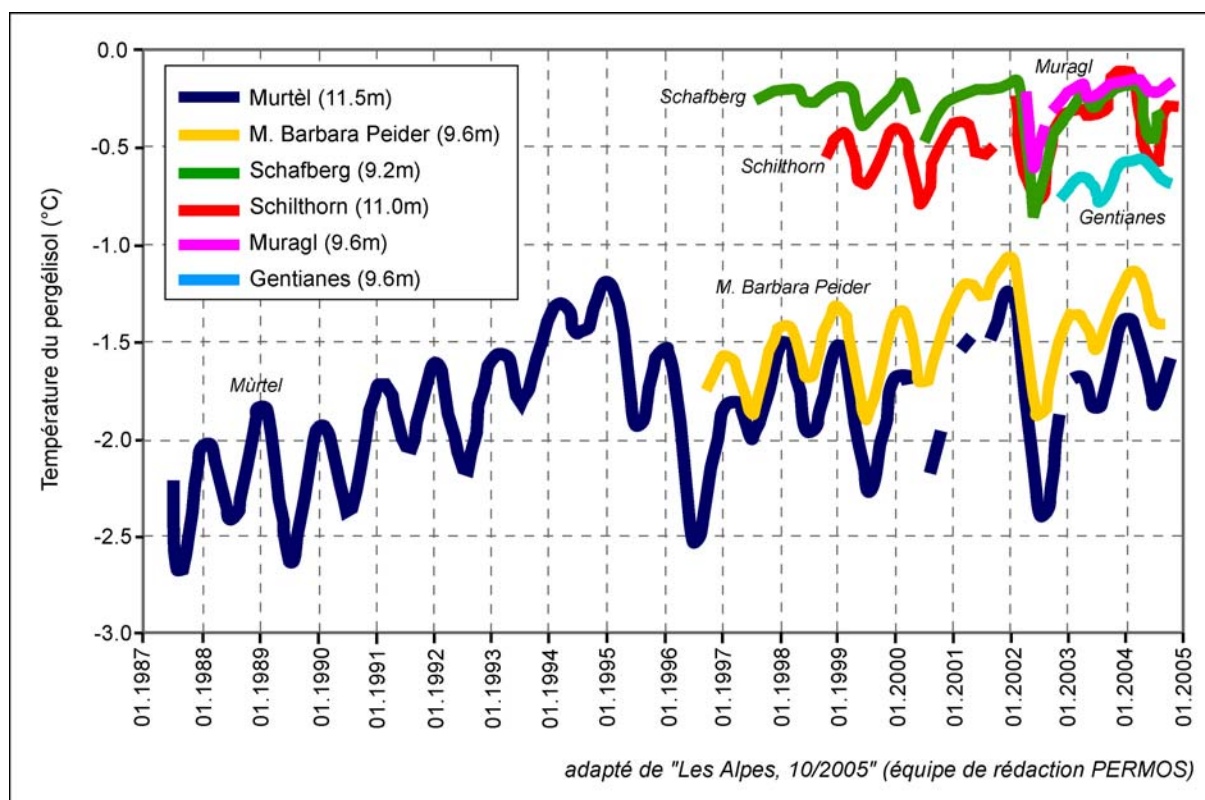


Fig. 1 – L'évolution des températures du pergélisol à environ 10m de profondeur sur quelques sites PERMOS met en évidence trois phases de réchauffement avec des interruptions en 1995/1996 et 2002 (adapté de "Les Alpes", 10/2005).

Vous trouverez des courbes actualisées dans la rapport biannuel de PERMOS (www.permos.ch) ou dans le numéro de septembre de la revue "Les Alpes" du Club Alpin Suisse (www.sac-cas.ch).



■ PERGELISOL

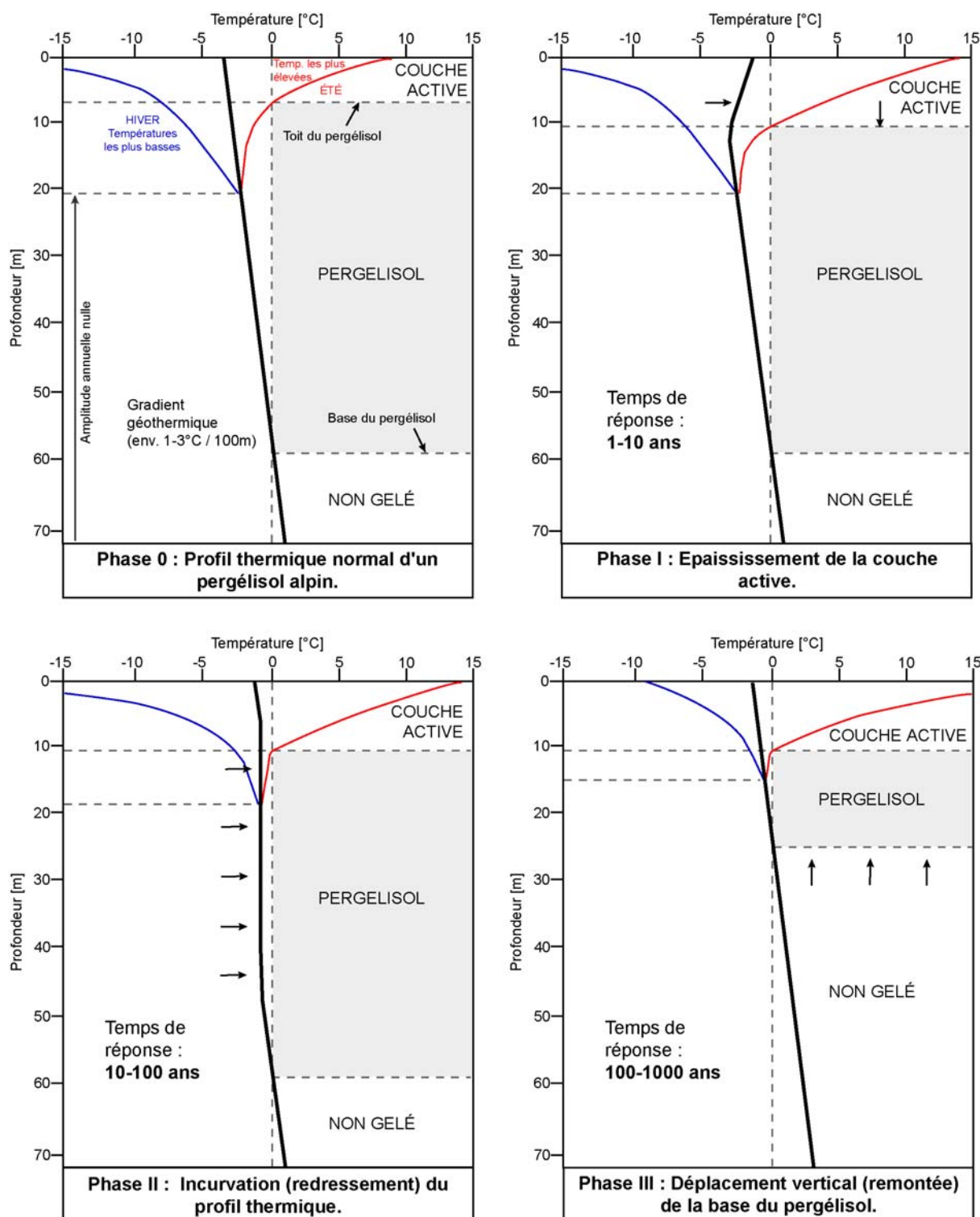


Fig. 2 – Evolution du profil thermique vertical d'un pergélisol.

■ PERGELISOL

3.1.10 Réseaux d'observation du pergélisol : PACE et PERMOS

Afin d'évaluer la réponse du pergélisol (variations d'épaisseur de la couche active, comportement thermique) au réchauffement climatique en cours, différents réseaux d'observation et de monitoring à long terme ont été mis en place depuis les années 1990.

- a) Le projet **PACE** (Permafrost And Climate in Europe) regroupe 8 forages profonds (80-100 m) réalisée sur un transect nord-sud, du Spitzberg à la Sierra Nevada, en passant par la Scandinavie et les Alpes (fig. 1 & 2).
- b) Dans les Alpes suisses, le réseau **PERMOS** (PERmafrost MOonitoring Switzerland) – a été mis en place et a débuté ses activités officiellement en 2000. Il regroupe de nombreux instituts de recherche et est coordonné par la Commission Glaciologique de l'Académie Suisse des Sciences naturelles (ScNat). Le réseau PERMOS se base sur trois éléments (fig. 3):
 - Le pergélisol n'étant pas directement visible à la surface du terrain, le meilleur moyen de l'étudier consiste à **relever les températures en profondeur à l'intérieur d'un forage**, et en fonction de son emplacement, d'analyser leur déformation verticale et horizontale. Cependant, un forage ne fournit qu'une information ponctuelle, et en raison d'un coût opérationnel élevé (technique, logistique...), les données sont complétées par d'autres méthodes géophysiques (indirectes) applicables à la surface du sol.
 - Enregistrement de **la température de surface** par une cartographie BTS (*Bottom Temperature of the Snow cover*), mesure continue de l'évolution thermique de surface (GST : *Ground Surface Temperature*) et développement du manteau neigeux (durée et épaisseur) afin de déterminer la répartition spatiale du pergélisol proche de sa limite inférieure d'existence.
 - **Photographies aériennes** prises périodiquement sur certaines zones afin de suivre les mouvements de surface (glaciers rocheux) et les modifications géomorphologiques, hydrologiques et biologiques.

Le pergélisol ayant un temps de réponse aux modifications climatiques beaucoup plus lent que les glaciers et son suivi systématique étant beaucoup plus récent, il faudra probablement attendre plusieurs années pour que les mesures effectuées dans le cadre de PERMOS dévoilent des changements notoires dans la distribution du pergélisol et le régime thermique du sous-sol.



PERGELISOL

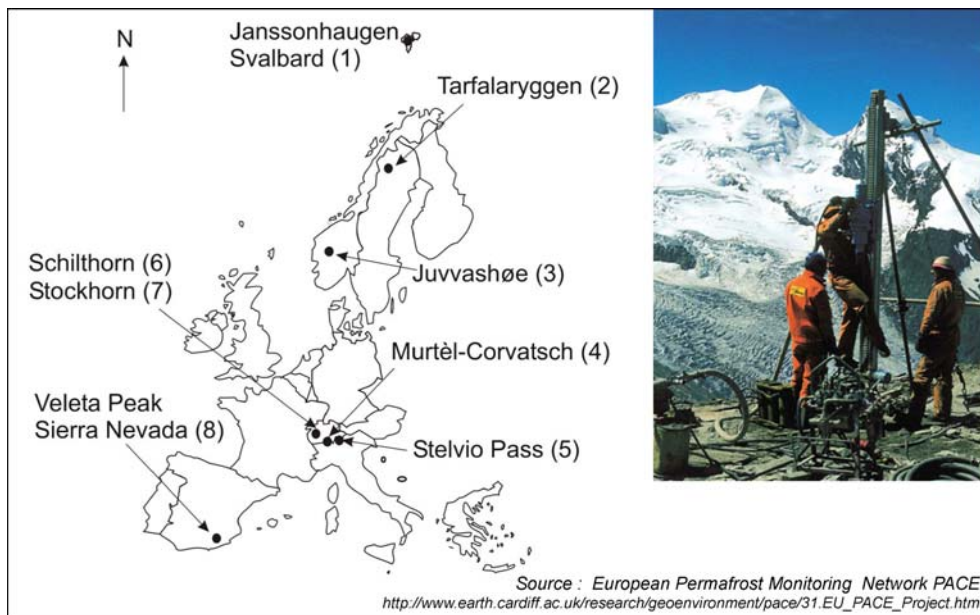


Fig. 1 – Emplacement des différents forages du réseau PACE. A droite, percement du forage du Stockhorn (VS) (source : European Permafrost Monitoring Network PACE).

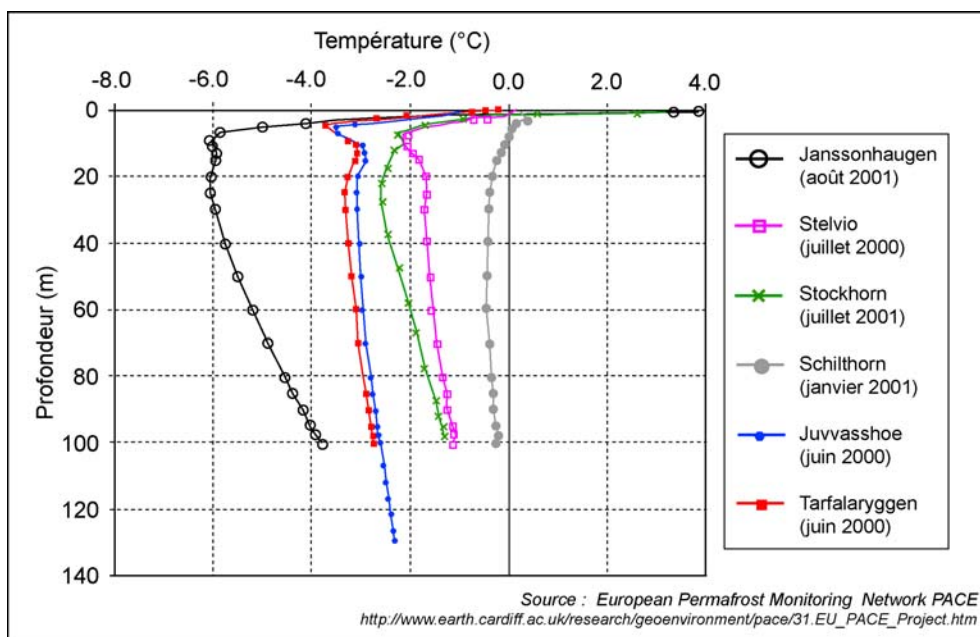


Fig. 2 – Température du pergélisol en 2000/2001 dans les différents forages du réseau PACE (source : European Permafrost Monitoring Network PACE).

PERGELISOL

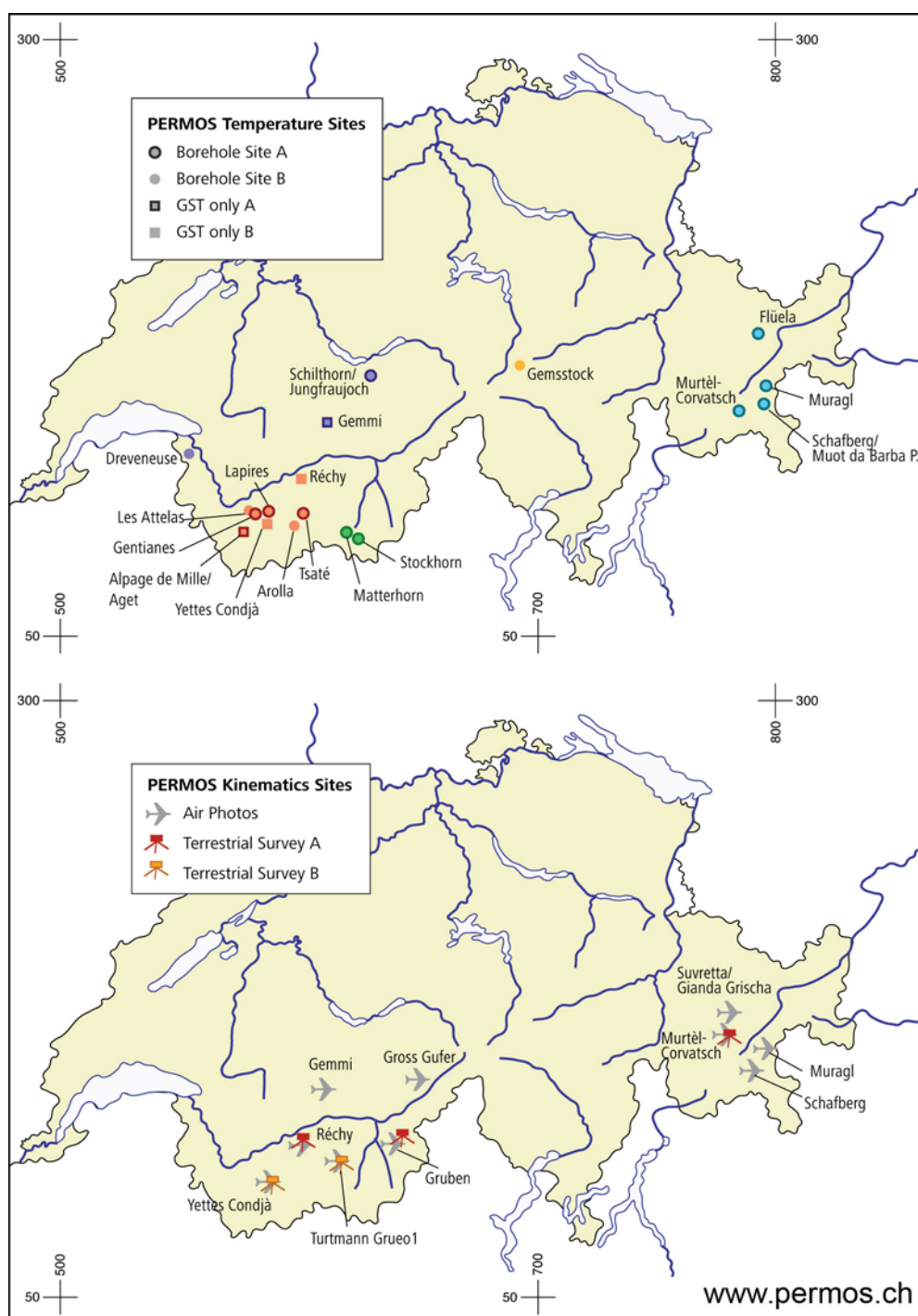


Fig. 3 – Emplacement des différents sites du réseau suisse PERMOS (source : www.permos.ch).



3.2.1 Processus liés au gel-dégel (1/2)

Le gel se produit lorsque la température s'abaisse à 0°C ou au-dessous (**aspect thermique**). Il existe cependant des exceptions (seuil à -1°C sous la pression d'un glacier, ou dans l'océan en raison de la salinité). Le gel se forme par transformation de l'eau en glace (**aspect physique**).

Cinq conséquences majeures liées à ce processus peuvent être relevées :

1. Un **important transfert d'énergie sous forme de chaleur latente** se produit lors du changement de phase de l'eau en glace (et vice-versa). D'énormes quantités d'énergie sont ainsi libérées lors du gel et absorbées lors du dégel. En conséquence, la température du sol se stabilise pour un certain laps de temps au point de congélation (0°C) : c'est la **phase zéro** (*zero curtain*) (fig. 1). Cette phase est décelable au printemps lors de la fonte du manteau neigeux et parfois en automne lorsque le sol commence à geler. La température du sol ne pourra s'abaisser/s'élever au-dessous du point de congélation qu'une fois toute l'eau transformée en glace (et vice-versa notamment à la fonte des neiges) ! En l'absence d'humidité dans le sol, il n'y a pas de phase de stabilisation à 0°C. Ce cas de figure est observé par exemple dans un matériau rocheux poreux à l'intérieur duquel les eaux ne peuvent stagner.
2. Lors du gel, on assiste à une **augmentation du volume de l'eau** (+ 9%) et parfois du matériel gelé (soulèvement gélival, soulèvement du sol, *frost heaving*) (fig. 2). Le sol gelé a tendance à se soulever parallèlement à la progression du front du gel. Inversement, il s'affaisse lors du dégel. D'un cycle gel/dégel à l'autre, un bloc peut ainsi migrer vers la surface : c'est la **cryoexpulsion** (fig. 3 & 4).
3. **La cryosuccion** (ou cryo-osmose) est un processus de succion survenant lors de la congélation. Lorsqu'un sol est en train de geler, l'eau interstitielle des terrains avoisinants (par ex. d'une nappe phréatique) va être aspirée vers les cristaux de glace en voie de croissance. Ce processus explique notamment la ségrégation des lentilles de glace.



■ PERGELISOL

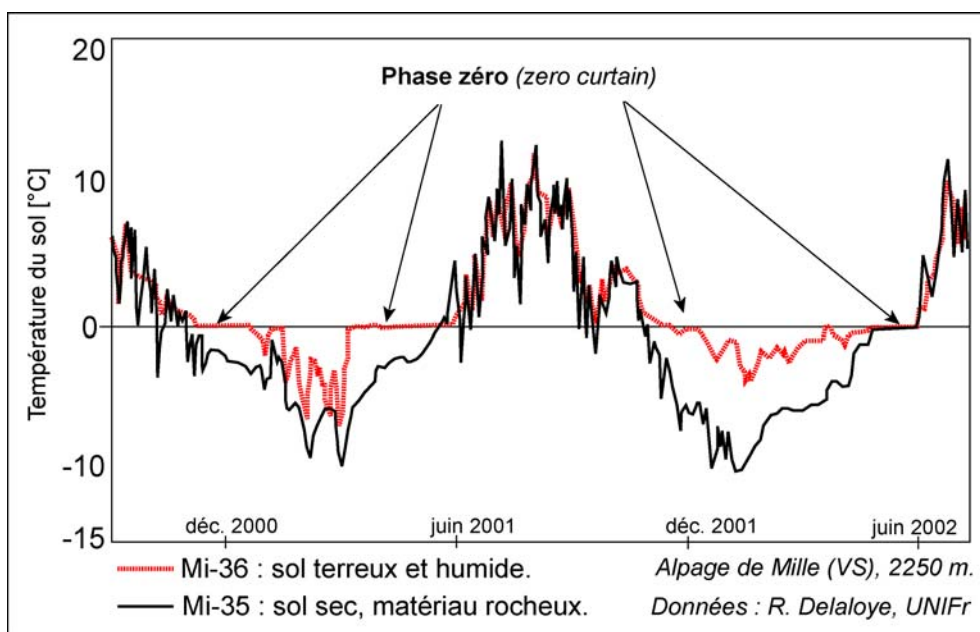


Fig. 1 – Phase zéro pour deux types de sol de l'Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS). Dans le sol terreux et humide, il faut environ 2 mois pour que toute l'eau se transforme en glace. On ne relève qu'une seule phase de gel-dégel par an (courbe rouge). En revanche, dans un sol sec et très poreux, il n'y a pas de phase de stabilisation à 0°C (sauf en période de fonte au printemps). On dénombre ainsi 4-5 phases de gel-dégel par an.

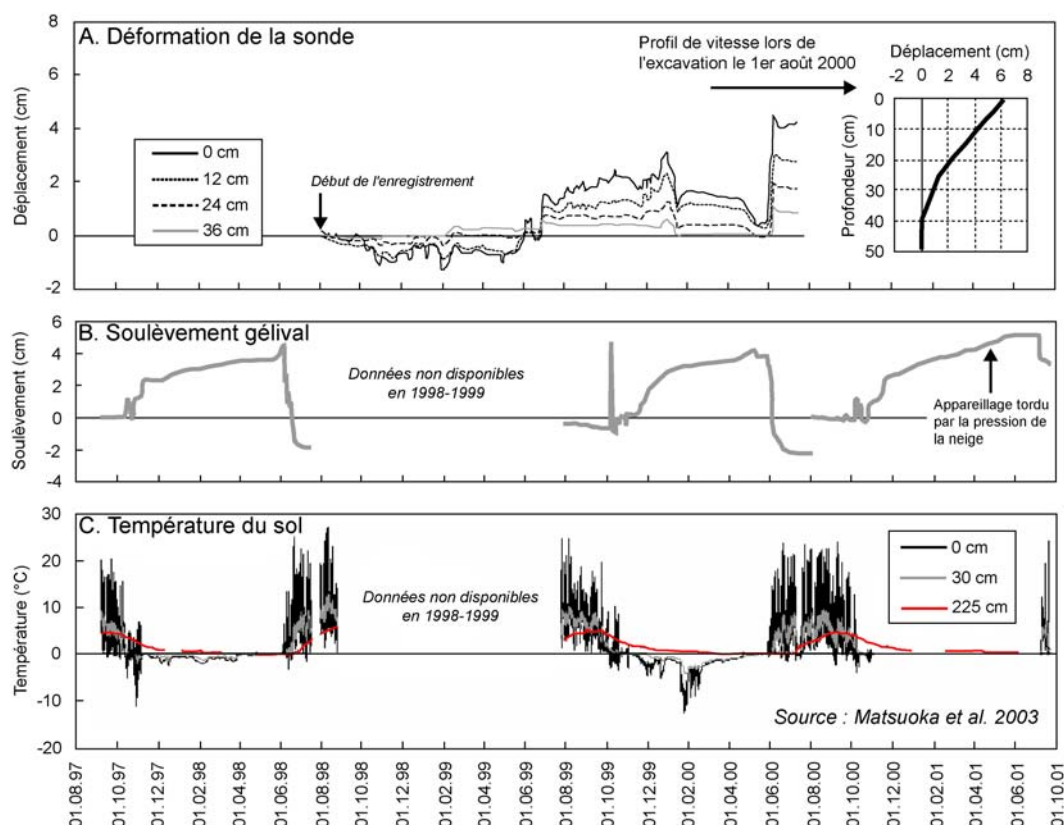


Fig. 2 – Déplacement horizontal (A) et vertical (soulèvement gélival, B) et température du sol (C) dans une loupe de solifluxion (Padella (Engadine, GR), 1997-2000) (adapté de Matsuoka et al., 2003).



■ PERGELISOL

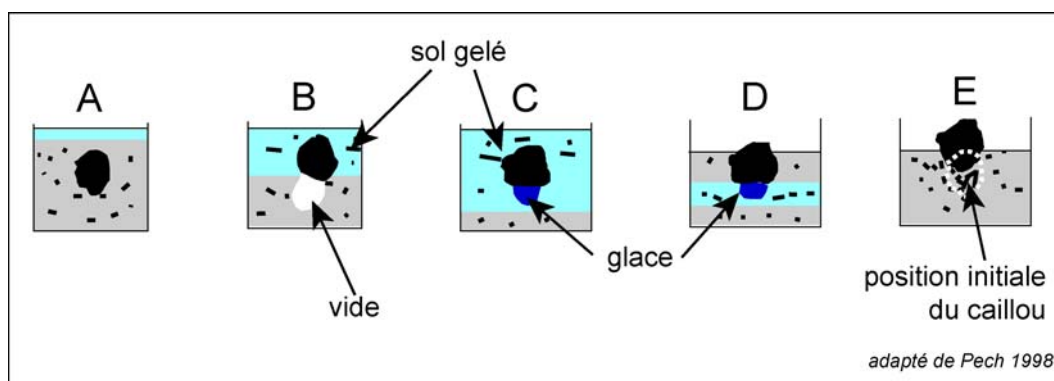


Fig. 3 – Dans un sol hétérogène, les blocs sont solidaires de l'ensemble de la formation et, enchâssés dans la glace, ils se soulèvent (B), libérant un vide comblé par l'eau qui gèle à son tour (C). Lors du dégel (D), la chaleur pénètre depuis la surface mais le bloc est limité dans sa redescente par la glace qui a pris sa place lors du soulèvement. D'un cycle gel/dégel à l'autre, le bloc migre ainsi vers la surface (adapté de Pech, 1998).



Fig. 4 – Pierre redressée en cours de cryo-expulsion au centre d'un polygone. La sortie du bloc provoque la formation d'un petit bourrelet terreux en surface (Vallon de Réchy, VS).

3.2.2 Processus liés au gel-dégel (2/2)

Lors du gel, des processus contradictoires peuvent agir en même temps :

4. D'une part, on peut assister à une **augmentation de la cohésion** (cimentation) de l'ensemble du matériel gelé. De la glace remplit l'ensemble des interstices (sans glace, le matériel est meuble) formant le béton ou ciment de glace (fig. 1).
5. En parallèle, une **désolidarisation** (altération mécanique) des matériaux lithologiques ou pédologiques peut avoir lieu (ex : gélifraction, aiguilles de glace...).

La **gélifraction** ou **cryoclastie** représente la destruction des matériaux rocheux sous l'effet des alternances de gel-dégel, en raison des contraintes exercées par les changements d'état de l'eau dans les vides (pores, fissures) de la roche. L'augmentation du volume de l'eau interstitielle lors du gel (+9%) entraîne une augmentation de la pression d'environ 15 kg/cm². Une décompression a lieu lors du dégel. La répétition de nombreux cycles de gel-dégel entraîne une fatigue de la roche et un agrandissement des fissures (fig. 2). Des débris généralement très anguleux, appelés *gélifrac* – dont la taille varie selon l'intensité du gel, la densité des fractures et le type de roche – sont ainsi formés (fig. 3 & 4).

Ce processus se déroule surtout dans les régions froides, avec des franchissements répétés du 0°C. La gélifraction agit à la surface des roches, dans les premiers décimètres, la conductivité des roches étant en effet insuffisante pour permettre l'action des alternances de gel-dégel en profondeur. Son efficacité est la plus importante sur les surfaces rocheuses dégagées (parois) et varie en fonction de la nature de la roche (calcaire, granite...), entraînant un taux d'érosion relativement élevé en montagne de 5 à 50 cm par siècle !

Les **aiguilles de glace** (*pipkrakes*) sont de petites colonnes de glace fibreuse se formant sur un sol humide qui est capable de soulever des fragments rocheux et de les déplacer même sur de faibles pentes (fig. 5 & 6).

Le gel nocturne agissant sur un sol humide (pluie, fonte) dégelé au cours de la journée précédente, entraîne la formation d'une croûte gelée en surface, à l'exception des emplacements des petits cailloux jouant un rôle d'isolant thermique. Dans un deuxième temps, la pénétration du gel en profondeur entraîne l'expulsion de l'eau du sol, un peu à la manière d'une pâte dentifrice hors de son tube. Des aiguilles de glace pouvant atteindre plusieurs centimètres de hauteur se forment perpendiculairement à la pente. Lors du dégel, les débris soulevés retombés à la surface se sont déplacés de quelques millimètres/centimètres.



■ PERGELISOL



Fig. 1 – Le béton ou ciment de glace.

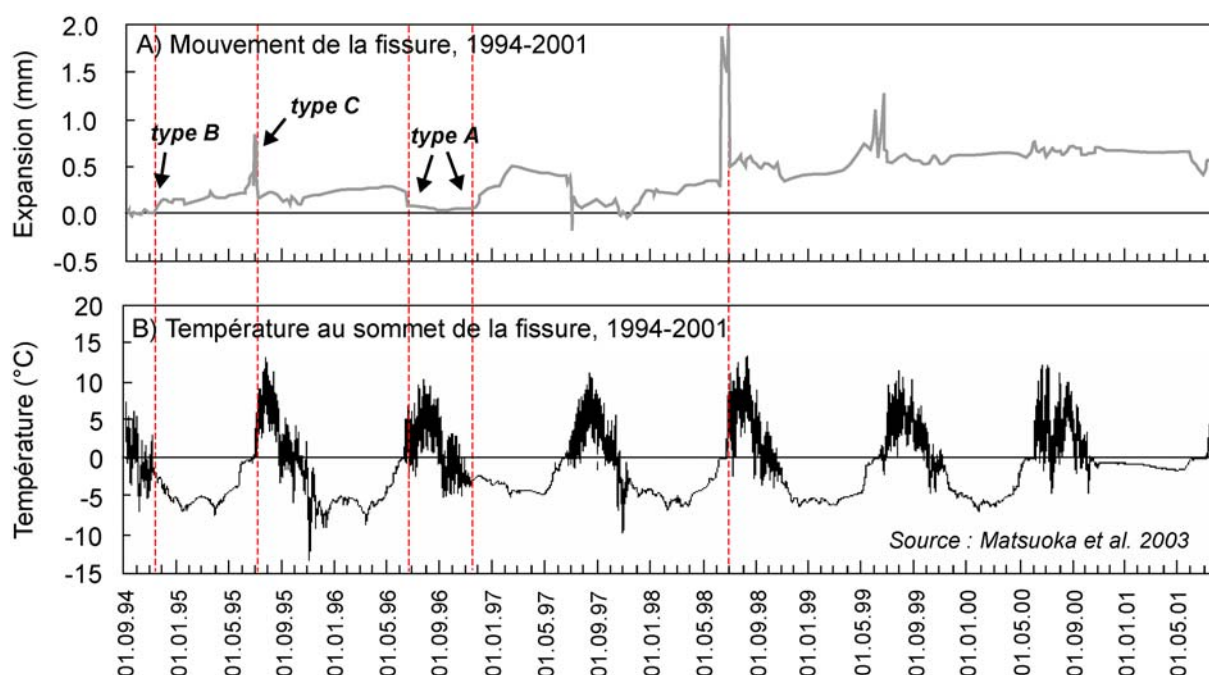


Fig. 2 – Ouverture de petites fissures dans une paroi rocheuse du Murtèl (Engadine, GR) entre 1994 et 2001. On distingue 3 types de mouvements : A) Ouverture due aux cycles diurnes de gel-dégel ; B) Ecartement de la fissure au moment du gel saisonnier du terrain (début hiver) ; C) Ouverture importante de la fissure suite au regel des eaux de fonte de la neige (l'apport de beaucoup d'eau permet la formation d'une grande quantité de glace). La répétition de ces cycles cryoclastiques peut provoquer des chutes de pierre (adapté de Matsuoka et al., 2003).

■ PERGELISOL

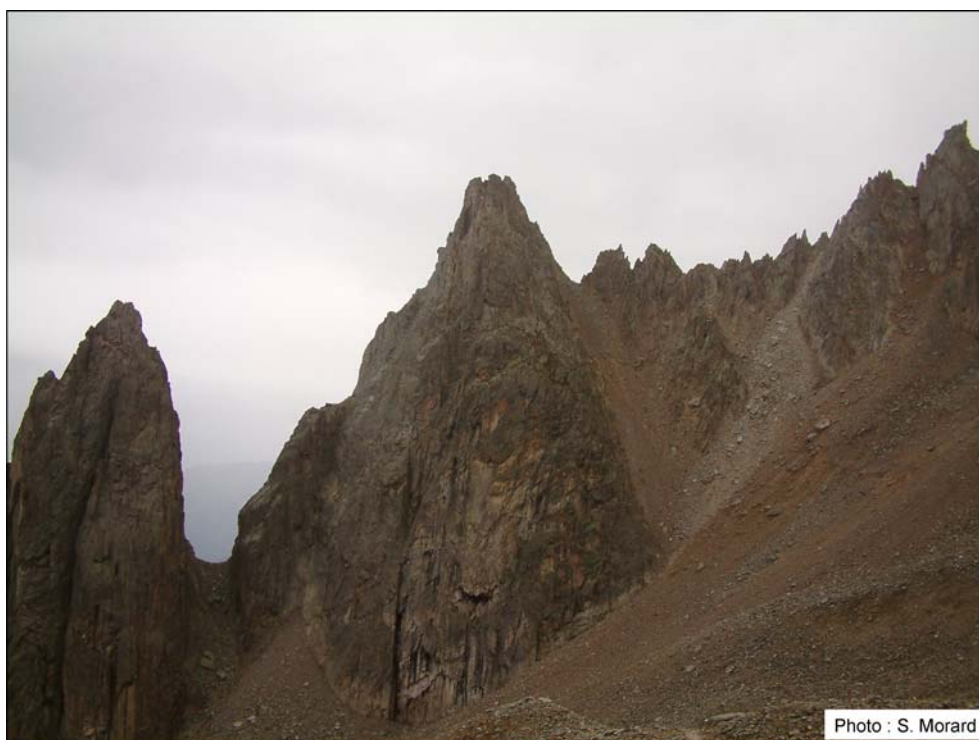


Fig. 3 – Relief acéré caractéristique de la prédominance des processus de gélifraction (Saleinaz, VS).



Fig. 4 – Désagrégation d'une paroi rocheuse sous l'effet de la gélifraction (Saastal, VS).

■ PERGELISOL



Fig. 5 – Armée de pipkrakes au petit matin à proximité du sommet du Gramont (Chablais valaisan).

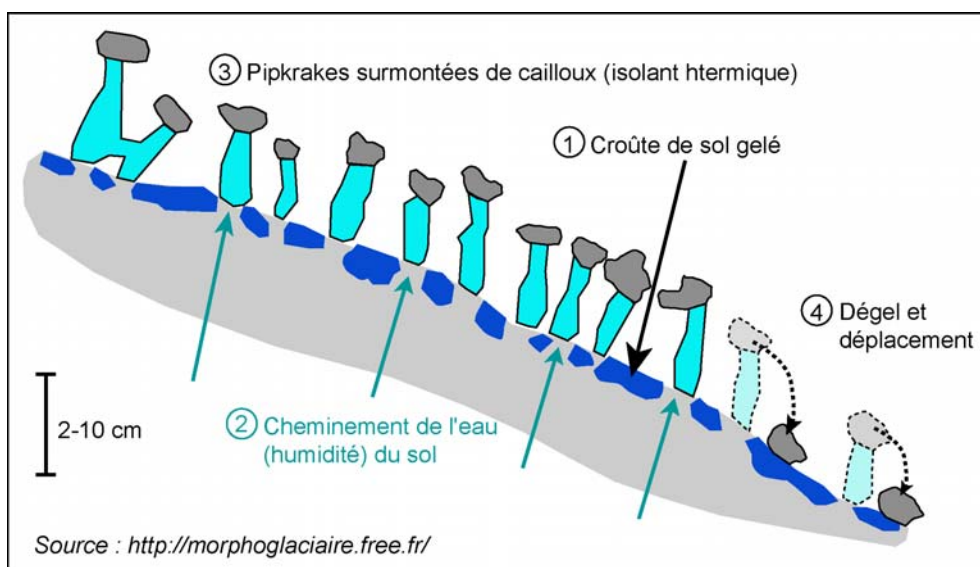


Fig. 6 – Hypothèse des étapes de formation des aiguilles de glace (explications dans le texte).

3.2.3 Le gel, quelques remarques...

Un sol peut geler alors que la température de l'air demeure positive, en raison de la perte de chaleur par rayonnement infrarouge (la nuit par temps clair et la journée dans les zones à l'ombre).

La profondeur de pénétration du gel dans le sol est fonction notamment :

- De l'enneigement (neige = isolant thermique) : une couche de neige entraîne un arrêt de la perte de chaleur par rayonnement infrarouge du sol (stabilisation de la température du sous-sol) (fig. 1).
- De la durée et de l'intensité de la période froide.
- De la température du sous-sol.
- Du contenu en eau du sol.
- De la conductivité thermique du sol (un sol sec conduit mieux la chaleur qu'un sol humide).
- On observe ainsi un décalage dans le temps des ondes de chaleur (1 mois de retard à 3,6 m de profondeur, 6 mois vers 10 m de profondeur).

La phase de dégel se caractérise par des processus inverses à la phase de gel, notamment :

- Absorption d'énergie sous forme de chaleur latente (phase zéro, *zero curtain*).
- Perte de volume de la glace et parfois du matériel dégelé (tassement dû au dégel).
- Diminution de la cohésion (décimentation).

A la surface du sol, **le nombre d'alternances de cycles de gel/dégel** est fonction :

- De l'enneigement. Si l'enneigement est précoce et important, il n'y aura qu'un seul cycle, voire aucun (fig. 1).
- De l'orientation : le nombre annuel de cycles est souvent plus élevé sur un versant sud (adret) que sur un versant nord (ubac), par contre la pénétration du gel est moins durable et moins intense sur le versant le plus ensoleillé (insolation, apport radiatif plus grand) (fig. 2).
- De la saison : en haute montagne, les cycles cryoclastiques sont plus nombreux aux intersaisons. La gélifraction se produit donc surtout au printemps (mai-juin) et en automne (septembre-octobre), respectivement au lever du soleil sur versant exposé (adret), après une nuit froide.
- De l'altitude.



PERGELISOL

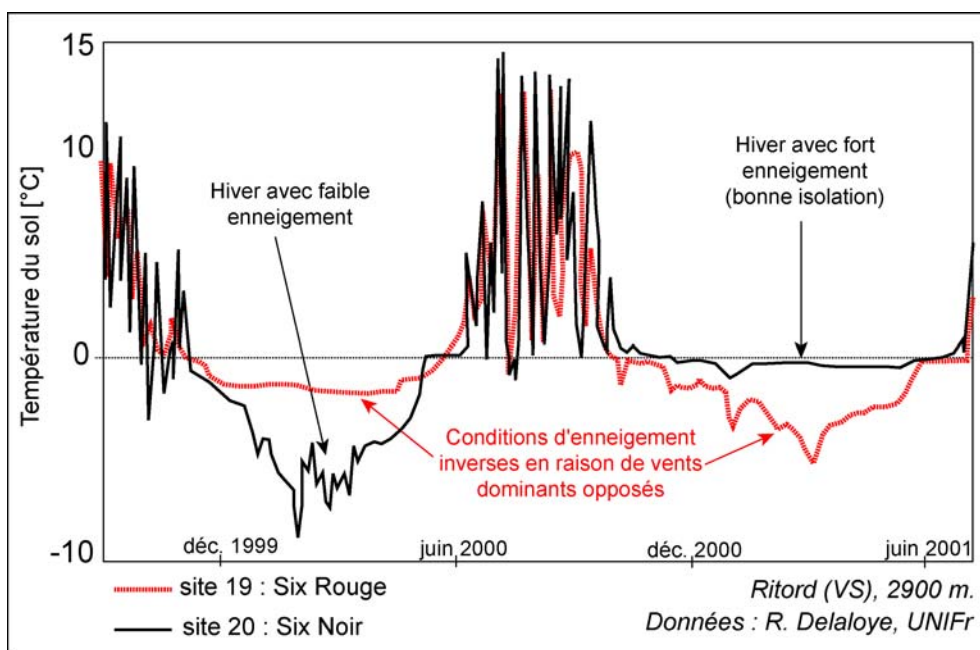


Fig. 1 – Variations des conditions thermiques du sol entre septembre 1999 et juillet 2001 au Ritord (VS). Les capteurs sont placés de part et d'autre d'un petit col, dont l'enneigement est fortement dépendant des régimes de vents dominants. Lorsque un manteau neigeux est présent, les températures du sol demeurent relativement stables.

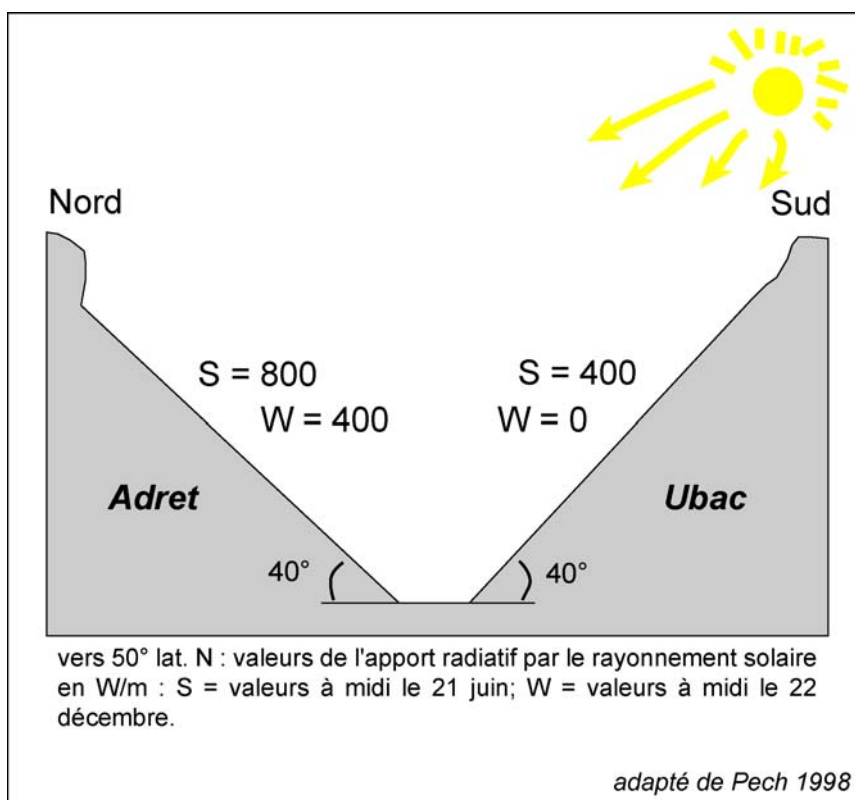


Fig. 2 – Illustration de la variation de l'apport radiatif par le rayonnement solaire en fonction de l'orientation du versant (adapté de Pech, 1998).

3.2.4 Formes liées aux alternances de gel-dégel (1/2)

Le paysage alpin est fortement influencé par les alternances répétées de gel-dégel (journalières ou saisonnières). De nombreuses formes géomorphologiques sont ainsi caractéristiques de ce processus :

- **Gélifractions** : débris produits par la gélifraction. Selon le type de roche et la structure du massif, les fragments peuvent prendre des formes variées (blocs anguleux, écailles, feuilletts, plaquettes, échardes...) (fig. 1).
- **Talus d'éboulis** : accumulation de blocs produits par la gélifraction et ayant subi un transfert gravitaire. Les éboulis constituent une des formes de dépôts les plus répandues de la zone périglacière alpine (cf. fiche 3.4.6).
- **Géli- ou cryo-reptation du sol** : déplacements de débris du sol qui rampent avec l'eau de fusion ayant rendu pâteuse les formations sédimentaires fines (vitesse : quelques cm-dm par an).
- **Solifluxion** : Forme de déplacement plastique (sous l'effet de la gravité) des matériaux meubles à forte capacité d'absorption d'eau d'un versant (pente de 5° à 40°), avec création d'une niche de décollement et d'un bourrelet d'accumulation ou loupe. La solifluxion concerne la tranche superficielle d'un versant (0.5 à 2 m), généralement végétalisée (fig. 2). Les vitesses de déplacement sont de l'ordre de quelques mm à quelques cm par an.

La **gélifluxion** désigne une solifluxion s'opérant sur un sol gelé (pergélisol). La distinction entre ces deux processus reste cependant mal définie. En haute montagne, le sol gèle durant l'hiver sur 1-2 mètres d'épaisseur. Au printemps, en raison du dégel intervenant depuis la surface et de l'arrivée des eaux de fonte de la neige, la tranche superficielle du terrain va glisser sur le sol gelé sous-jacent de quelques décimètres à quelques mètres par année (cf. fiches chapitre 4) affectant de larges portions d'un versant (fig. 3).

Les grandes coulées ou lobes de gélifluxion (fig. 4) semblent en revanche concerner une épaisseur du terrain de l'ordre de 2 à 15 m et se mouvoir de quelques cm à quelques dm par an. Elles pourraient s'apparenter à une forme intermédiaire entre la gélifluxion et le glacier rocheux.

Ces processus de solifluxion/gélifluxion donnent lieu à de nombreuses formes superficielles de versant : coulées de gélifluxion, blocs laboureurs ou baladeurs (quelques mm à cm par an) (fig. 5), moraine fluée (fig. 6)...



■ PERGELISOL



Fig. 1 – Roche schisteuse attaquée par le gel et produisant des gélifracts (sommet du Trubelstock, VS).



Fig. 2 – Versant végétalisé présentant une morphologie de petits lobes de solifluxion/gélifluxion (Mille, Val de Bagnes, VS)

■ PERGELISOL



Fig. 3 – Versant affecté par la gélifluxion (Arolla, VS).



Fig. 4 – Grandes coulées de gélifluxion (au centre de la photo). A gauche : glacier rocheux en *surge* du vallon de Grüob (Turtmantal, VS).

■ PERGELISOL



Fig. 5 – Bloc laboureur marqué par un lobe de glissement à l'aval. Le sillon (dont le contraste a été amélioré) est bien visible à l'amont (Vallon de la Chevillence, Derborence, VS).

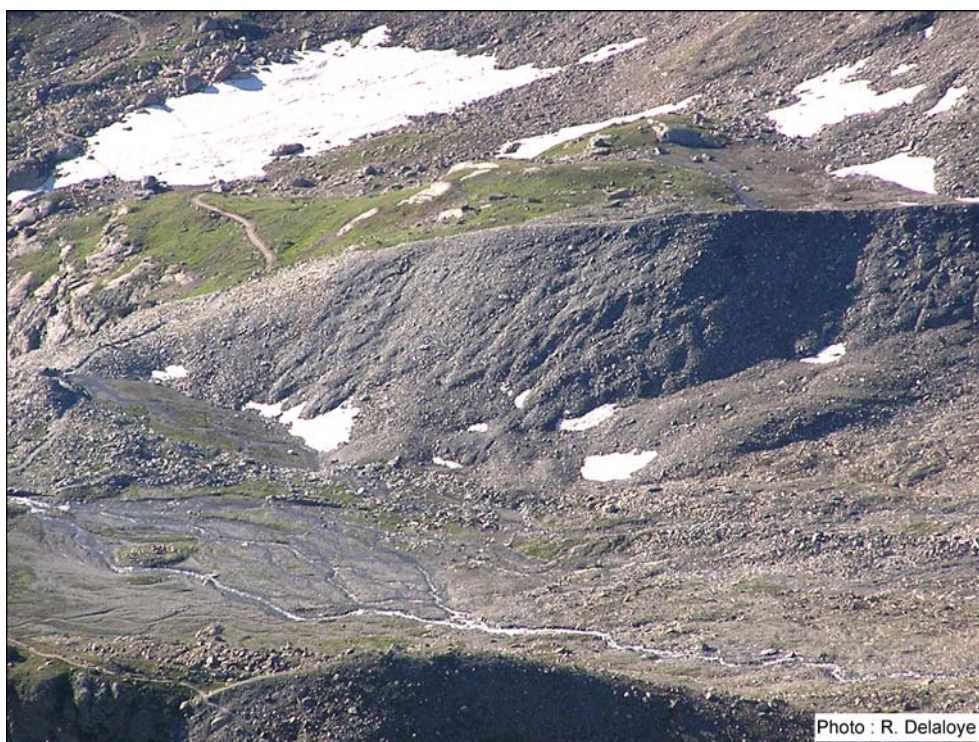


Fig. 6 – Moraine fluée (déformation de surface) (Glacier des Ignes – Arolla, VS).

3.2.5 Formes liées aux alternances gel-dégel (2/2)

La **cryoturbation** est le processus concernant les déformations in-situ dues aux alternances de gel-dégel. La capacité de rétention en eau dépend de la nature des matériaux et se traduit, lors de la progression du front de gel, par des dilatations très variables. Les limons, très gélifs, ont ainsi tendance à s'injecter dans les autres matériaux, provoquant de petits plis (formes en chaudron) dans les formations superficielles (fig. 1). Les sols structurés et striés, ainsi que les buttes gazonnées sont des formes typiques de cryoturbation.

Sols structurés (« polygonaux ») et sols striés : terrain présentant un plan de polygones, de quelques centimètres à quelques mètres (fig. 2 & 3). Les polygones sont généralement constitués par des accumulations de pierres dessinant les côtés (cercle de pierre) alors que le centre est terreux, ou à l'inverse le centre peut être formé de cailloux et les côtés de matériel fin (roses de pierre), ou bien encore ils peuvent être constitués de matériel non trié. Parfois les côtés sont marqués par de simples craquelures. Sur des pentes inclinées de quelques degrés, les polygones se transforment en sols striés, constitués, en surface, d'une succession de grandes bandes de matériaux fins séparés par des bandes de cailloux (fig. 4). D'autres structures organisées se rencontrent dans le domaine périglaciaire (champs de pierres redressées, dallage de pierre,...).

La genèse des sols structurés n'est pas encore bien éclaircie (fig. 5) :

- mouvements de cryoturbation qui créent des cellules de convection dans le sol ;
- systèmes de fentes de dessiccation, agrandies en coins de glace, vers lesquelles, par suite du gonflement du centre du dispositif (ostiole) sous l'effet du gel, les blocs migrent vers la surface par cryoexpulsion, puis sont entassés en bordure des ostioles sous l'effet des pipkrakes.

Quoi qu'il en soit, les mouvements verticaux sont prédominants et affectent la tranche supérieure du sol (0.1 – 1 m) avec des vitesses de l'ordre du mm au cm par an.

Buttes gazonnées (ou *thufur*) : monticules de quelques décimètres de diamètre et généralement recouverts de végétation. Leur formation serait causée par des mouvements de géliturbation et de gonflements cryogéniques dans des matériaux organiques (tourbe) et limoneux (fig. 6).

Le terme **Thermokarst** (ou cryokarst) concerne l'ensemble des processus par lequel sont créés des formes d'affaissement de relief à la suite de la fonte glace en profondeur (pergélisol saturé, glace morte, etc.) (fig. 7 - 9). Contrairement aux autres formes présentées dans cette section, le thermokarst n'est pas causé par des cycles répétés de gel-dégel. L'origine des formes thermokarstiques est soit climatique, soit bien souvent consécutive à la construction d'infrastructures (pylône, paravalanches, terminal de télécabine, cabane...) qui perturbent le régime thermique d'un sous-sol initialement gelé. Les dépressions thermokarstiques sont généralement peu profondes et peuvent se remplir d'eau (lacs thermokarstiques).



■ PERGELISOL

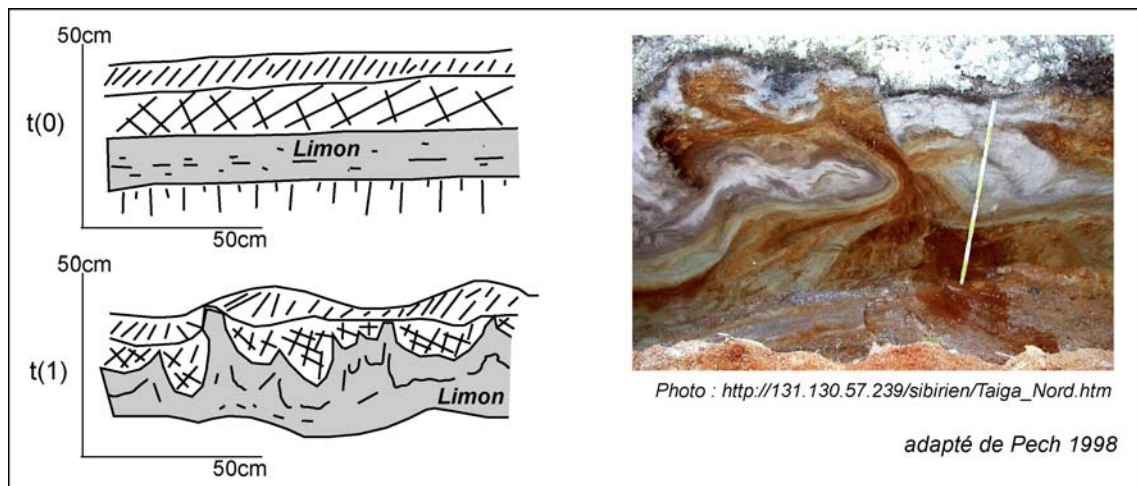


Fig. 1 – Représentation schématique de la cryoturbation. La photo provient de la taïga sibérienne (adapté de Pech, 1998).



Fig. 2 – Allée de sols polygonaux (Vallon de Réchy, VS).

■ PERGELISOL



Fig. 3 – Sols polygonaux présentant un motif en cercle de pierre (Vallon de Réchy, VS).



Fig. 4 – Sols striés (en dessous du marteau) entourés de champs de pierres redressées (Vallon de Réchy, VS).

■ PERGELISOL

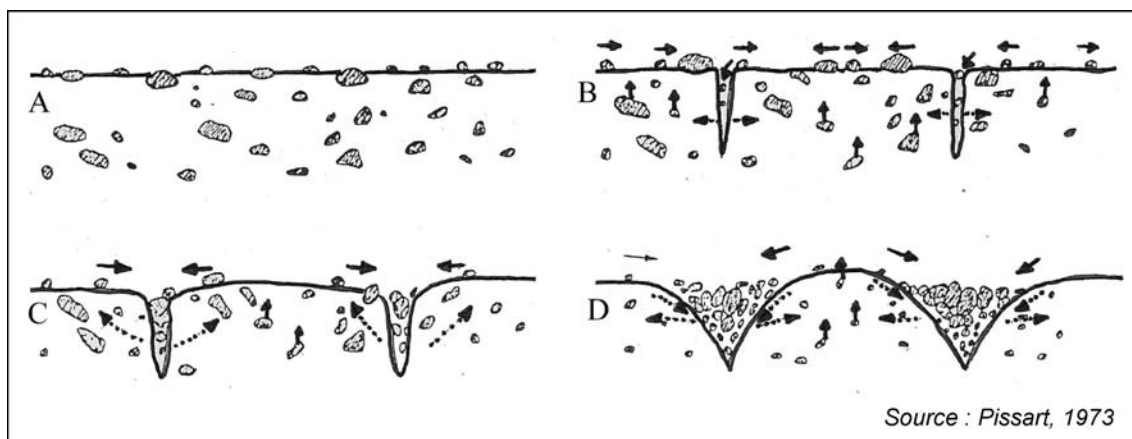


Fig. 5 – Hypothèses de formation des petits sols polygonaux de haute montagne, sur la base d'expériences effectuées. A : Soulèvement des cailloux par le gel ; B : Ouverture de fissures de retrait ; C et D : Bombement des centres et déplacements en surface des cailloux par des aiguilles de glace (source : Pissart, 1973).



Fig. 6 – Buttes gazonnées à proximité du Lac du Louché (Vallon de Réchy, VS).

■ PERGELISOL



Fig. 7 – Formation d'une dépression thermokarstique (ici environ 10-20 m de profondeur) consécutive à la fonte de glace massive sous-jacente (cf. fig. 8) (épaulement des Six Rouges, Ritord, massif du Grand Combin, VS).



Fig. 8 – Glace massive au fond d'une dépression thermokarstique (cf. fig. 7) (épaulement des Six Rouges, Ritord, massif du Grand Combin, VS).

■ PERGELISOL



Fig. 9 – Dépression thermokarstique liée à la fonte de glace morte à l'aval du Fieschergletscher (VS).

■ PERGELISOL

3.3.1 Pergélisol des parois rocheuses

Les parois rocheuses se caractérisent par les facteurs suivants :

- Une pente raide, supérieure à 45°.
- L'absence quasi-permanente de neige, même en hiver.
- Un régime thermique très contrasté selon l'orientation.

La teneur en glace du pergélisol des parois rocheuses est relativement faible. Seules les fissures peuvent en contenir. Cependant cette glace fait office de ciment et joue ainsi un rôle prépondérant dans la stabilité des parois rocheuses de la haute montagne.

En raison de l'**interaction directe entre l'atmosphère, la surface et la subsurface de la roche** (fig. 1), la limite inférieure de distribution du pergélisol en zones rocheuses est plus élevée qu'en terrain plat (env. 2700 – 2800 m dans un versant nord et plus de 3500 m dans un versant sud dans les Alpes). Depuis 1850, l'élévation potentielle de la limite inférieure du pergélisol discontinu dans les parois a été estimée entre 200 et 300 m.

Trois facteurs influencent principalement le régime thermique des parois rocheuses, et plus généralement les températures à l'intérieur d'un massif montagneux :

- Le **rayonnement solaire** (courte longueur d'onde) est le principal facteur expliquant les variations spatiales de la température en topographie accidentée (influence différente selon l'**orientation**).
- Un **flux de chaleur** se déplace par conduction des versants sud vers les versants nord, déterminant notamment l'épaisseur du pergélisol à l'intérieur d'un massif montagneux (fig. 2). Le flux géothermique ne joue ici qu'un rôle négligeable. En raison de la forme variée des cimes alpines et parfois de la présence de glaciers de parois, le champ thermique à l'intérieur d'un massif montagneux est souvent bien plus complexe que celui présenté à la fig. 2.
- En l'absence de rayonnement solaire, on considère que la température de la surface de la roche nue (sans décalage thermique) se rapproche de la **température atmosphérique**. L'évolution thermique des parois rocheuses est ainsi fortement liée aux variations de la température de l'air.

Durant ces 100 dernières années, des mesures effectuées dans des forages ont montré une augmentation de la température de la roche, augmentation comparable à celle de l'air atmosphérique. L'hypothèse d'une relation entre la dégradation du pergélisol (due au réchauffement des températures) et l'instabilité croissante des parois de haute-montagne semble se confirmer (cf. fiche 3.3.3). Cependant de nombreux autres facteurs (géologiques, hydrologiques, glaciaires...) influencent la stabilité des escarpements rocheux (cf. fiche 3.3.2).



■ PERGELISOL



Fig. 1 – Différences d'enneigement entre l'abrupte paroi rocheuse des Becs-de-Bosson (dans l'ombre), la surface rugueuse du glacier rocheux des Becs-de-Bosson et la surface lisse d'une pelouse alpine (au premier plan) (Vallon de Réchy, VS).

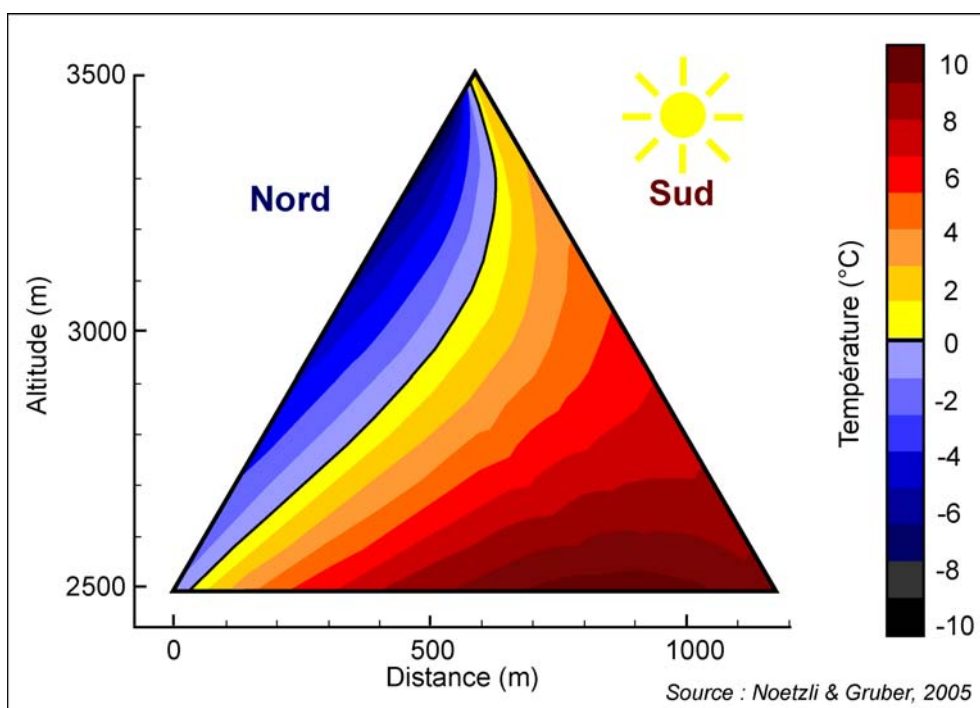


Fig. 2 – Modélisation du champ thermique à l'intérieur d'une montagne en fonction des conditions de surface (dépendantes de l'altitude et de l'orientation) (adapté de Noetzli & Gruber, 2005).

■ PERGELISOL

3.3.2 Facteurs d'instabilité

Les chutes de pierres et les éboulements de parois sont **des phénomènes géologiques naturels**, s'étant de tout temps produits en montagne en raison du travail de sape de l'érosion (principalement par gélifraction). De multiples facteurs agissant en combinaison influencent la stabilité, respectivement l'instabilité, des parois rocheuses en haute montagne (fig. 1 & 2) (cf. chapitre 4).

- **la géologie** (facteur principal) : lithologie (nature de la roche, métamorphisme...), structure (pendage des couches, schistosité, fracturation, ...) (toute l'année).
- **le régime hydrologique** : fonte des neiges et eau de percolation (principalement durant l'été) entraînant des pressions hydrauliques dans les fissures de la roche. La plupart des chutes de pierres se produisent au dégel.
- **le retrait des glaciers de vallée** n'offrant plus d'appui à la paroi (toute l'année) (cf. fiche 2.6.4).
- **la disparition des carapaces de glace, des glaciers de parois** et des névés permanents exposant directement la roche aux conditions atmosphériques (cycles de gel-dégel) (toute l'année) (cf. fiche 2.1.5). De nombreuses zones de déclenchement de chutes de pierre se situent actuellement dans des parois récemment déglacées.
- Le **pergélisol** (essentiellement la glace se trouvant dans les fissures de la roche) est souvent considéré comme le « ciment » des montagnes. Sa dégradation augmente le risque d'éboulements superficiels, principalement à partir de secteurs de pergélisol tempéré (toute l'année) (cf. fiche 3.3.3).

Tous ces facteurs agissent en interaction. Ainsi des changements de la glace de surface (glaciers suspendus) et sous la surface (glace dans les fissures, pergélisol) peuvent influencer fortement le régime hydrologique, le régime thermique et le stress mécanique de la glace et de la roche, surtout lorsque ces changements se combinent avec des facteurs géologiques défavorables (discontinuités, lithologie, structure, fissuration). Les interactions entre les glaciers de parois et le pergélisol sous-jacent sont cependant très complexes dans les parois rocheuses raides.



■ PERGELISOL

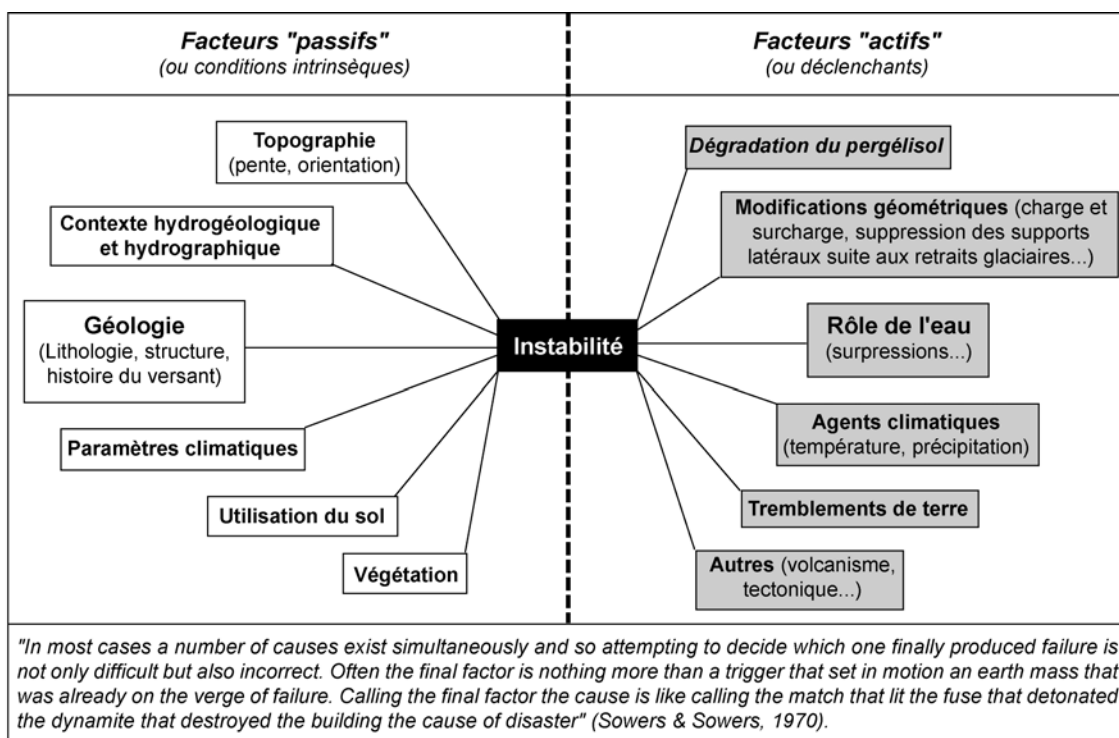


Fig. 1 – Facteurs passifs et actifs pouvant entraîner une instabilité.

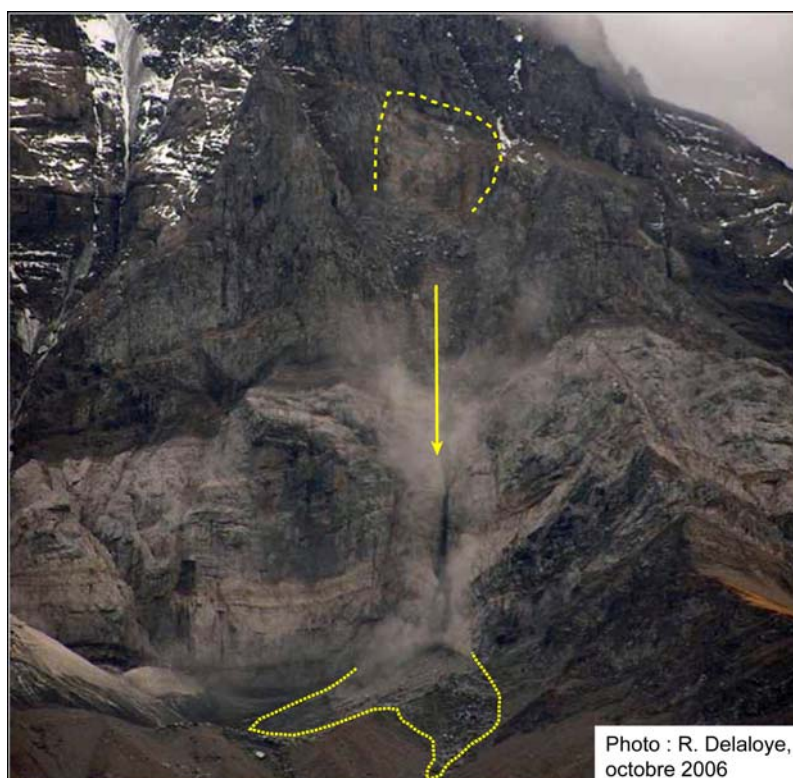


Fig. 2 – Eboulement du 30 octobre 2006 dans le versant ouest de la Haute-Cime (Dents-du-Midi, VS). La zone de rupture se situe à une altitude comprise entre 2800 et 3000 mètres. L'énorme masse de roche (env. 1 million de m³) s'est presque entièrement déposée dans une cuvette naturelle au pied des parois.

3.3.3 Dégradation du pergélisol des parois rocheuses

La dégradation du pergélisol en haute montagne, notamment dans les fissures remplies de glace, est avancée comme une des principales causes possibles des instabilités de parois rocheuses s'étant produites ces dernières années (fig. 1). L'hypothèse d'une relation entre la dégradation du pergélisol (proche de la surface) et l'instabilité croissante des parois rocheuses de haute montagne est étayée par (i) la présence fréquente de glace dans les niches d'arrachement (fig. 2), (ii) l'augmentation des températures de 1 à 1.6°C dans les Alpes depuis la fin du Petit Âge Glaciaire, (iii) l'amplification du réchauffement depuis le début des années 1980.

La stabilité des parois rocheuses, dont les fissures sont remplies par de la glace, est très fortement influencée par sa température. Des essais de laboratoire montrent que lorsque la température des masses rocheuses se situe juste au dessous du point de fusion (entre -1.5 et 0°C), leur stabilité diminue et provoque un danger accru de chutes de pierres. Les secteurs de pergélisol tempéré seraient donc propices à des éboulements, alors qu'à plus basse température (pergélisol froid) ou lorsque les fissures sont libres de glace, ces parois seraient plus stables (fig. 3).

Une augmentation de la température de la roche proche du 0°C devient critique, amenant trois conséquences majeures :

- Perte de l'adhésion roche/glace en raison du changement de phase entre la glace et l'eau.
- Augmentation de la pression hydraulique en raison de l'existence d'eau liquide dans les interstices.
- Changements des propriétés de la glace (augmentation de la plasticité) avant le changement de phase.

L'OcCC (Organe consultatif sur les Changements Climatiques) se base sur un réchauffement du climat de la Suisse jusqu'en 2050 d'environ 2°C en automne (fourchette de 1-5°C) et de presque 3°C en été (fourchette de 2-7°C). Le GIEC (Groupe Intergouvernemental d'Experts sur le Climat, IPCC en anglais) a établi différents scénarios prévoyant un réchauffement mondial de 2 à 5°C selon les modèles pour l'année 2100 (dans les Alpes, ces valeurs pourraient être deux fois plus importantes !). Le réchauffement climatique en cours pourrait ainsi entraîner rapidement un épaississement de la couche active, causant une augmentation des instabilités et des processus de gélifraction (liés aux cycles gel-dégel) en profondeur (fig. 4). En raison d'un temps de transfert de chaleur important en profondeur, les instabilités liées à la dégradation du pergélisol peuvent se produire toute l'année. La réponse thermique du pergélisol à plus grande profondeur se déroule en revanche sur le long terme (siècle) (fig. 1). Cependant pour une grande masse, il est difficile – voire impossible – de savoir quand a eu lieu le facteur déclenchant.



■ PERGELISOL

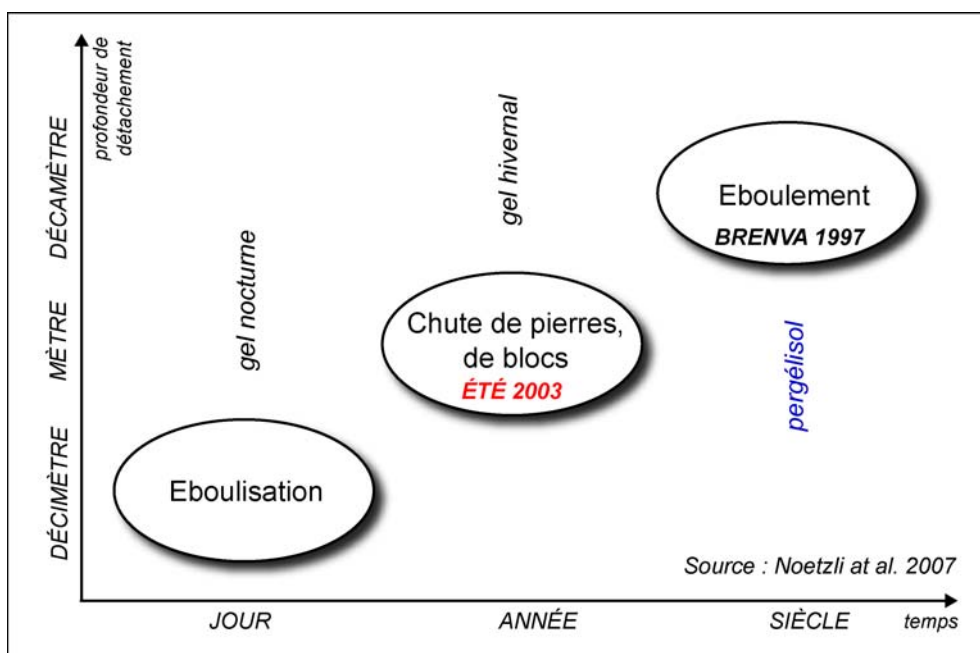


Fig. 1 – La réponse thermique du pergélisol au réchauffement climatique se déroule à différentes échelles de temps en fonction de la profondeur. Les chutes de pierres incessantes de l'été 2003 observées dans les Alpes sont associées à une réponse thermique rapide des parois rocheuses (adapté de Noetzli et al. 2007).



Fig. 2 – Glace visible dans la niche d'arrachement (versant sud du Cervin vers 3800 m d'altitude, août 2003).

■ PERGELISOL

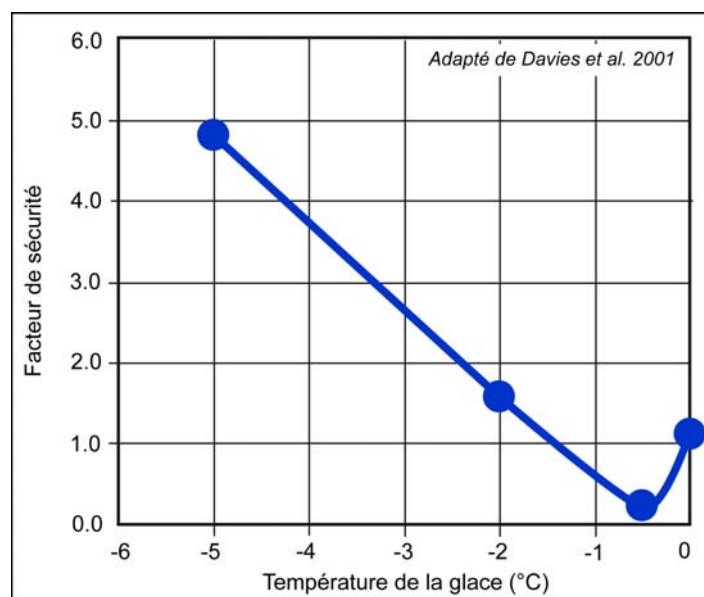


Fig. 3 – Changements prédits du facteur de sécurité d'une paroi rocheuse dont les fissures sont remplies de glace, pour une pente de 70° et une discontinuité avec une inclinaison de 40°. Lorsque le facteur de sécurité est supérieur à 1.0, la paroi rocheuse est stable. Le réchauffement de la glace provoque une diminution du facteur de stabilité, avec un minimum lorsque la température atteint -0.5°C (adapté de Davies et al. 2001). Ce graphique suggère ainsi qu'une pente de roches fissurées est stable quand il n'y a pas de glace dans les joints (>0°C) et lorsque la glace dans les joints est à basse température, et deviendra instable quand la glace s'échauffe.



Fig. 3 – Dans le versant sud du Mont-Blanc, deux imposants éboulements (volume : 2 millions de m³) ayant recouvert le glacier de la Brenva ont eu lieu les 14 et 19 novembre 1920, et le 18 janvier 1997. Une des causes de ces événements provient peut-être du réchauffement du pergélisol depuis la fin du PAG (source : Opérations Glaciers).

3.3.4 Les éboulements superficiels de l'année 2003

Dans de nombreuses régions de Suisse, **l'année 2003 a été la plus chaude depuis le début des mesures en 1864** (fig. 1). L'été 2003 fut environ 5°C plus chaud que la normale. Les conditions estivales se sont même prolongées jusqu'en septembre. En montagne, l'isotherme du 0°C se situait au dessus de 4000 m durant de longues périodes. Ainsi du 1^{er} au 14 août, les températures sont restées positives (même la nuit !) à la station du Jungfraujoch (BE) (3580 m).

Les températures du sol élevées observées durant l'été 2003 sont en partie causées par la combinaison d'un hiver 2002/2003 rapidement enneigé et d'un déneigement précoce. Cette situation s'est avérée très défavorable pour le pergélisol. **La succession d'un hiver chaud** (du point de vue du pergélisol) **et d'un été caniculaire** a provoqué une hausse des températures moyennes annuelles du sol de 0.5 à 1.5°C au-dessus des maxima enregistrés jusqu'alors.

Durant l'été caniculaire de 2003, la fréquence des chutes de pierre était bien plus élevée que la normale (fig. 2). Ainsi, dans la face est du Mont-Rose (VS) – la plus haute paroi rocheuse des Alpes (2200 – 4500 m) – des chutes de pierres pouvaient être observées presque chaque jour ! Ces événements superficiels peuvent être associés avec le temps de réponse thermique très bref des parois rocheuses libres de neige et non protégées par une couche de blocs.

De nombreux autres événements ont ainsi pu être observés : dans la face nord de l'Eiger, dans le flanc sud du Cervin, à la Dent-Blanche, sur l'arête nord-ouest du Mönch, au Piz Bernina, à l'Obergabelhorn, ... L'évènement le plus médiatisé a sans doute été l'éboulement à l'arête Hörnli du Cervin (VS) (3400m) (fig. 3). Le 15 juillet 2003, environ 1000 m³ de roche se sont détachés de la face est du Cervin à une altitude d'environ 3500 m, bloquant l'accès aux alpinistes. Durant le même été 2003, des événements semblables se sont produits le long des arêtes sud-ouest (3800 m) et nord-ouest (3650 m) du Cervin.

Dans la plupart des cas, de la glace était visible sur les surfaces de rupture et la plupart des zones d'arrachement se situaient principalement près de la limite inférieure du domaine d'extension du pergélisol. Ces éboulements superficiels se sont ainsi vraisemblablement produits en raison d'un épaissement de la couche active du pergélisol, de la température élevée de la glace et du ruissellement des eaux de fonte.

■ PERGELISOL

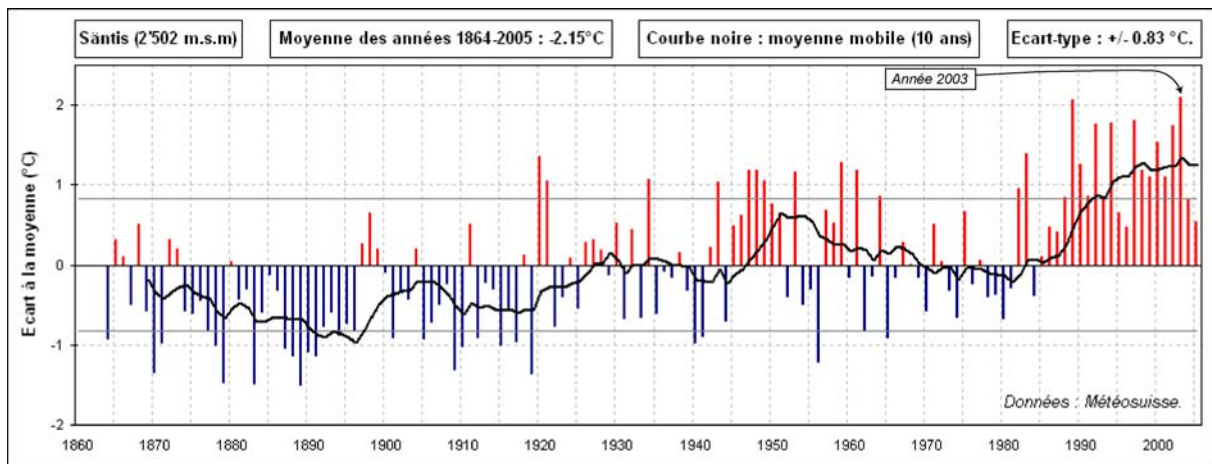


Fig. 1 – Ecart des températures par rapport à la moyenne 1864-2005 pour la station du Saentis (AR).

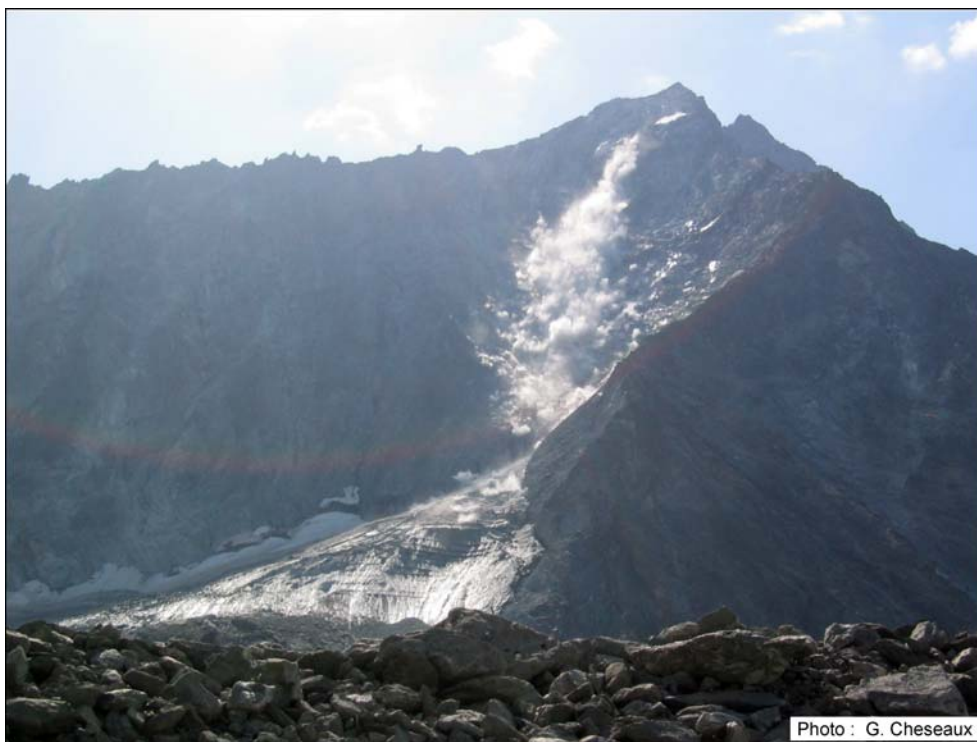


Fig. 2 – Eboulement dans la face nord de la Blanche de Perroc (Val d'Arolla, VS) en août 2003.

■ PERGÉLISOL

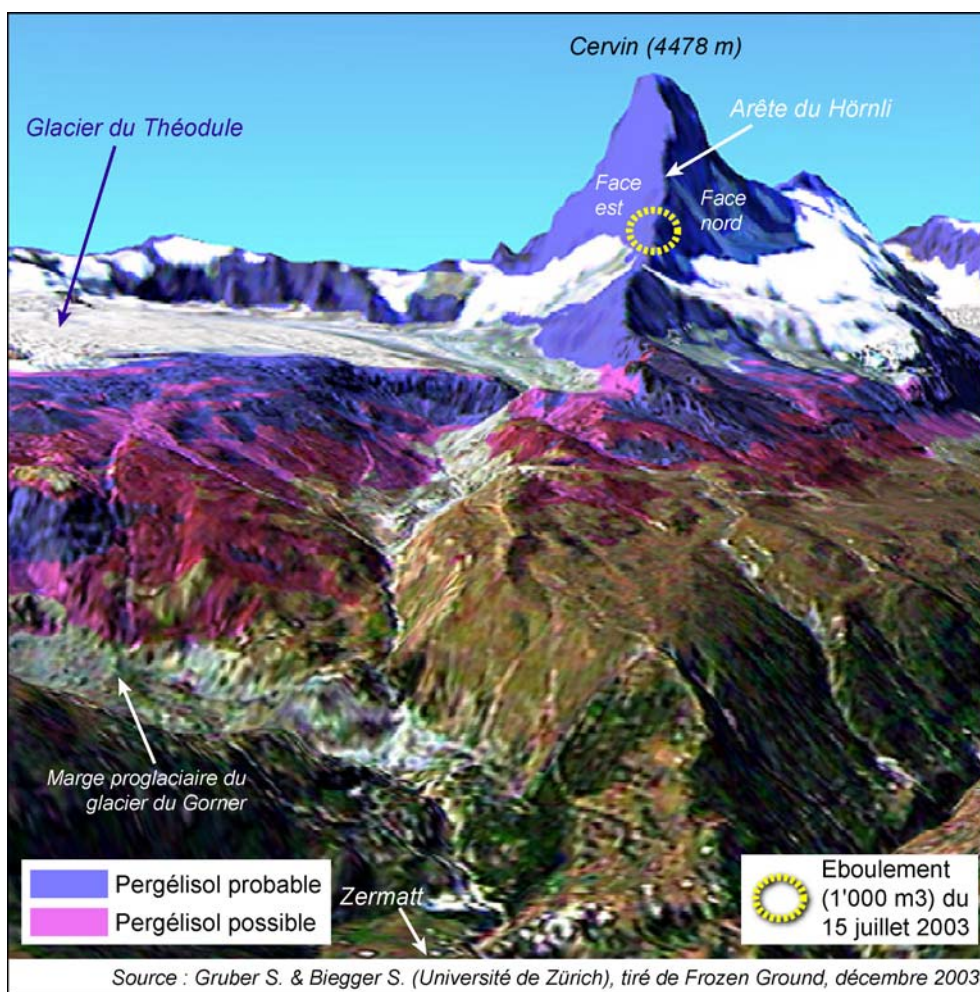


Fig. 3 – Modèle de répartition probable et possible du pergélisol dans la région de Zermatt, basé sur la radiation solaire, la température de l'air et des indicateurs géomorphologiques. L'éboulement superficiel du 15 juillet 2003 (altitude : env. 3400 m) se situe dans la zone d'existence probable du pergélisol (adapté de Frozen Ground, décembre 2003).

3.4.1 Une forme particulière : le glacier rocheux

Le pergélisol situé dans des zones peu inclinées ($<40^\circ$), généralement dans des terrains sédimentaires meubles (glacier rocheux, éboulis, moraine, marges proglaciaires), est fortement influencé par les **températures des mois d'été** et surtout par les **caractéristiques de l'enneigement**. Le terrain étant en effet recouvert de neige durant 7 à 11 mois par an, la précocité de la neige en automne (empêchant le terrain de se refroidir), l'épaisseur du manteau neigeux en hiver et la durée de l'enneigement au début de l'été (protection contre le rayonnement solaire) sont des facteurs clés pour l'évolution de ce type de pergélisol. Contrairement aux zones rocheuses raides, la teneur en glace peut y être particulièrement élevée.

Forme la plus visible de mise en mouvement de matériel lithologique dans des zones périglaciaires, les **glaciers rocheux** sont « *l'expression visible, dans des matériaux non-consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace* » (Delaloye, 2004). Ressemblant à « *une coulée de lave* », ils peuvent refléter le spectre complet des formes (généralement en langue ou en lobe) créées par un **flux cohésif**. Les matériaux qui le constituent peuvent provenir directement d'un talus d'éboulis ou d'un système morainique (fig. 1 & 2). D'une façon générale, un glacier rocheux se caractérise par :

- Un aspect chaotique, avec des rides et des sillons en surface. Leur formation peut être due à des mouvements différentiels, un flux compressif ou des variations dans l'apport des débris rocheux (fig. 3)
- Un front raide et instable (fig. 4)
- Un tri des matériaux, les éléments grossiers restant en surface, alors que les éléments plus fins sont lavés par les eaux de fonte (fig. 4)
- La présence de glace interstitielle (par regel des eaux de fonte) ou enterrée
- Un déplacement lent par déformation (et non par glissement), de quelques décimètres à plusieurs mètres par an.

Trois conditions doivent être réunies pour assister à la formation d'un glacier rocheux : (i) une MAAT (fonction de l'altitude) assez basse pour que du pergélisol puisse exister, (ii) des caractéristiques de pente adéquates pour que la reptation puisse avoir lieu, (iii) un apport suffisant de débris rocheux. De plus, la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) et la quantité de précipitations sont des facteurs déterminants pour la présence ou l'absence de glaciers rocheux. Le domaine périglaciaire connaît ainsi une plus grande étendue dans un climat plutôt sec (continental) où la ligne d'équilibre des glaciers est élevée (cf. fiche 3.1.6).



PERGELISOL

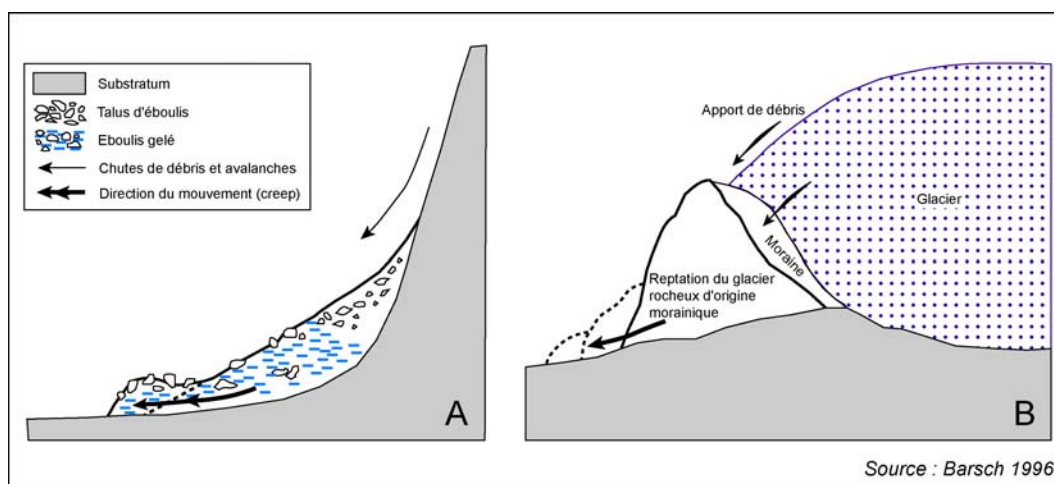


Fig. 1 – Modèle de développement de glaciers rocheux de talus d'éboulis (à gauche) et de système morainique (à droite) dans un environnement périglaciaire de montagne (adapté de Barsch, 1996).

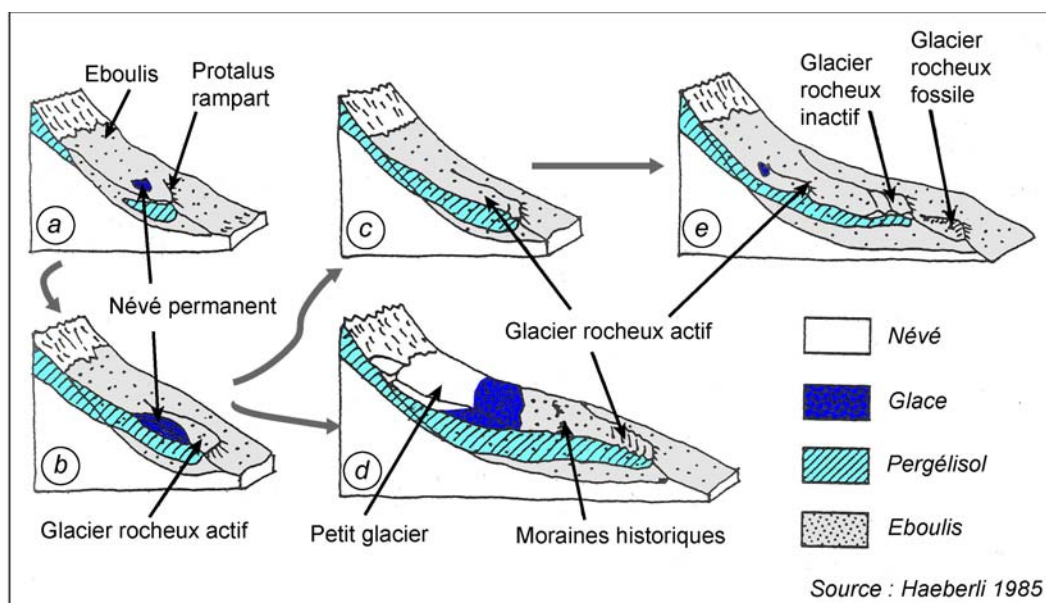


Fig. 2 – Modèle morphologique du développement d'un glacier rocheux, d'après Haeberli (1985). Le développement primaire (a) montre une forme en replat au pied d'un éboulis gelé (souvent appelé protalus rampart) portant quelques fois des cônes d'avalanches permanents. Suivant les conditions locales, de grands glaciers rocheux (c) ou une succession de glaciers rocheux (e) peuvent se former. Dans quelques cas, de petits glaciers partiellement froids peuvent exister au sommet du corps gelé fluant (d).

■ PERGELISOL

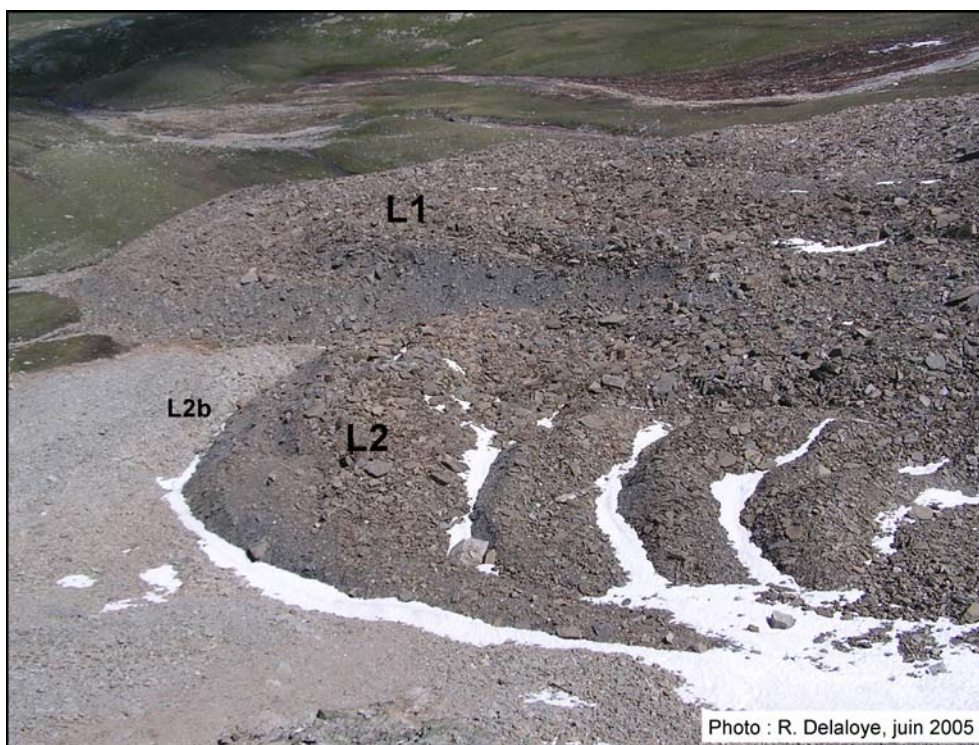


Fig. 3 – Partie frontale du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS). Le lobe principal L1 est actuellement peu actif; des rides de compression transversales sont facilement visibles sur le lobe secondaire L2 actuellement très actif (env. 1 m/an). La sursaturation en glace entre les blocs permet l'existence de ce flux cohésif dans un matériau qui ne le serait pas en l'absence de glace.



Fig. 4 – Tri des matériaux et front raide du glacier rocheux actif du Laurichard (Massif du Combeynot, France)

■ PERGELISOL

3.4.2 Typologie et âge des glaciers rocheux

Selon le degré d'activité du glacier rocheux et son contenu en glace (fig. 1), on distingue :

- **Glacier rocheux actif** : contient encore de la glace et se déplace de quelques décimètres à plus de 1 mètre par an (généralement plus faible à la fin de l'hiver). La mise en mouvement nécessite une sursaturation en glace (fig. 2).
- **Glacier rocheux inactif** : contient encore de la glace, mais ne se déplace plus ou très peu (de l'ordre de quelques cm par an), en raison d'une teneur en glace insuffisante, de l'absence d'apport sédimentaire et/ou d'une diminution de la pente (fig. 3 & 4). Les glaciers rocheux inactifs peuvent parfois se réactiver.
- **Glacier rocheux fossile** : la glace a (théoriquement) complètement disparu, la forme est affaissée en raison de la fonte de la glace et la surface est souvent parsemée de dépressions thermokarstiques. Leur mouvement est inférieur au centimètre par an et la surface est recouverte de végétation (pâturage, forêt...) (fig. 5).
- **Glacier rocheux déstabilisé (en « surge »)** : cas particulier de glaciers rocheux actifs se déformant très rapidement (parfois plus de 5 mètres par an). Ils contiennent du pergélisol tempéré et leur surface est très instable (avec parfois la formation de crevasses !) (cf. fiche 3.4.5).

Les glaciers rocheux actifs donnent une bonne approximation de la limite inférieure du pergélisol discontinu et peuvent donc être utilisés pour la construction d'un modèle de distribution du pergélisol. Le pergélisol est généralement improbable en dessous de l'altitude inférieure du front des glaciers rocheux actifs (correspondant grossièrement à l'altitude de l'isotherme $-2/-1^{\circ}\text{C}$). Dans les Préalpes romandes, de nombreux glaciers rocheux fossiles témoignent de l'existence passée d'un pergélisol au moins discontinu. En raison de leur emplacement à l'intérieur d'anciennes moraines latérales tardiglaciaires, il est possible de les dater entre 16'000 et 12'600 BP (*before present* ; le présent étant fixé à 1950) (fig. 6). Dans les Alpes, les glaciers rocheux actifs peuvent dater de plusieurs milliers d'années (fig. 7).

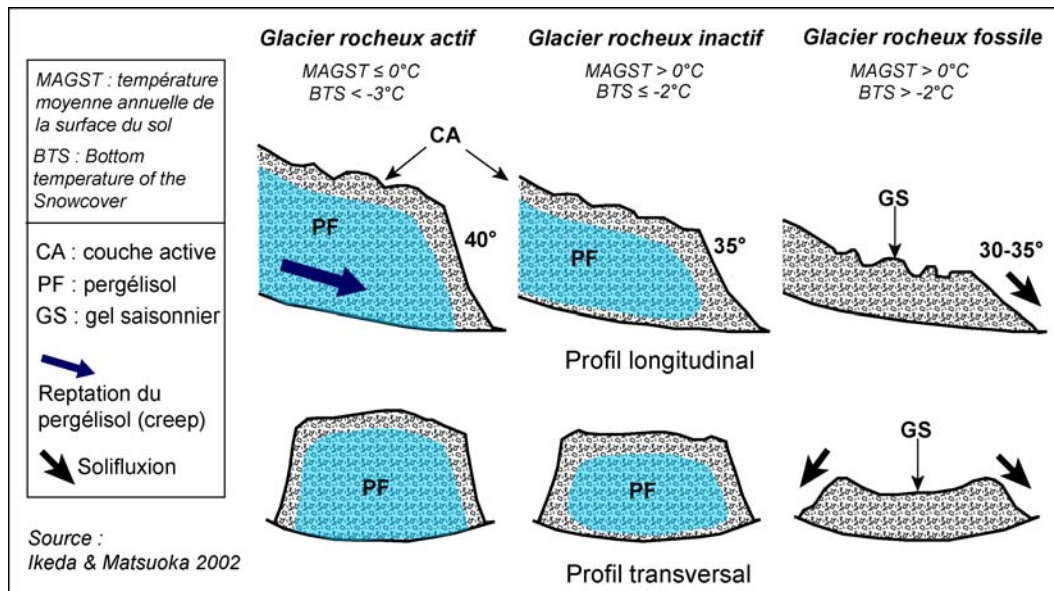


Fig. 1 – Profils schématiques de glaciers rocheux actifs, inactifs et fossiles (adapté de Ikeda & Matsuoka, 2002).

■ PERGELISOL



Fig. 2 – Glacier rocheux actif du Goli du Rogneux (Val de Bagnes, VS).



Fig. 3 – Glacier rocheux inactif des Savolaires, Alpage de Mille (Val de Bagnes, VS).

■ PERGELISOL



Fig 4. – Glacier rocheux inactif de l'Alpe Pièi (Val Blenio, TI).



Fig. 5 – Glacier rocheux fossile (entièrement végétalisé) sur le versant nord-ouest du Sasseneire (Val d'Hérens, VS).

■ PERGELISOL

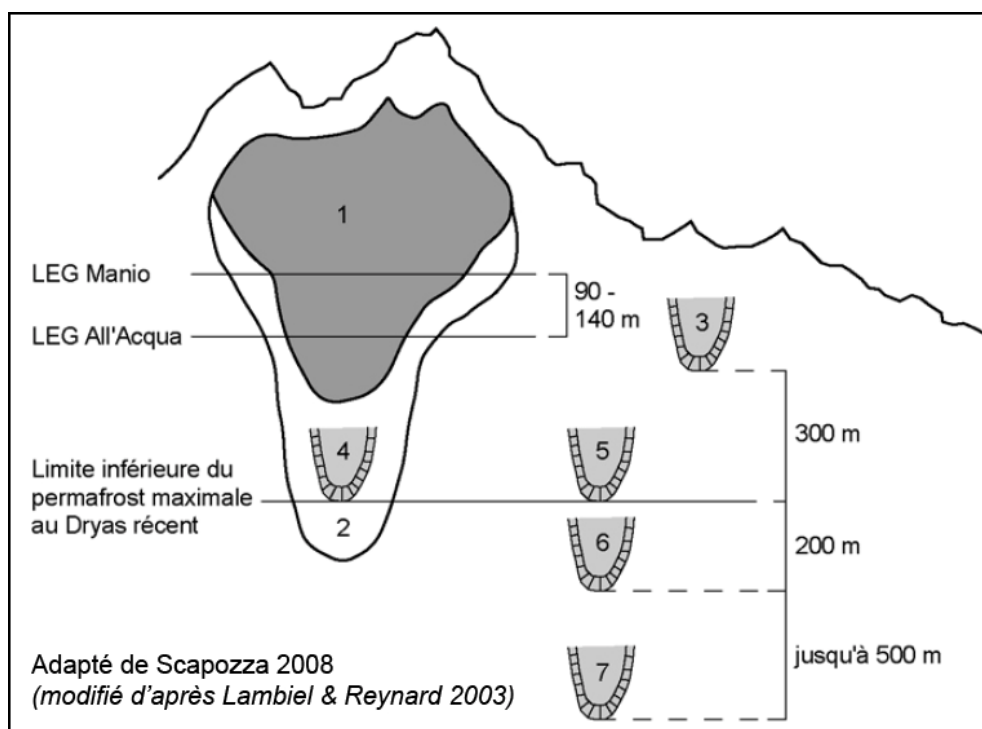


Fig. 6 – Méthode de datation des glaciers rocheux fossiles, basée sur la comparaison de la position des glaciers et des glaciers rocheux, ainsi que sur des considérations climatiques d'altitude. (1)-(2) : glacier, (3)-(7) : glaciers rocheux (source : Scapozza 2008).

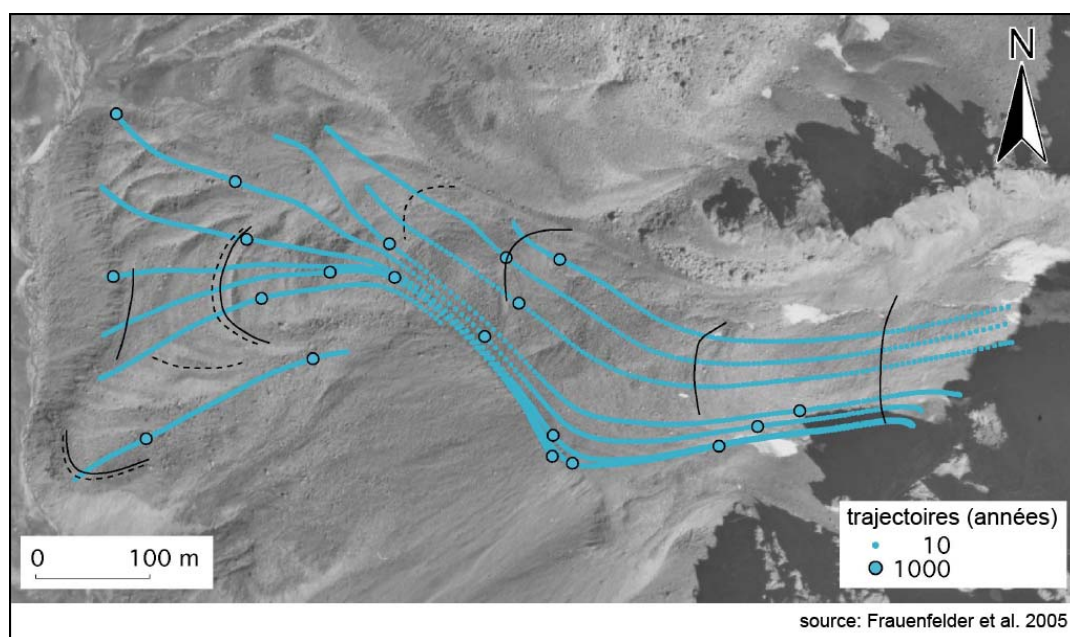


Fig. 7 – Datation relative de surfaces de glaciers rocheux alpins, estimée sur la base d'interpolations photogrammétriques (ligne de fluage) et de méthodes de datation se basant sur l'altération de blocs de surface. Ces résultats indiquent que l'âge minimal de la plupart des glaciers rocheux actifs est de l'ordre de 3'000 – 5'000 ans (source : Frauenfelder et al. 2005).

3.4.3 Dynamique des glaciers rocheux

L'étude de la dynamique d'un glacier rocheux consiste à observer ses mouvements horizontaux (généralement compris entre 1-2 et 100-200 cm/an) et ses mouvements verticaux (souvent plus réduits de l'ordre de 5 cm/an). Les déformations de surface d'un glacier rocheux sont généralement très cohérentes, même à l'échelle de blocs individuels. On parle de flux cohésif (fig. 1). Cependant les mouvements ne sont pas uniformément répartis aussi bien à la surface qu'à l'intérieur du glacier rocheux. Ainsi dans un glacier rocheux, environ 2/3 des déformations se déroulent dans une couche de quelques mètres d'épaisseur – appelée **zone de déformation** – dont la profondeur varie d'un glacier rocheux à l'autre (fig. 2).

De nombreux paramètres (locaux et climatiques) influencent la dynamique d'un glacier rocheux :

- **Quantité de glace** : la glace donne une certaine consistance et une certaine viscosité à du matériel qui n'aurait aucune cohésion à l'état non gelé. La mise en mouvement nécessite une sursaturation en glace.
- **Présence d'eau non gelée** : cette eau présente dans le pergélisol favorise la reptation, augmente la pression et les tensions internes et influence sa stabilité.
- **Pente** : selon le principe de la gravité, plus la pente augmente, plus la vitesse de déplacement est élevée.
- **Influence thermique** : la glace se déforme beaucoup plus rapidement lorsqu'elle est proche du point de fusion. Les variations de vitesse des glaciers rocheux sont généralement en grande partie la conséquence de changements de température (dus à la perte d'altitude consécutive à la reptation et/ou à un changement climatique). Ainsi les glaciers rocheux tempérés (avec une température du sol proche de 0°C) se déplacent plus vite que les glaciers rocheux plus froids.

Lorsque la température du sol est proche de 0°C, de grandes quantités d'eau liquide peuvent exister à l'intérieur du corps du glacier rocheux. L'existence d'aquifères à plusieurs dizaines de mètres de profondeur, les circulations d'eau liquide, ainsi que les circulations d'air peuvent ainsi influencer le régime thermique du pergélisol par advection de chaleur, comme cela a été montré pour le glacier rocheux du Mürtel-Corvatsch en Engadine (GR). Les circulations d'eau en profondeur semblent se situer préférentiellement au niveau de la zone de cisaillement. Les connaissances concernant l'hydrologie des glaciers rocheux demeurent cependant encore lacunaires.

Si l'augmentation de la température se poursuit, un glacier rocheux pourrait subir une inactivation climatique en raison d'une diminution significative de la glace consécutive à la fonte. La disparition du ciment de glace et l'augmentation des quantités d'eau non gelée entraîneraient ainsi une possible déstabilisation du glacier rocheux. Situés à l'amont de ruptures de pente, ils peuvent devenir potentiellement la source d'instabilités de versant, fournissant du matériel à d'éventuelles laves torrentielles (fig. 3).



■ PERGELISOL

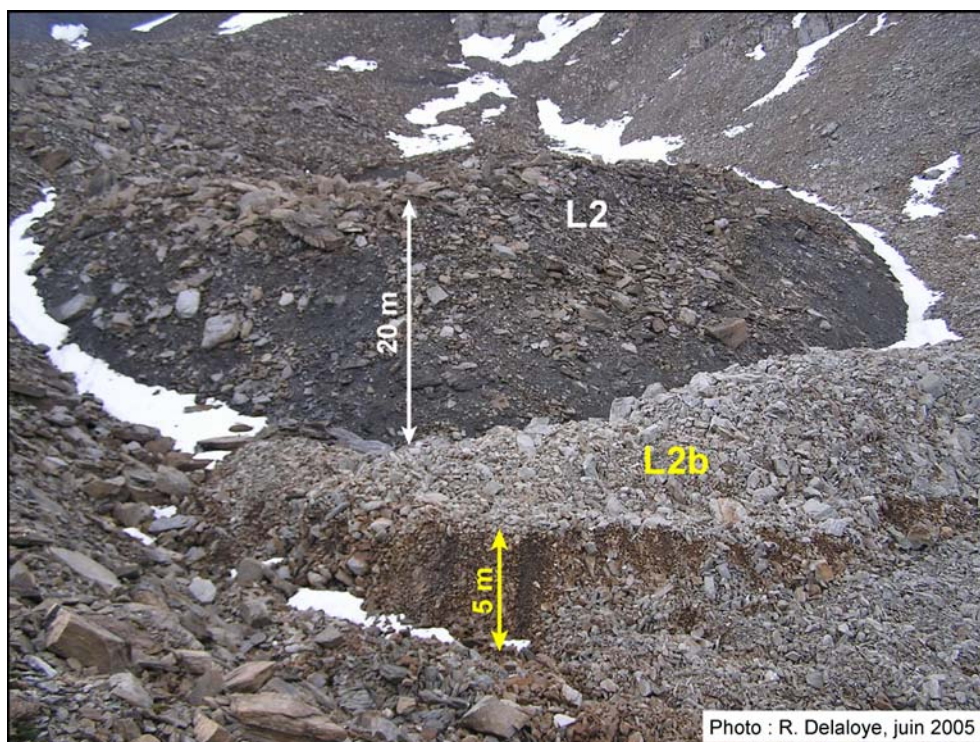


Fig. 1 – Déformation de sédiments gelés (ride L2b, « moraine de poussée ») à l'aval du front L2 consécutive à l'avance du Glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS).

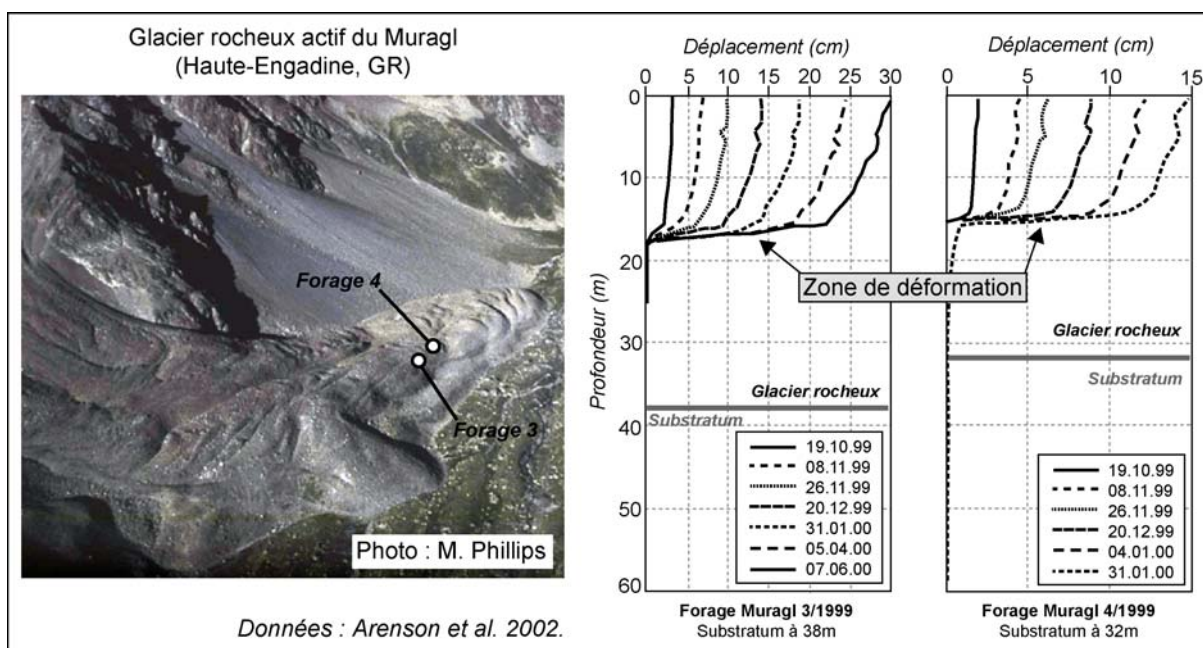


Fig. 2 – Déformation horizontale, mesurée en forage, du glacier rocheux du Muragl (Engadine, GR) (adapté de Arenson et al., 2002).

■ PERGELISOL

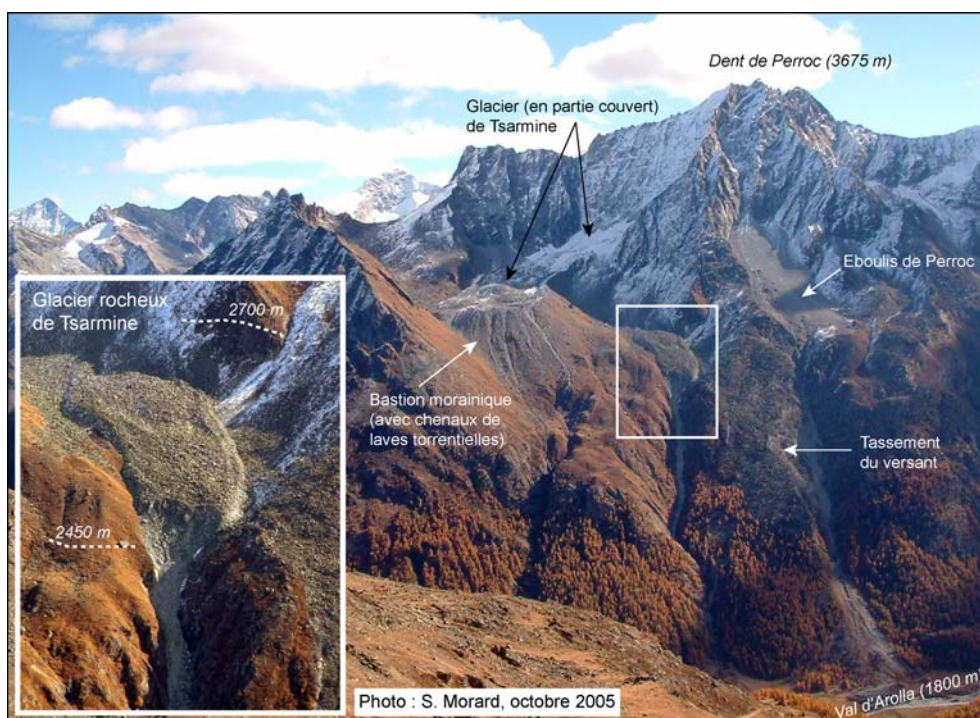


Fig. 3 – Vue du versant de Tsaarmine dans le Val d'Arolla (VS). Le glacier rocheux de Tsaarmine semble s'être réactivé ou avoir subi une accélération récemment (déplacement du front d'environ 20-30 mètres entre 1983 et 1999). Son front très raide et très instable se situe juste à l'amont d'un couloir escarpé, devenant potentiellement une source d'instabilités de versant. Jusqu'à aujourd'hui, aucune lave torrentielle historique provoquée par l'apport de débris du glacier rocheux n'a cependant été signalée.

■ PERGELISOL

3.4.4 Variations temporelles (décennales, interannuelles)

Le mouvement des glaciers rocheux suit trois types de variations : (i) **rythmes saisonniers**, (ii) **changements interannuels** et (iii) **tendance (pluri-)décennale**. Ces évolutions sont principalement contrôlées par le régime thermique du pergélisol, bien que de nombreux autres facteurs soient à prendre en compte (topographie, contenu en glace, pression hydraulique,...). Ainsi même si chaque glacier rocheux possède un comportement qui lui est propre (facteurs locaux), il existe un **contrôle « climatique »** à leur activité.

Tendance pluri-décennale

Depuis les années 1990, une **nette accélération** des glaciers rocheux actifs a été constatée dans les Alpes. Des analyses photogrammétriques menées sur une quinzaine de glaciers rocheux dans le Turtmanntal (VS) montrent une augmentation des vitesses de surface comprise entre 16% et 350% selon le glacier rocheux entre la période 1975-1993 et 1993-2001 (fig. 1). Pour le glacier rocheux des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS), les vitesses ont augmenté en moyenne de 80% durant la période 1999-2005 (~75 cm/an) par rapport à la période 1986-1999 (~40 cm/an), principalement dans la partie frontale. Les causes de l'accélération générale des glaciers rocheux actifs alpins sont multiples, mais il semble que **le réchauffement du pergélisol** consécutif à l'augmentation des températures de l'air depuis la fin des années 1980 en soit le principal responsable.

Mouvements interannuels

Un suivi régulier par GPS du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson depuis 2001 a montré une augmentation des vitesses au front (+ 10-15%) entre 2001-2003 et 2003-2004 pour atteindre en moyenne 0.97 m/an. La période suivante 2004-2005 se caractérise en revanche par une diminution prononcée (- 13%) des vitesses observées, tendance à la baisse qui s'est poursuivie pour la période 2005-2006 (0.68 m/an) (fig. 2). La tendance pour 2006-2007 semble en revanche à nouveau être à la hausse. Les vitesses de ces dernières années restent cependant toutes supérieures à celle de la période 1986-1999 (0.40 m/an). Cette configuration a été observée sur de nombreux autres glaciers rocheux (notamment les glaciers rocheux B et C du vallon des Yettes Condjà, région du Mont-Gelé, VS) (fig. 2).

Les variations des vitesses annuelles semblent être liées avec un certain retard (mois à année) à **l'évolution de la température du sol**. L'accélération de 2003-2004 a pu être causée par les conditions « chaudes » (pour le pergélisol) de l'hiver et de l'été 2003. Alors que l'origine du ralentissement observé durant les années 2004-2006 serait à chercher dans les deux hivers froids ayant sévi durant cette période.



PERGELISOL

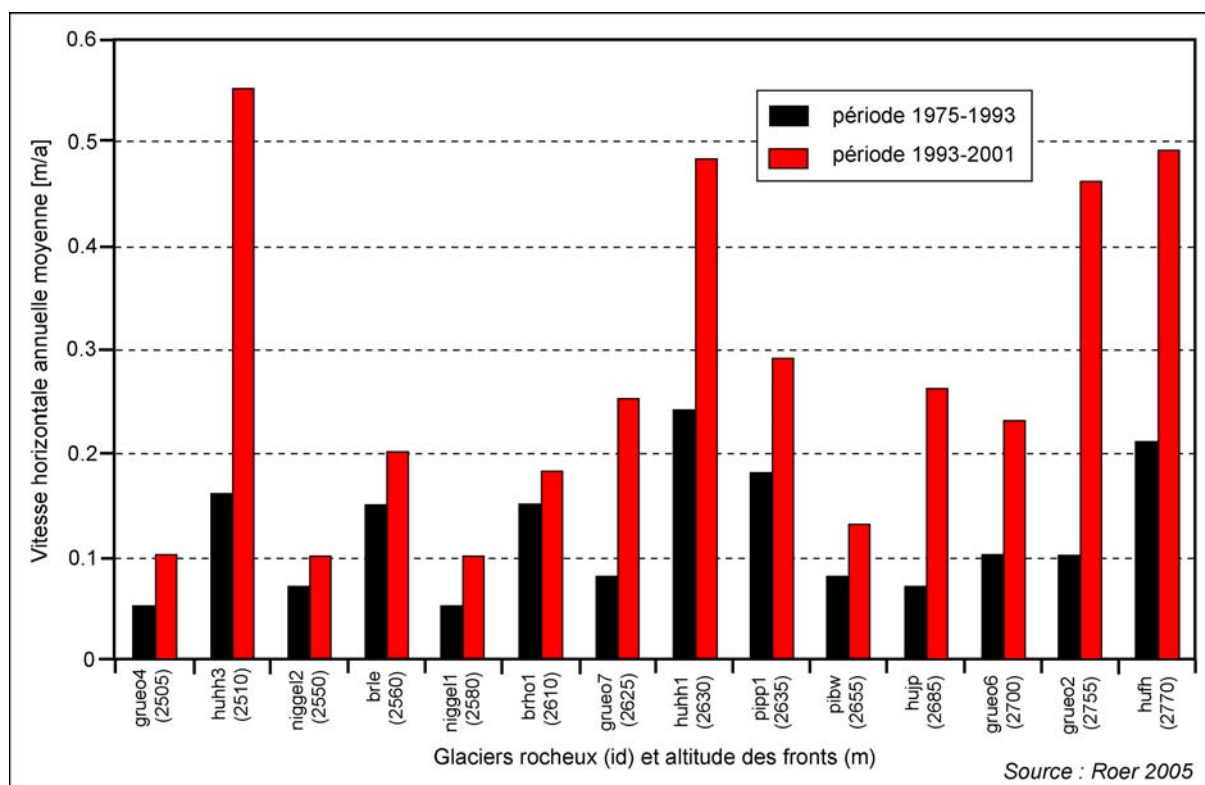


Fig. 1 – Comparaison des vitesses de surface annuelles moyennes (mètres/année) pour différents glaciers rocheux de la vallée de Tourtemagne (VS) entre 1975-1993 et 1993-2001, classés selon l'altitude de leur front. Résultats basés sur une analyse photogrammétrique (adapté de Roer et al., 2005).

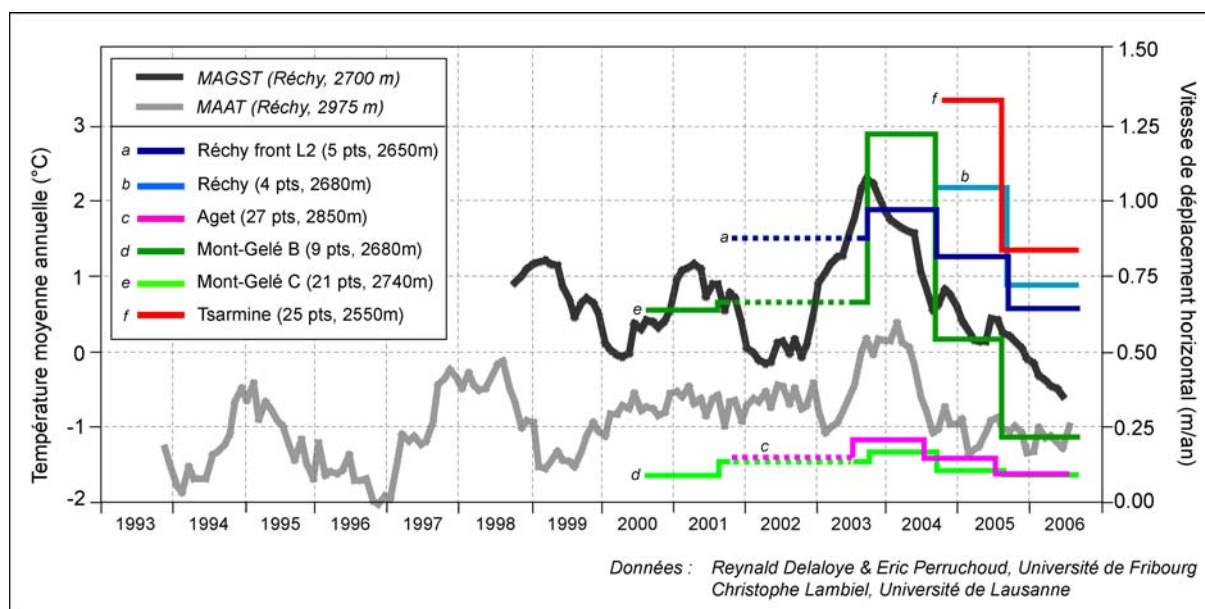


Fig. 2 – Vitesses horizontales moyennes mesurées par GPS sur différents glaciers rocheux des Alpes valaisannes en m/an, et températures moyennes annuelles en °C de l'air (MAAT) et de la surface du sol (MAGST) du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (Station de Réchy, VS).



3.4.5 Variations temporelles (rythmes saisonniers)

Le fonctionnement et le comportement saisonnier d'un glacier rocheux dépendent de plusieurs facteurs locaux comme les caractéristiques de la surface (manteau neigeux, rugosité, pente), la composition interne (contenu en glace, profondeur de la zone de déformation), les conditions externes locales (exposition, ensoleillement, enneigement), le ruissellement des eaux de fonte et la température du glacier rocheux.

Un suivi GPS (fig. 1) du déplacement de blocs en surface du glacier rocheux actif des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS) à un intervalle mensuel entre septembre 2004 et mai 2006, montre le comportement suivant : alors que les vitesses baissent durant l'hiver, une très forte accélération se produit lors du dégel de la couche active au moment de la fonte des neiges (avril à juin). Les vitesses augmentent alors légèrement pour devenir maximales à la fin de l'automne. Un freinage généralisé (décélération) a ensuite lieu jusqu'au printemps suivant (fig. 2 & 3).

Les causes principales de ces variations saisonnières semblent être les changements saisonniers de la **température au toit du pergélisol** (coïncidant avec celui des températures à la surface du sol), ainsi que la présence **d'eau de fonte** (sous pression) dans le terrain.

Le degré et la profondeur de pénétration de la chaleur dans le corps du glacier rocheux jouent ici un rôle déterminant. En raison du temps de transfert de la chaleur en profondeur, les vitesses maximales sont plutôt observées de la fin de l'été jusqu'au début de l'hiver, alors que les minima sont observés au printemps (avril), voire au début de l'été (avant la fonte des neiges) (fig. 2).

Cependant, les changements de vitesse saisonnière ne sont pas systématiques, certains glaciers rocheux étant très sensibles aux variations thermiques entre les saisons et présentant de fortes fluctuations saisonnières des vitesses, alors que d'autres ont une vitesse relativement stable tout au long de l'année.



■ PERGELISOL



Fig. 1 – Suivi par GPS des mouvements de glaciers rocheux (à gauche : Becs-de-Bosson (Réchy, VS) ; à droite : Tsarmine (Val d'Arolla, VS)).

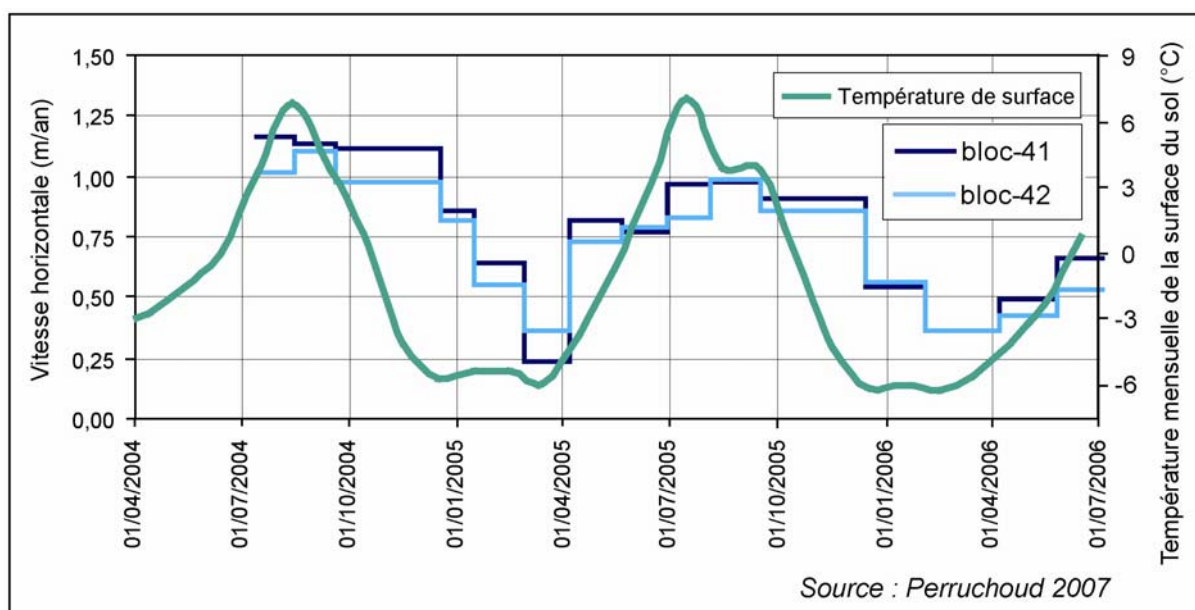


Fig. 2 – Variations saisonnières des vitesses horizontales (m/an) entre juin 2004 et juillet 2006 pour les blocs 41 et 42 au front du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (VS) et température de la surface du sol (°C) (source : Perruchoud, 2007).

■ PERGELISOL

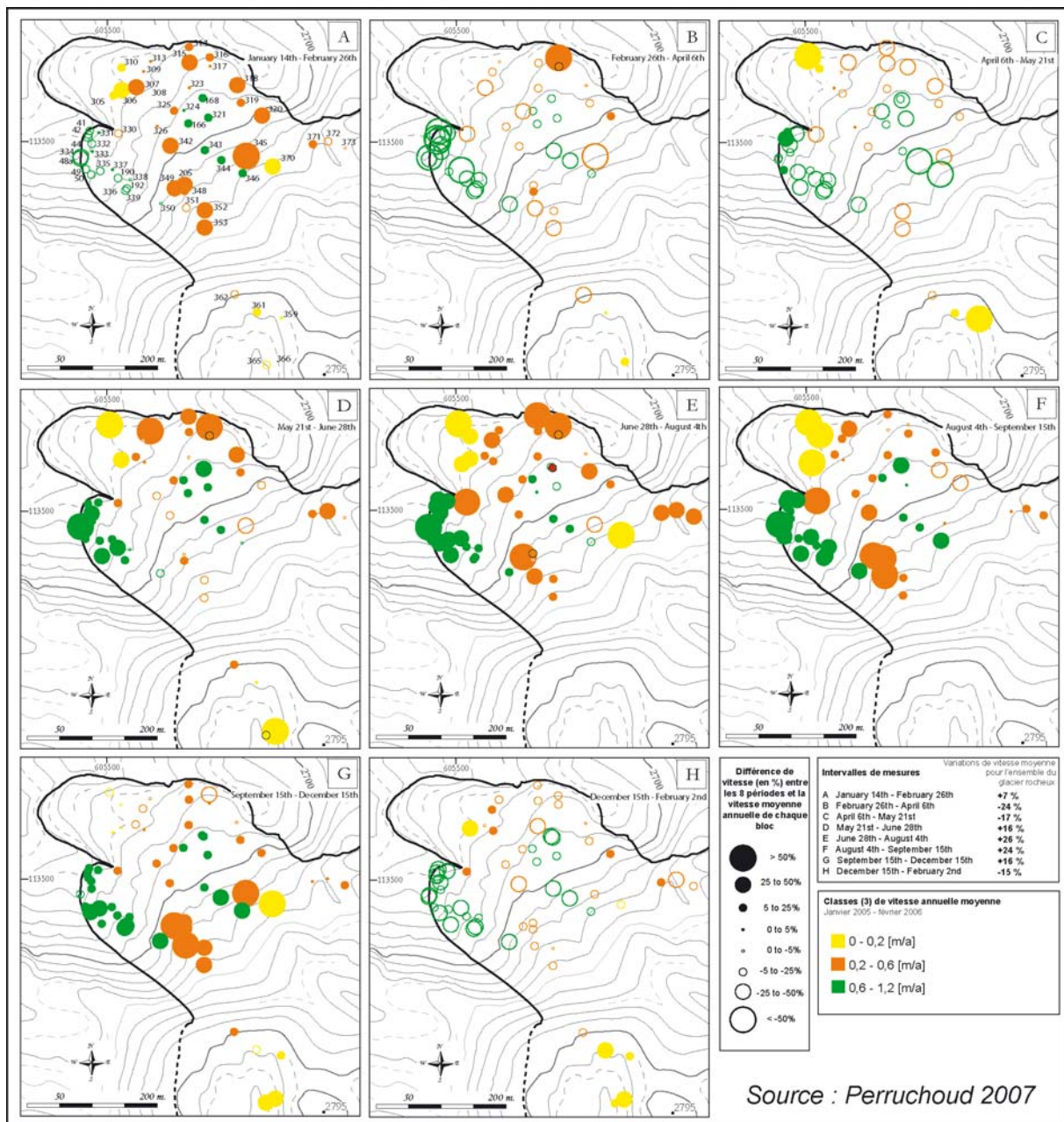


Fig. 3 – Vitesses horizontales moyennes (janvier 2005 à février 2006) pour ~60 blocs du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (VS) et variations « saisonnières » des vitesses (en % comparé à la moyenne annuelle) (adapté de Perruchoud, 2007).

 PERGELISOL

3.4.6 Les glaciers rocheux déstabilisés (en « surge »)

En plus de l'accélération régulière des deux dernières décennies, certains glaciers rocheux ont connu de **véritables crises dans leur activité** (*surge*). En effet, en raison probablement d'une augmentation de la température du pergélisol se rapprochant de 0°C, d'importantes déformations de surface (parfois plus de 5m par an !), voire même des déstabilisations des parties inférieures de certains glaciers rocheux ont été observées.

Plusieurs signes visibles caractérisent un glacier rocheux en *surge* : front instable, formation de crevasses longitudinales, affaissement de la surface (grande dépression), apparition de sédiments fins à la surface, rides latérales (fig. 1 & 2).

Le glacier rocheux du vallon de Grüb (Turtmanntal, VS) a ainsi connu une accélération régulière entre 1975 et 1993 avec des vitesses variant entre 2 m/an (centre et partie inférieure) et 5 m/an (front). En revanche entre 1993 et 2001, la partie inférieure a perdu toute cohérence, suite à l'ouverture de profondes crevasses (12 m de hauteur) et à l'affaissement du glacier rocheux. Ainsi entre 1975 et 2001, le front a avancé de 60 mètres, principalement entre 1993 et 2001. En raison du danger d'instabilité accru de la tête du glacier rocheux, d'imposantes digues de protection ont été érigées à l'aval (fig. 3 & 4). L'utilisation de techniques d'interférométrie radar embarquée par satellite (InSAR) a permis de mettre en évidence une dizaine d'autres cas dans les Alpes valaisannes (fig. 5).

Les causes de ces (ré)activations brutales et exceptionnelles ne peuvent être uniquement causées par l'augmentation de la température de l'air. L'impact de l'eau de fonte, des processus thermokarstiques, la fonte significative de la glace ou un apport massif de débris semblent y prendre un rôle prépondérant. De plus, il apparaît qu'une déclivité de surface supérieure à 25° soit nécessaire. Dans le cas d'une *surge*, la reptation n'est probablement pas le seul mécanisme dynamique, mais un mouvement basal de type « glissement » semble se mettre en place.



■ PERGELISOL

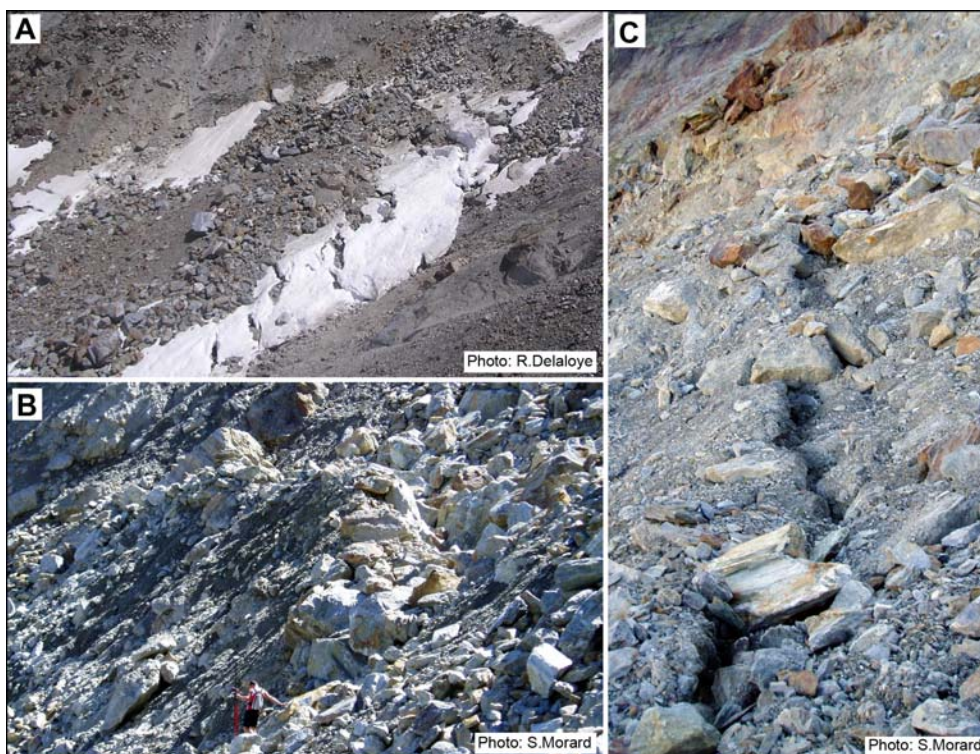


Fig. 1 – Indices de déstabilisation d'un glacier rocheux du Mattertal (VS). A : formation de crevasses dans le manteau neigeux due à l'avancée extrêmement rapide du glacier rocheux ; B : crevasses longitudinales et instabilité des matériaux ; C : crevasse à travers des sédiments fins remontés à la surface du glacier rocheux.



Fig. 2 – Niche d'arrachement (crevasses) à la surface du glacier rocheux de la Pointe du Tsaté, dans laquelle apparaît de la matrice fine (Val de Moiry, VS). Ce glacier rocheux semble connaître actuellement une période de crise majeure.

■ PERGELISOL

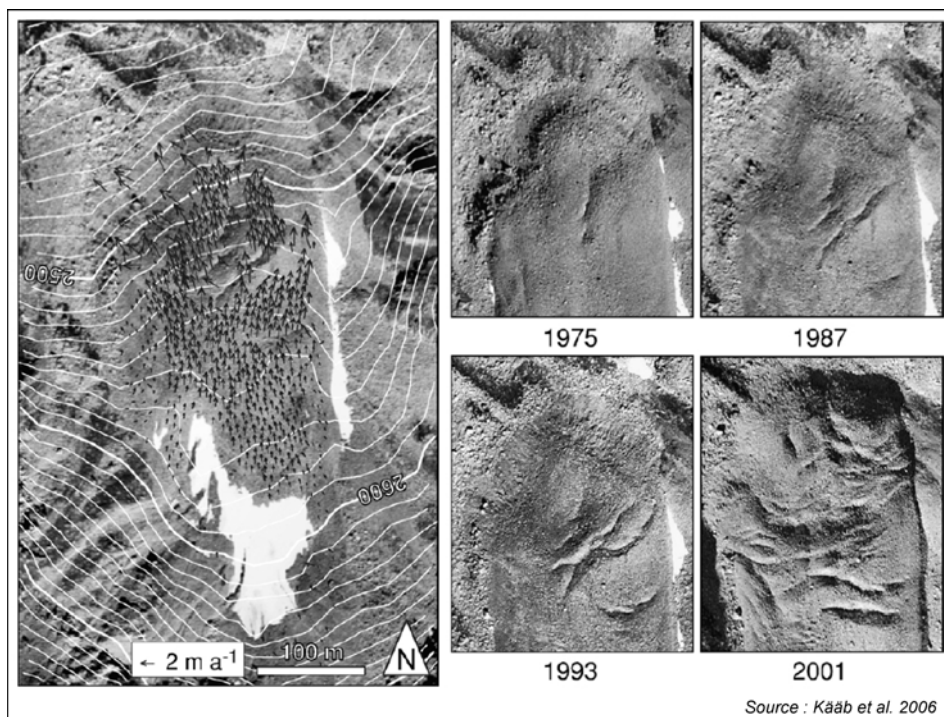


Fig. 3 – Instabilité de la tête du glacier rocheux du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS). A gauche : vitesses de surface mesurées sur la base d'orthophotos entre 1987 et 1993. A droite : Orthophotos de la section terminale pour les années 1975, 1987, 1993 et 2001 (source : Käab et al., 2006).



Fig. 4 – Glacier rocheux en "surge" du vallon de Grüob (Vallée de Tourtemagne, VS). Les crevasses sur la formation sont bien visibles. Les digues situées à l'aval ont été érigées pour protéger le village de Gruben des avalanches.

■ PERGELISOL



Fig. 5 – Glacier rocheux en surge du Petit Vélán (Val de Bagnes, VS). Entre 1995 et 2005, le front s'est avancé d'environ 20-30 mètres, alors que la surface de la partie centrale a connu un affaissement de 5 à 8 mètres.

■ PERGELISOL

3.4.7 Répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude

Moins étudiés que les glaciers rocheux, les talus d'éboulis constituent cependant une composante essentielle de la zone périglaciaire alpine. Ils se définissent comme accumulation sédimentaire à forte déclivité, constituée de blocs produits par la gélifraction par suite d'un transfert gravitaire (fig. 1 & 2).

La répartition du pergélisol dans les éboulis présente un **fort contraste entre l'aval et l'amont**. En effet dans la partie inférieure, un niveau de sédiments gelés d'une épaisseur variable (de 5 à 30 m) est généralement présent sous une couche mixte de gros blocs de surface et de sédiments plus fins. La probabilité d'existence d'un pergélisol diminue lorsque l'on s'élève dans la pente. Dans les portions sommitales, il semble possible que du pergélisol soit à nouveau présent, principalement dans des éboulis orientés au nord, au-dessus de 2700 – 2800 mètres environ (fig. 3). La répartition spatiale des 3 zones susmentionnées peut cependant varier fortement d'un endroit à l'autre de l'éboulis (fig. 4 & 5).

Cette configuration asymétrique (présence de pergélisol dans les parties basses et absence dans les parties hautes) semble commune à la plupart des éboulis situés à l'intérieur de la ceinture du pergélisol alpin.

Différentes explications ont été proposées : accumulation de neige en pied de pente par des avalanches protégeant le terrain du réchauffement estival, granulométrie plus grossière dans la partie basse maintenant des températures froides, **complexes circulations d'air** à l'intérieur des éboulis provoquant une anomalie thermique négative dans les parties basses et une anomalie positive dans les parties hautes. L'absence de pergélisol à des altitudes qui lui sont pourtant favorables montre que la ventilation interne, bien étudiée pour des formations de basse altitude (< 2000 m), semble être le facteur de contrôle le plus important. Nous y reviendrons plus en détail dans les fiches de la section suivante (3.5).

Contrairement au glacier rocheux, le contenu en glace semble généralement relativement faible (pergélisol sous-saturé). Lorsque les quantités en glace dans un éboulis sont importantes (pergélisol sursaturé), un fluage marqué par une succession de bourrelets peut s'opérer (**éboulis géliflués ou fluants**) (fig. 6). Les bourrelets sont de plus en plus marqués au pied du versant et se poursuivent très souvent par un "bourrelet de fluage", un protalus rampart (glacier rocheux embryonnaire) ou un glacier rocheux.



■ PERGELISOL

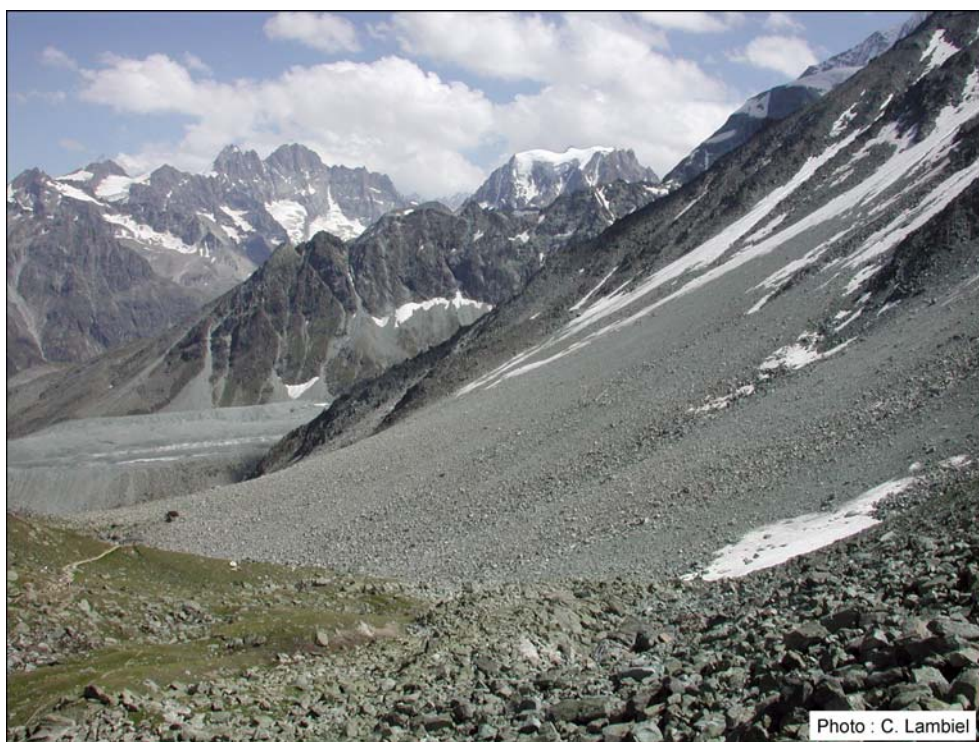


Fig. 1 – L'éboulis de Tsena Réfien, dans la région d'Arolla (VS). Altitude basale 2600 m.



Fig. 2 – L'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS). Un forage PERMOS (cf. fiche 3.1.2) se situe au pied du pylône à gauche de l'image (altitude : 2500 m).

■ PERGÉLISOL

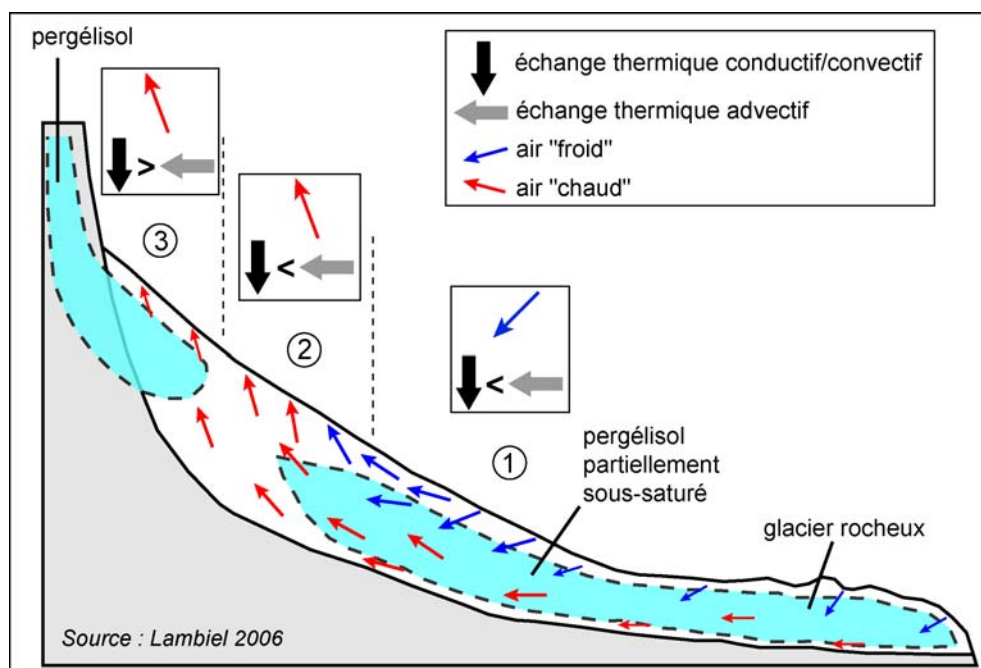


Fig. 3 – Modèle de circulation d'air ascendante dans un éboulis situé à l'intérieur de la ceinture du pergélisol discontinu. 1 : pergélisol probable ; 2 : pergélisol possible/improbable ; 3 : pergélisol probable (adapté de Lambiel, 2006).



Fig. 4 – Distribution supposée du pergélisol dans l'éboulis des Lapires (Val de Nendaz, VS) sur la base des informations géoélectriques et thermiques (source : Lambiel, 2006).

■ PERGELISOL

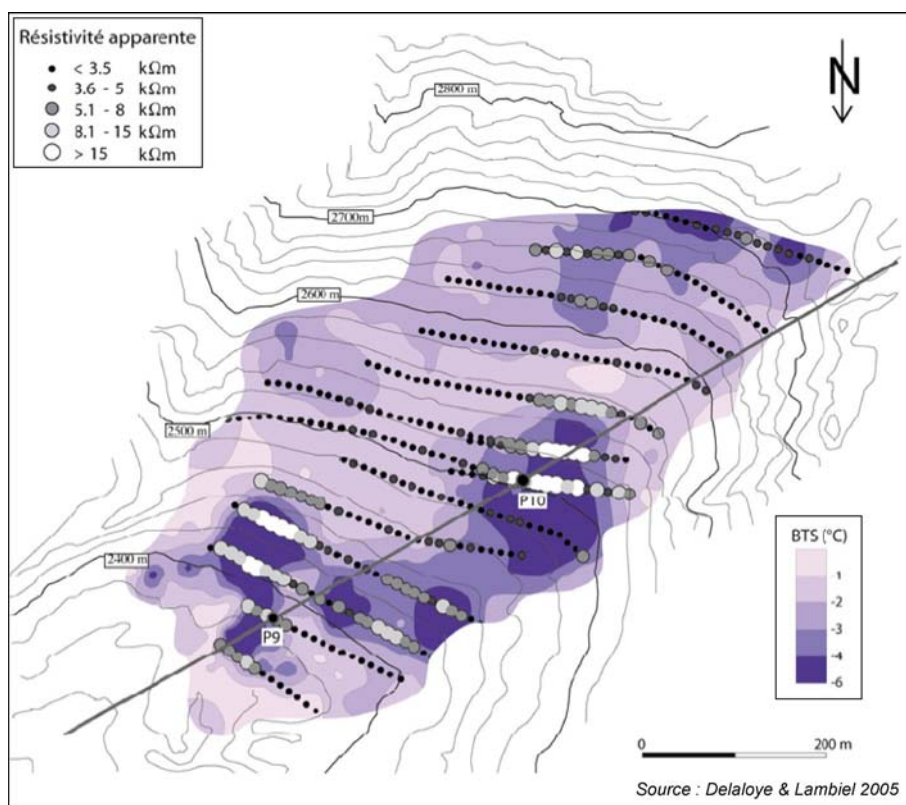


Fig. 5 – Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Lapires (VS) (écartement interélectrode: 12.5 m) et interpolation par krigeage simple de 301 mesures BTS relevées en mars 2002. L'hétérogénéité de la distribution du pergélisol de l'éboulis des Lapires (VS) semble partiellement contrôlée par des systèmes de ventilation (source : Delaloye & Lambiel, 2005).



Fig. 6 – Eboulis fluants au Pas de Lona (VS). L'accroissement des bourrelets le long de la pente est bien visible.

■ PERGÉLISOL

3.4.8 Interactions pergélisol – glaciers

Les glaciers rocheux (indicateurs de la présence de pergélisol) sont fréquents dans les zones sèches, la ligne d'équilibre des glaciers étant plus élevée en raison des faibles quantités de précipitations (cf. fiche 3.1.6). Ainsi en Suisse, on retrouve beaucoup plus de glaciers rocheux dans les Alpes valaisannes et grisonnes que sur les versants nord et sud des Alpes.

Il n'y a en principe pas de pergélisol sous un glacier tempéré, mais il peut y en avoir sous un glacier froid. En revanche l'existence de sols gelés en permanence est possible à l'extérieur des systèmes morainiques, tout comme à l'intérieur.

Les **marges proglaciaires** (cf. fiche 2.3.2) sont des systèmes complexes, regroupant de nombreuses formes géomorphologiques (moraine de fond et d'ablation, moraines de poussée, moraines flûtées, glacier couvert, glacier rocheux,...) et dans lesquelles la répartition spatiale du pergélisol peut être très hétérogène. La combe de Challand (massif du Grand-Combin, VS) et ses systèmes morainiques des glaciers du Ritord et de l'Epée en sont une illustration parfaite (fig. 1 & 2).

Durant le Petit Âge Glaciaire (PAG) (14^{ème} – 19^{ème} siècles), de nombreux petits glaciers de cirque se sont avancés sur des zones préalablement occupées par du pergélisol. Trois modifications majeures sont consécutives à cette poussée glaciaire :

- **Réchauffement du pergélisol** lors du passage d'un glacier tempéré (avec d'importantes circulations d'eau à sa base) entraînant sa dégradation partielle à totale. L'apparition et l'avancée de petits glaciers ont donc profondément modifié la configuration spatiale du pergélisol.
- **Déplacement de matériaux sédimentaires gelés** sur de relativement grandes distances (moraines de poussée, glacitectonites, recouvrement et/ou déplacement de glaciers rocheux) (fig. 2 & 3). Les moraines de poussée correspondent à des sédiments gelés poussés et écrasés par l'avancée d'un glacier froid dont la base demeure soudée au sol par le gel.
- **Mouvements de rééquilibrage** (rétro-fluage de moraines de poussée) qui peuvent s'en suivre. Un mouvement de rééquilibrage affecte fréquemment le flanc interne des moraines de poussée latérales situées en contre-pente (fig. 4).

Depuis la fin du PAG, les glaciers ont subi un recul très important, de nombreux petits glaciers ayant disparu depuis lors. Cependant aujourd'hui, d'importants déséquilibres thermiques (répartition spatiale du pergélisol) et mécanique (rétro-fluage) persistent encore dans les zones de recouvrement glaciaires du PAG.

Dans les zones encore favorables à son existence (ensoleillement restreint), un sol gelé en permanence, perturbé lors du PAG, pourrait se réinstaller petit à petit dans les couches proches de la surface (abaissement de la température au-dessous de 0°C durant l'hiver, ne dépassant pas 0°C durant l'été) : on parle de **néo-pergélisol**. Inversement, les sédiments gelés déplacés dans une zone d'existence défavorable (ensoleillement plus important) peuvent dégeler assez rapidement, indépendamment d'une quelconque modification du climat. Un tel cas de figure a été observé dans la zone terminale du « glacier rocheux » de Lona (Val d'Anniviers, VS) (fig. 5).



■ PERGELISOL

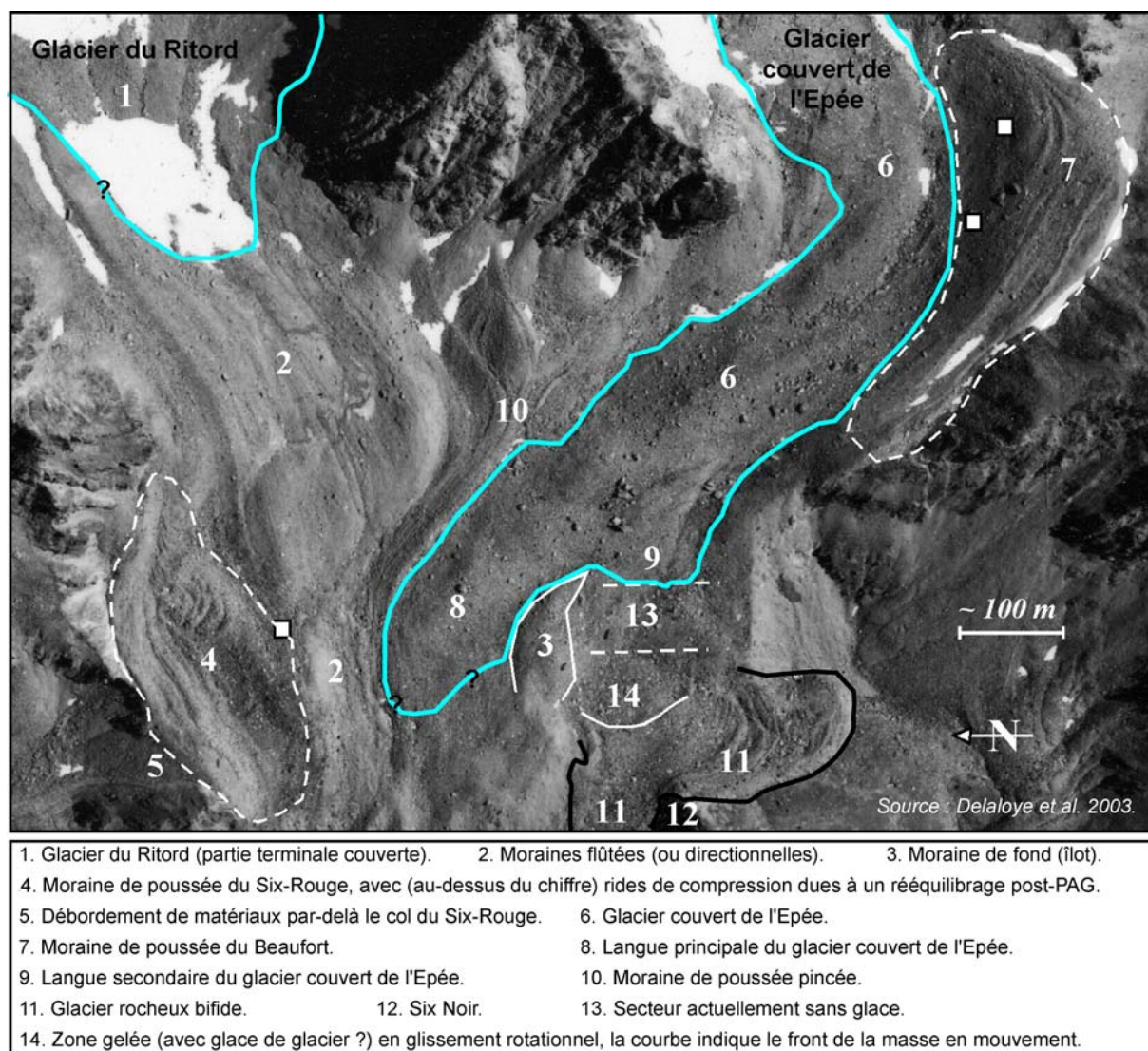


Fig. 1 – Quelques aspects géomorphologiques de la marge proglaciaire coalescente des glaciers du Ritord et de l'Epée (VS) (adapté de Delaloye et al., 2003).

■ PERGELISOL

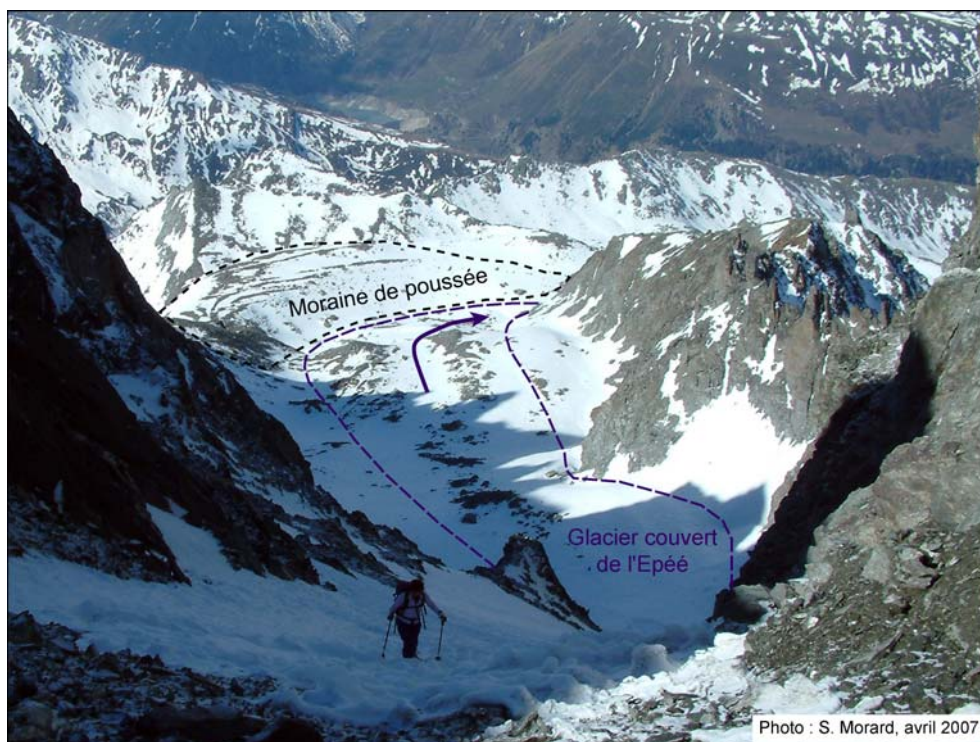


Fig. 2 – Sous son manteau morainique, le glacier de l'Epée (VS) occupe encore presque complètement la surface qui était la sienne au PAG. On distingue les rides de la moraine de poussée, plus ou moins parallèles à la direction de l'écoulement du glacier de l'Epée (indiquée par la flèche).

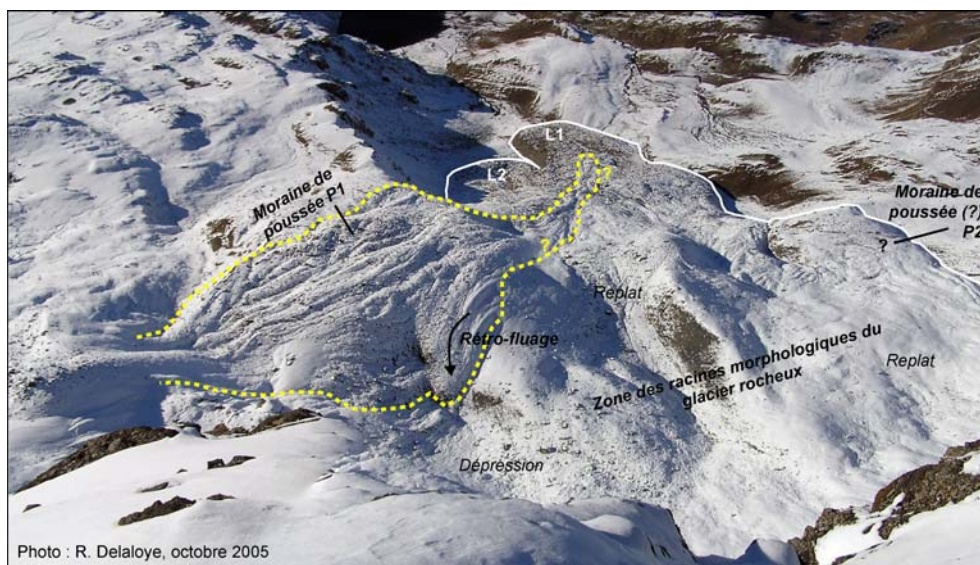


Fig. 3 – Photographie prise depuis le sommet des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS) en direction du nord-ouest avec une fine couche de neige surlignant magnifiquement la morphologie du glacier rocheux. Suite à l'avancée glaciaire du PAG, du pergélisol est absent dans la zone des racines morphologiques du glacier rocheux, malgré des conditions topo-climatiques favorables (altitude d'environ 2800 m, orientation nord-ouest). En revanche, les moraines de poussée et la partie médiane et frontale du glacier rocheux sont gelées. La moraine de poussée (P1) est particulièrement mise en évidence et se poursuit loin en aval jusqu'au lobe L1 (2700 m). Cette photo permet ainsi de se représenter l'étendue du glacier qui occupait la partie supérieure du glacier rocheux des Becs-de-Bosson lors du PAG (Perruchoud 2007).

■ PERGELISOL

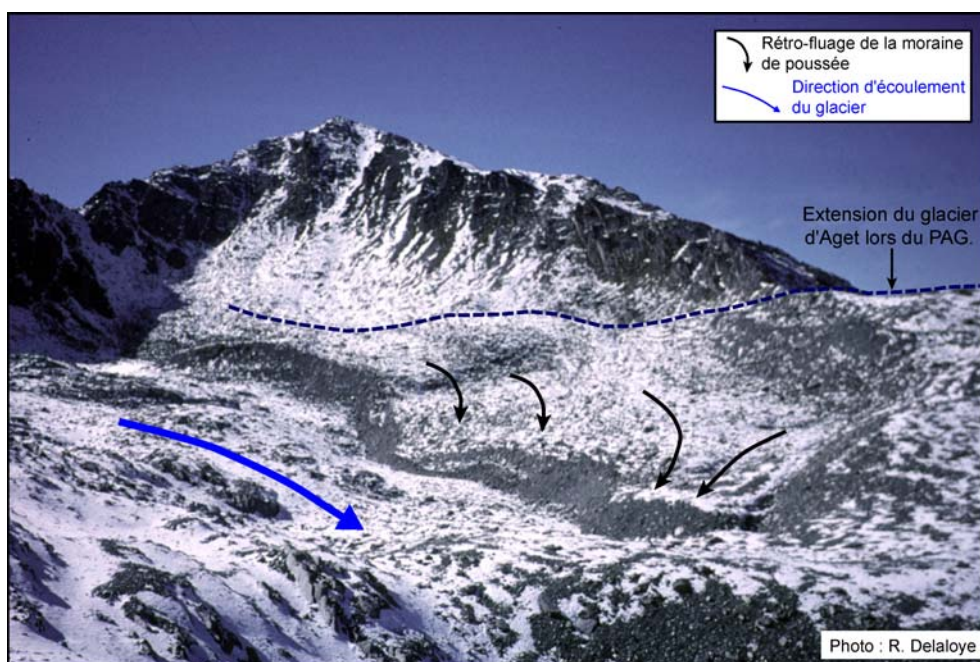


Fig. 4 – Rétro-fluage d'une moraine de poussée dans la marge proglaciaire du glacier d'Aget (Val de Bagnes, VS).

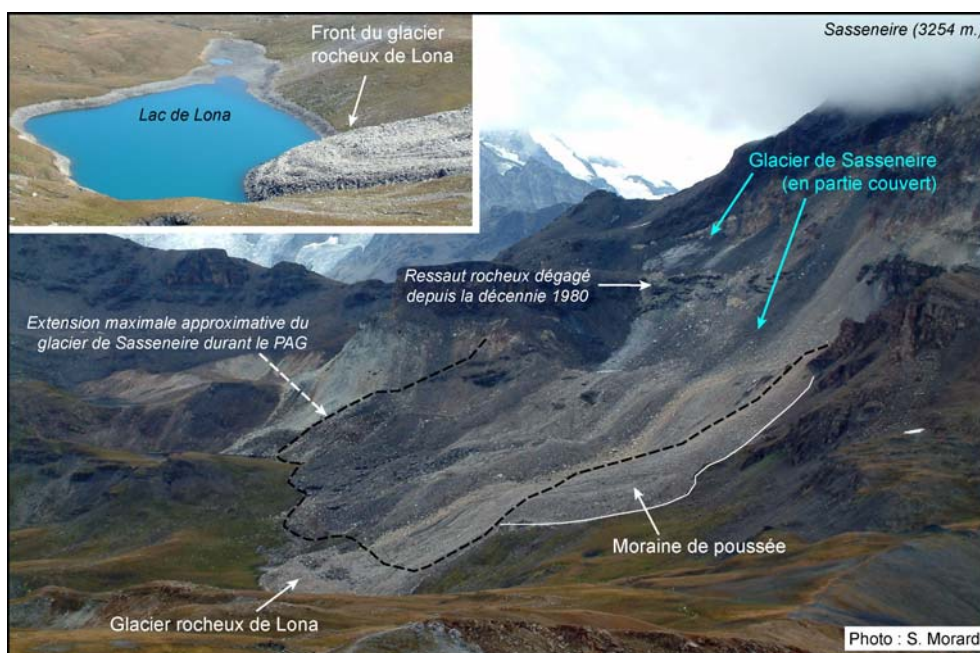


Fig. 5 – Complexe glacier – glacier rocheux de Lona/Sasseneire (Val d'Anniviers, VS). Durant le PAG, le glacier aurait expulsé la partie terminale du glacier rocheux plusieurs centaines (?) de mètres à l'aval, dans des lieux moins souvent situés dans l'ombre du Sasseneire (3254 m). Le lac contribue aussi probablement au réchauffement du terrain. Actuellement, du pergélisol ne semble présent que dans la moraine de poussée et la partie frontale du glacier rocheux.

■ PERGELISOL

3.5.1 Eboulis froids (et autres formations poreuses) de basse altitude

Plusieurs centaines de mètres en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu (correspondant à l'isotherme -1°C), des conditions de sols gelés en permanence et de la glace se retrouvent dans de nombreuses formations sédimentaires poreuses (éboulis froids, glacier rocheux fossile, zone d'éboulement,...) (fig. 1 à 4) ainsi que dans des cavités souterraines (les glacières, cf. fiche 3.5.4).

Des observations de **végétation azonale** (arbres nains, flore boréo-alpine) (fig. 5), d'espèces faunistiques reliques, de glace en surface et de sol gelé durant les jours chauds de l'été, ainsi que de courants d'air frais soufflant entre les blocs de pierres sont couramment relevées dans des éboulis de basse altitude (en dessous de la limite de la forêt) sur des sites où la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) est largement positive (fig. 6). De la glace a également été couramment signalée lors de l'excavation d'un éboulis pour la construction d'une route. Du pergélisol (tempéré et très dynamique, ie. tantôt présent, tantôt absent selon les années) peut donc exister dans la partie basse des éboulis de basse altitude (i.e. en dessous de la limite des forêts).

Ces manifestations surprenantes sont connues sous le nom d'**éboulis froid**, dont la définition est la suivante : formation sédimentaire poreuse se rencontrant à toute altitude et caractérisée par la présence d'une anomalie thermique négative (refroidissement) dans sa partie basse et d'une anomalie thermique positive dans sa partie haute (réchauffement) par rapport à la température moyenne annuelle de l'air (fig. 7). Les anomalies thermiques négatives atteignent fréquemment 3 à 7°C par rapport à MAAT !

De nombreuses hypothèses ont depuis longtemps étaient émises pour expliquer les anomalies thermiques rencontrées dans des éboulis froids à basse altitude. Des recherches récentes ont montré que :

- Les éboulis froids ne sont pas limités aux versants très peu ensoleillés.
- La **circulation d'air par effet de cheminée** (dynamique, cf. fiche 3.5.2) est le facteur primordial à la présence d'anomalies thermiques négatives. **Ces systèmes de ventilation sont extrêmement fréquents** dans les formations sédimentaires poreuses, mais de nombreuses particularités locales (topographie, climat, redistribution de la neige par le vent et les avalanches, présence de végétation, variations granulométriques, ruissellement d'eau de fonte ou de pluie...) en modifient l'ampleur et l'efficacité.
- Le refroidissement du sol est étroitement dépendant de l'intensité et de la durée des périodes de temps froid durant l'hiver. L'enneigement n'a en revanche qu'une influence secondaire.
- La théorie du refroidissement par évaporation estivale a souvent été avancée (en raison de l'absorption de chaleur latente). Cependant **l'évaporation (sublimation) de l'humidité (glace) du sol se produit durant l'hiver** lorsque l'air froid (et sec) est introduit dans l'éboulis. L'été est en revanche caractérisé par la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air chaud et des eaux de fonte qui pénètrent dans le terrain refroidi. L'ampleur des changements de phase de l'eau sur le refroidissement/réchauffement reste encore à déterminer.
- Lors de la fonte des neiges, de l'eau liquide (déjà très froide) circulant plus ou moins librement à l'intérieur de l'éboulis règle au contact des zones surrefroidies (glace de congélation) aussi longtemps que la température se maintient sous le 0°C (phase zéro, cf. fiches section 3.2). De la glace interstitielle et des lentilles de glace peuvent ainsi être créées et si la fonte estivale n'est pas trop importante, cette glace peut être conservée.



■ PERGELISOL



Fig. 1 – La combe de Dreveneuse (Chablais valetais) et ses imposants voiles d'éboulis.

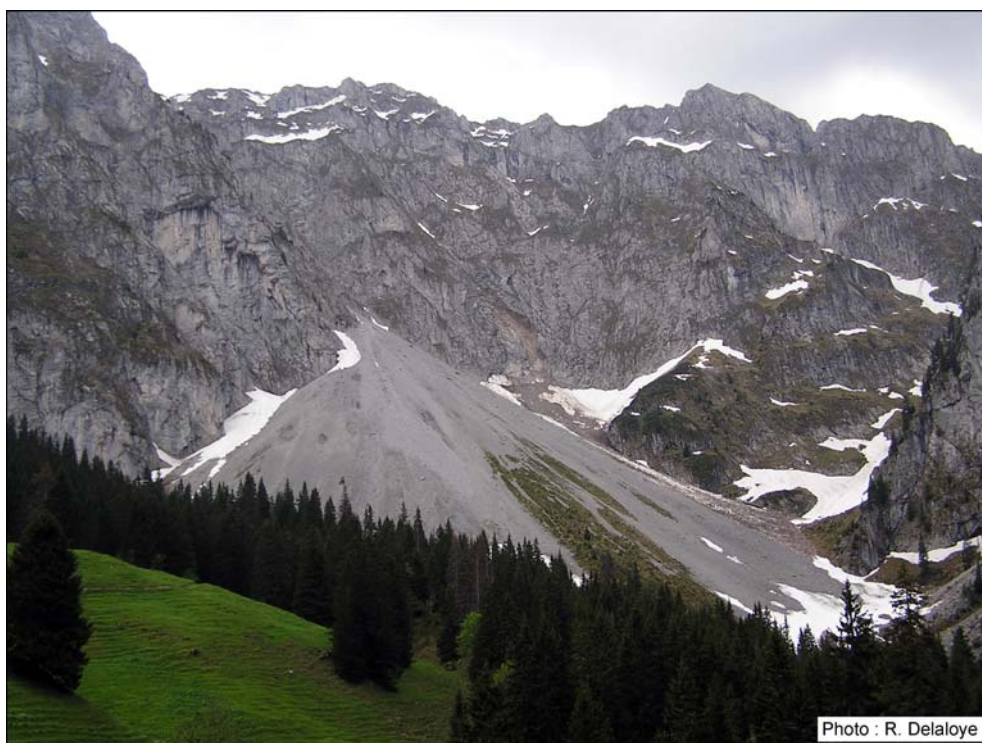


Fig. 2 – Le cône d'éboulis du Gour de la Plâne (Réserve de la Pierreuse, VD).

■ PERGELISOL

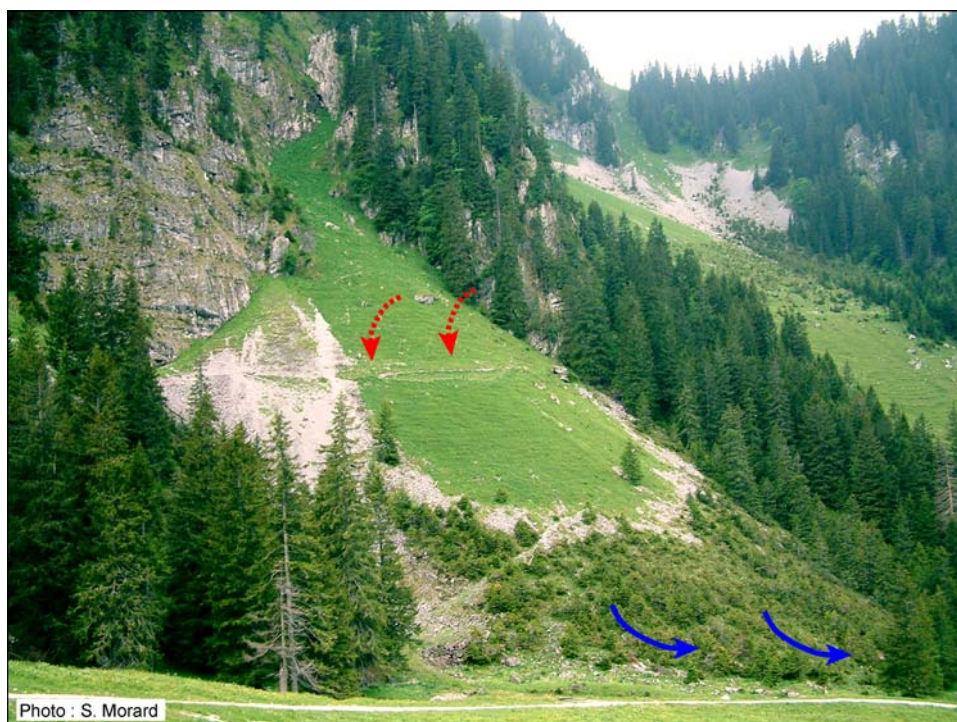


Fig. 3 – Eboulis froid dont la partie inférieure surrefroidie est occupée par un groupement d'arbres nains. La forêt climacique est facilement visible en dehors du cône (Chânel Gantrisch, Préalpes fribourgeoises).

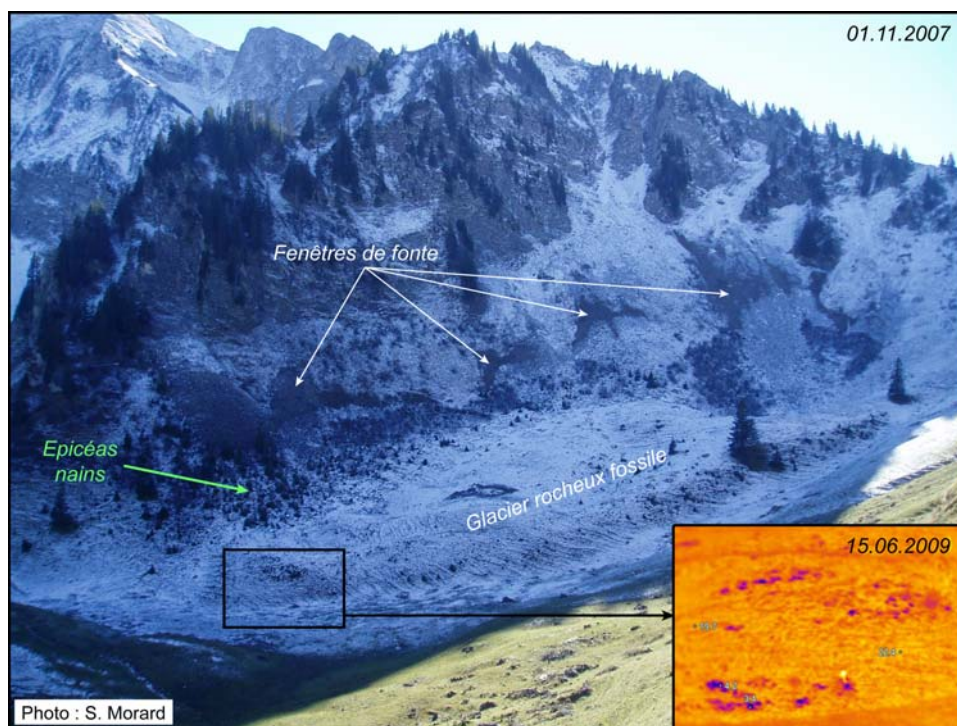


Fig. 4 – Le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua (Préalpes fribourgeoises) s'est développé en contrebas d'un large voile d'éboulis. Des sorties d'air chaud ont lieu en hiver dans la partie supérieure du voile d'éboulis, alors que le bas des éboulis et le glacier rocheux fossile sont surrefroidis (présence d'arbre nains, de glace estivale et de courants d'air froid comme illustrés sur l'image thermique infrarouge (à d.)).

■ PERGELISOL



Fig. 5 – Secteur à épicéas nains dans les éboulis du Creux-du-van (Jura neuchâtelois).

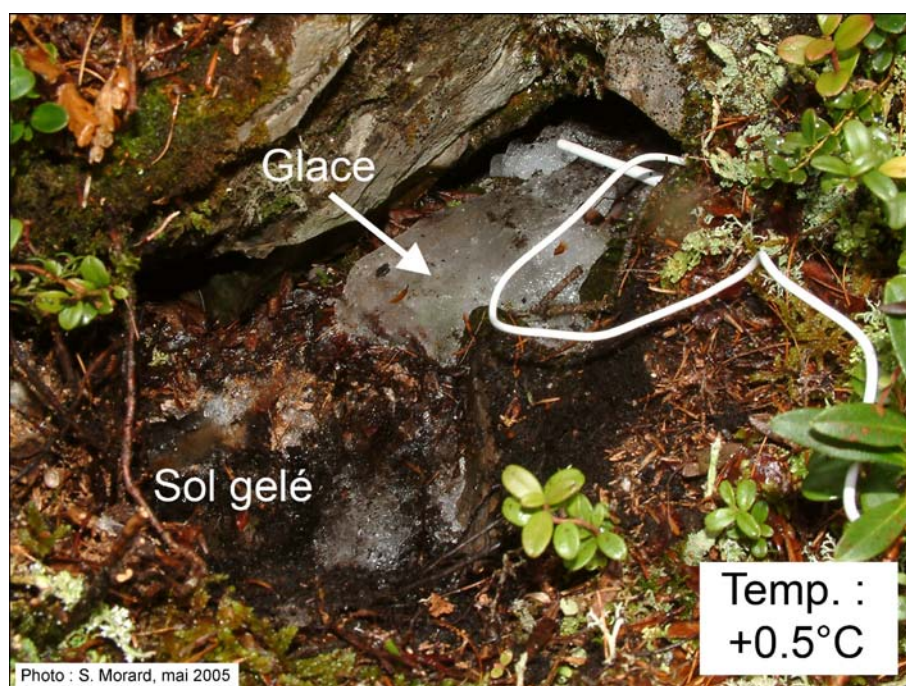


Fig. 6 – Sol gelé et glace massive à la sortie d'un trou souffleur d'air froid dans le glacier rocheux fossile du Bois des Arlettes (1750 m., région du Col des Mosses, VD).

■ PERGELISOL

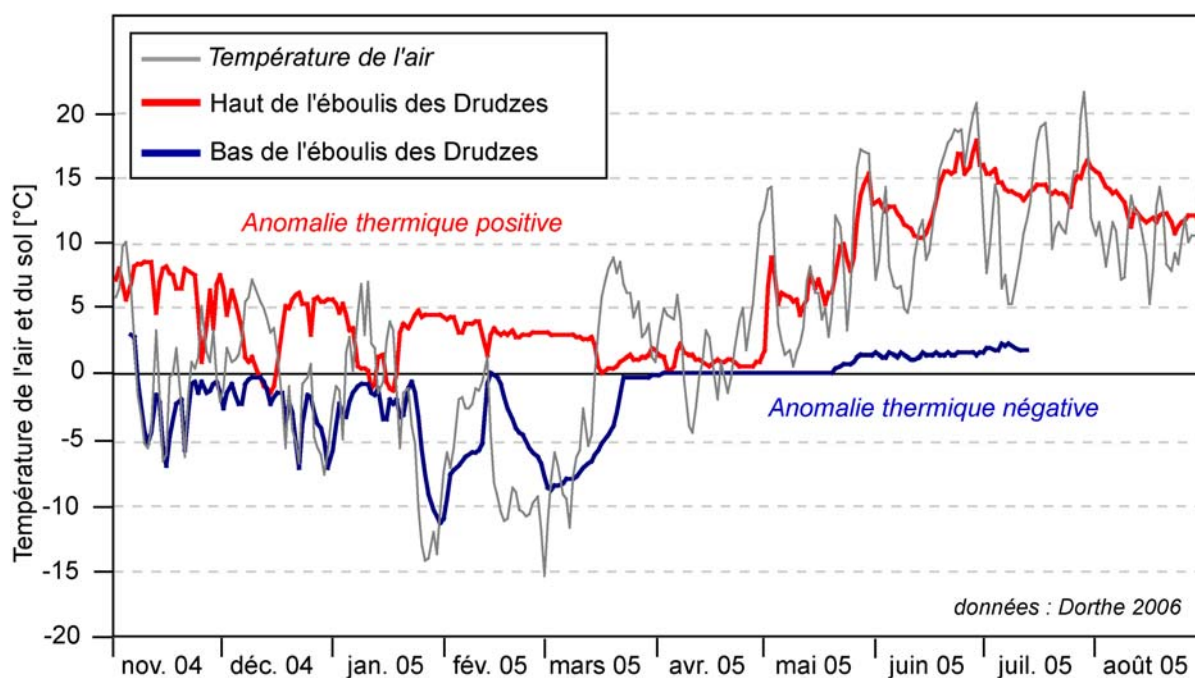


Fig. 7 – Anomalie thermique positive (partie haute) et négative (partie basse) par rapport à la température de l'air se rencontrant dans un éboulis froid ventilé (éboulis des Drudzes, Préalpes fribourgeoises).

3.5.2 Mécanismes de circulation d'air : l'effet de cheminée

Lorsqu'une formation poreuse possède plusieurs entrées dénivelées, une advection et une convection forcée d'air dont l'intensité et la direction varient selon la saison peuvent être établies en raison d'une différence de température (et donc de densité) existant entre l'air extérieur et intérieur. C'est le principe du tube à vent (ou effet de cheminée, ou thermosiphon). Plus l'écart de température entre l'intérieur et l'extérieur est grand, et plus la vitesse du courant d'air est élevée. Couramment signalé dans les cavités souterraines, ce mécanisme s'applique également aux éboulis.

Le comportement du système peut être séparé en deux phases principales : **le régime hivernal (ascendant) et estival (descendant)**.

- En régime hivernal, **l'air à l'intérieur de la formation est plus chaud (et donc plus léger) que l'air extérieur** et le courant d'air devient ascendant (fig. 1 & 3). Des fenêtres de fonte, des dépressions ouvertes ou fermées, des voûtes basales et des cristaux de givre traduisent des expulsions d'air chaud (fig. 4 & 5).
En conséquence, **de l'air froid (et sec) est aspiré** avec une zone de refroidissement maximal située une dizaine de mètres en amont du pied de l'éboulis. Des trous d'aspiration favorisent la pénétration de l'air extérieur froid dans le terrain qui se produit cependant aussi à travers un épais manteau neigeux (fig. 6) !
Les blocs composant l'éboulis ainsi que les terrains non-poreux sous-jacents et adjacents emmagasinent par conduction le froid apporté par le courant d'air (réservoir de frigories et gel du terrain). L'éboulis profite donc de toutes les périodes froides de l'hiver pour se refroidir sous le point de congélation (fig. 3 & 7).
- En régime estival, **le froid emmagasiné durant l'hiver s'écoule par gravité de préférence aux points les plus bas** de l'éboulis et du glacier rocheux fossile (2 & 3). Un décalage spatial existe donc entre la zone où le refroidissement hivernal est le plus marqué et celle où le réchauffement est minimal durant l'été. De la glace, des souffles d'air froid (<5°C) et de la neige sont présents en surface malgré des températures extérieures élevées. De la végétation azonale et des arbres nains traduisent également des conditions de sol sur-refroidi (fig. 7). La forêt ou un tapis de mousses peuvent également jouer un rôle dans la préservation de conditions froides en limitant l'effet de la radiation solaire au sol.
En contrepartie de cette décharge gravitaire, de l'air chaud est aspiré – probablement de façon diffuse – dans les parties hautes de l'éboulis.
Durant l'été, l'éboulis s'humidifie et devient comme une éponge gorgée d'eau en raison de la fonte de la glace et de la condensation de l'air aspiré dans les parties hautes du système.
- L'automne et le printemps sont des périodes durant lesquelles le système de ventilation va passer par étapes du régime estival au régime hivernal (et inversement). **Le seuil thermique de réversibilité** étant fonction de la température générale du système ventilé, le renversement du courant d'air s'effectue à une température de l'air extérieur plus élevée en automne qu'au printemps, l'éboulis se refroidissant (et s'asséchant) durant l'hiver et se réchauffant (et s'humidifiant) durant l'été. Ainsi, au Creux-du-Van (Jura neuchâtelois), le seuil d'inversion est situé vers +6°C en automne et vers +1/+2°C au printemps.

L'occurrence de ces mécanismes de ventilation a clairement été démontrée pour des éboulis de basse altitude. A plus haute altitude (au-dessus de la limite de la forêt), seul le régime ascendant (hivernal) est distinctement perceptible (cf. fiche 3.4.6). La décharge gravitaire d'air froid est difficilement observable, probablement en raison d'une part d'un écoulement diffus dû à l'absence d'un sol suffisamment développé et d'autre part d'une température générale du système ventilé inférieure à 0°C.



PERGELISOL

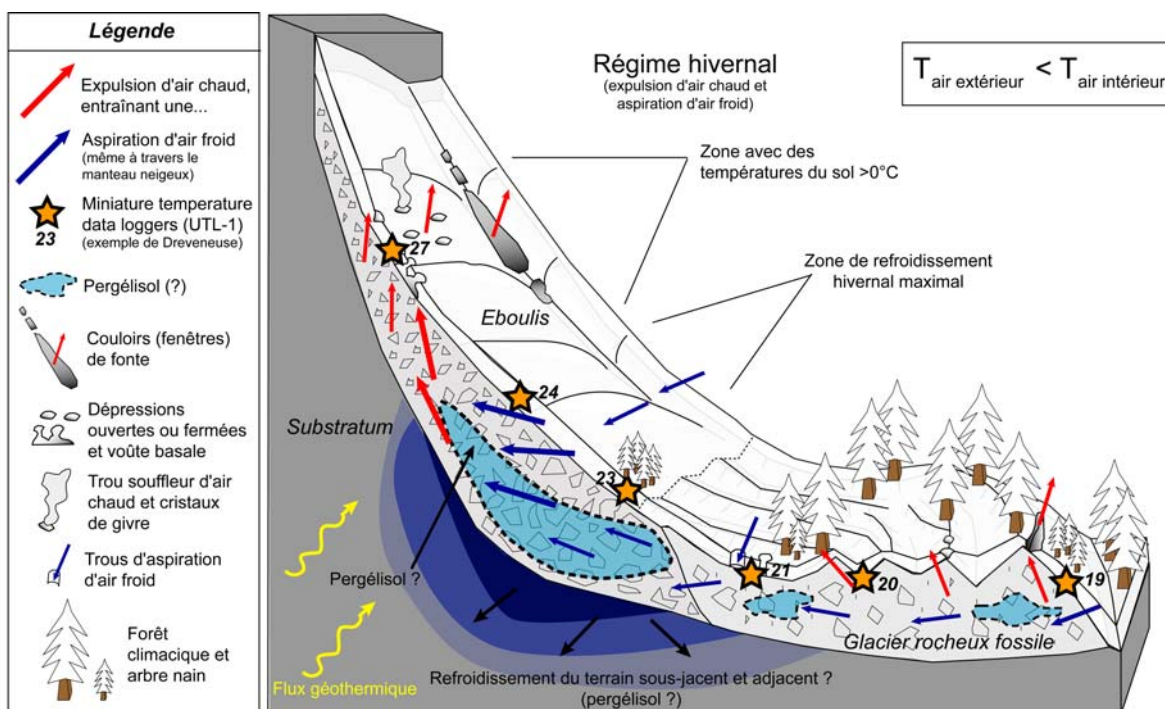


Fig. 1 – Modèle de circulation d'air dans un complexe éboulis – glacier rocheux fossile en régime hivernal, avec description des indices visuels. Les étoiles indiquent l'emplacement des courbes de température présentées à la fig. 3 (source : Dorthe & Morard, 2007).

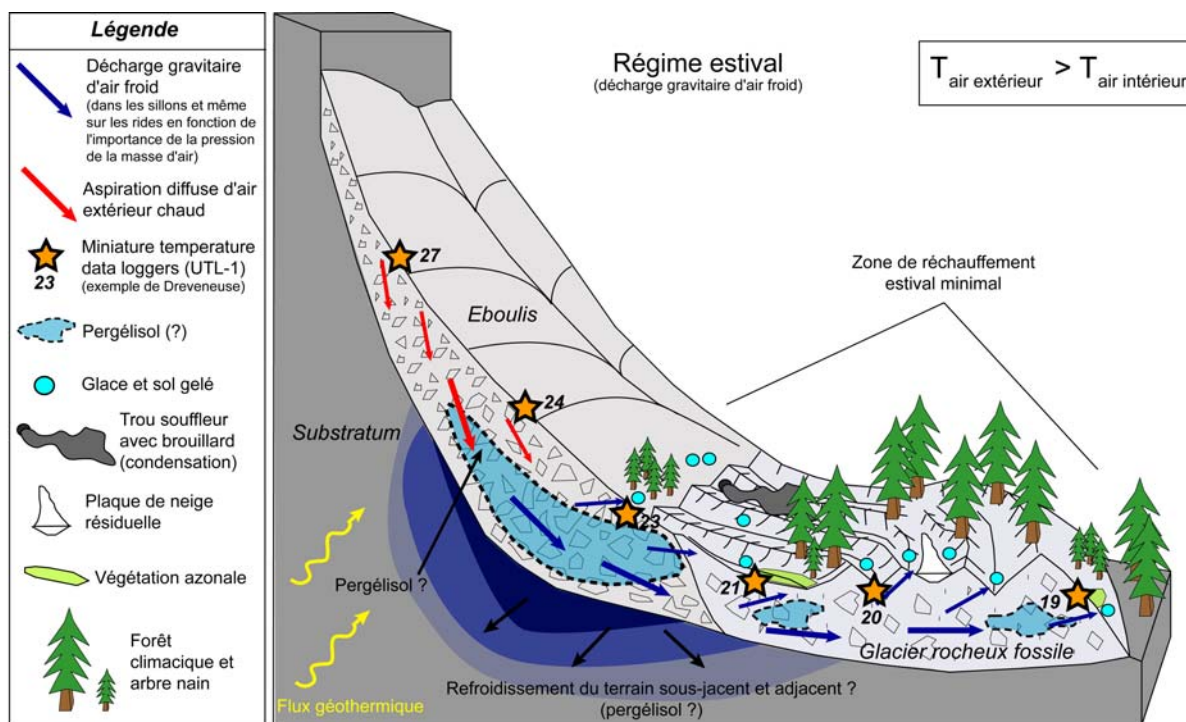


Fig. 2 – Modèle de circulation d'air dans un complexe éboulis – glacier rocheux fossile en régime estival, avec description des indices visuels. Les étoiles indiquent l'emplacement des courbes de température présentées à la fig. 3 (source : Dorthe & Morard, 2007).

■ PERGELISOL

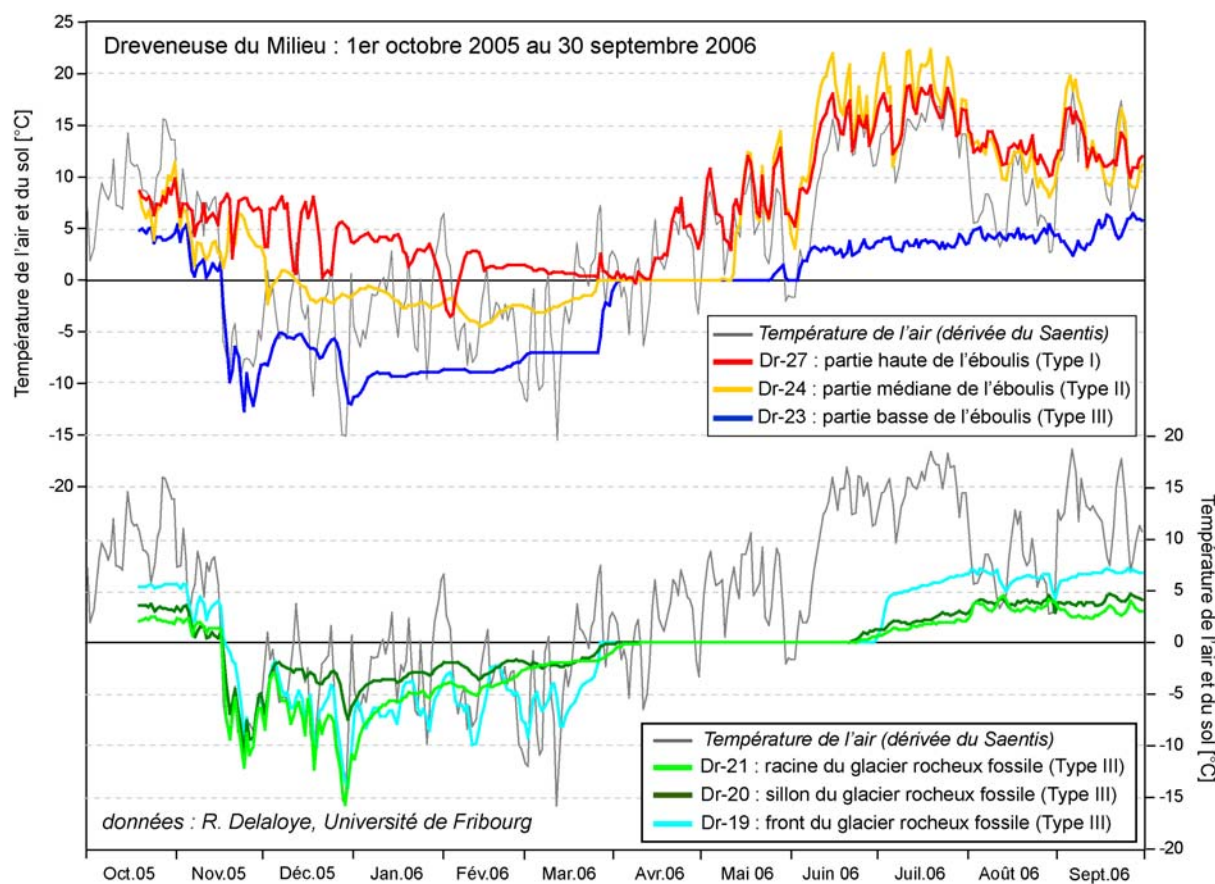


Fig. 3 – Courbes de températures typiques pour les différentes parties d'un complexe ventilé éboulis – glacier rocheux fossile (cf. fig. 1 & 2).

Dans les parties supérieures (courbe rouge Dr-27), le comportement thermique est inverse durant l'hiver avec un lent refroidissement consécutif à la vidange de la chaleur emmagasinée durant la saison estivale précédente. Durant l'été le comportement thermique colle relativement bien à l'évolution de la température extérieure.

Dans la partie inférieure, le comportement thermique du sol est similaire à celui de la température extérieure durant l'hiver (avec un léger décalage dû au manteau neigeux), et inverse durant l'été (la température se rapprochant d'autant plus du 0°C que la température de l'air extérieur est chaude). Cette phase estivale correspond à la vidange du réservoir de froid emmagasiné durant l'hiver.

■ PERGELISOL



Fig. 4 – Fenêtres de fonte automnale (en haut) et groupement d'épicéas nains (en bas) dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (Chablais valaisan).



Fig. 5 – Différents stades de développement des fenêtres de fonte hivernales dans l'éboulis de Dreveneuse du Milieu (VS). 1 : dépressions non ouverte; 2 : cheminées ouvertes; 3 : cheminées coalescentes; 4 : couloir de fonte.

■ PERGELISOL

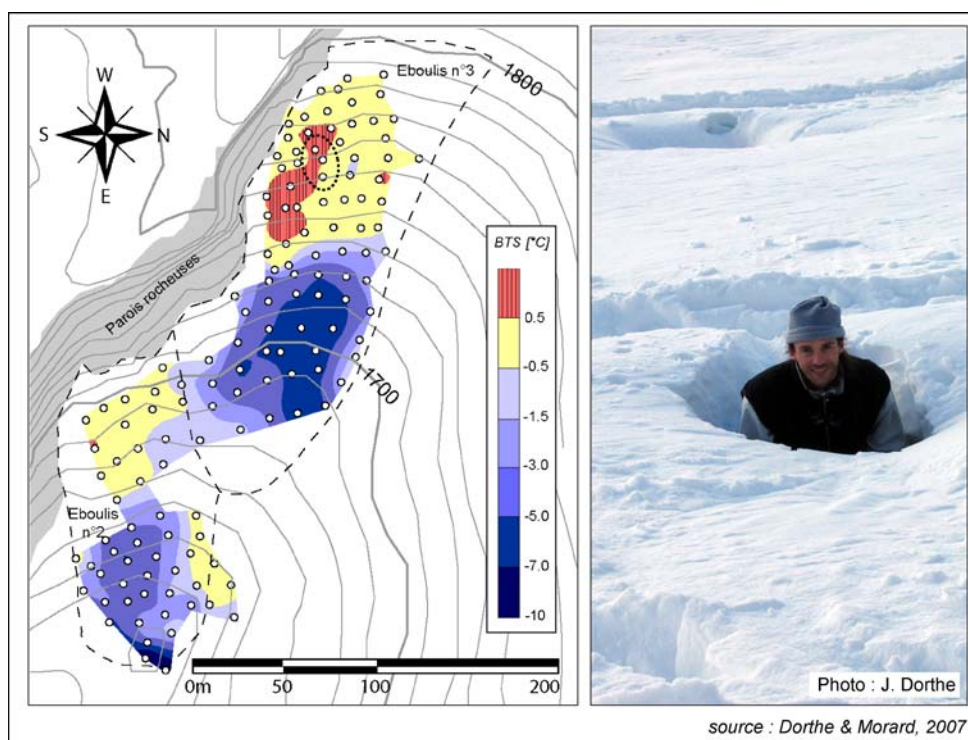


Fig. 6 – Interpolation par krigeage simple de mesures BTS effectuées le 8 février 2005 dans les éboulis de la combe de Vudèche (Préalpes fribourgeoises). Dans les parties basses des éboulis, une zone sur-refroidie (entre -5 et -10°C) est présente malgré un manteau neigeux épais de 1.5 à 2 mètres. Dans les parties supérieures, les températures sont plus chaudes (voire positives), avec la présence de puits à air chaud (cercle noir et photo). Cette distribution thermique à la surface du sol est caractéristique d'un système de ventilation en régime hivernal (source : Dorthe & Morard, 2007).

■ PERGELISOL

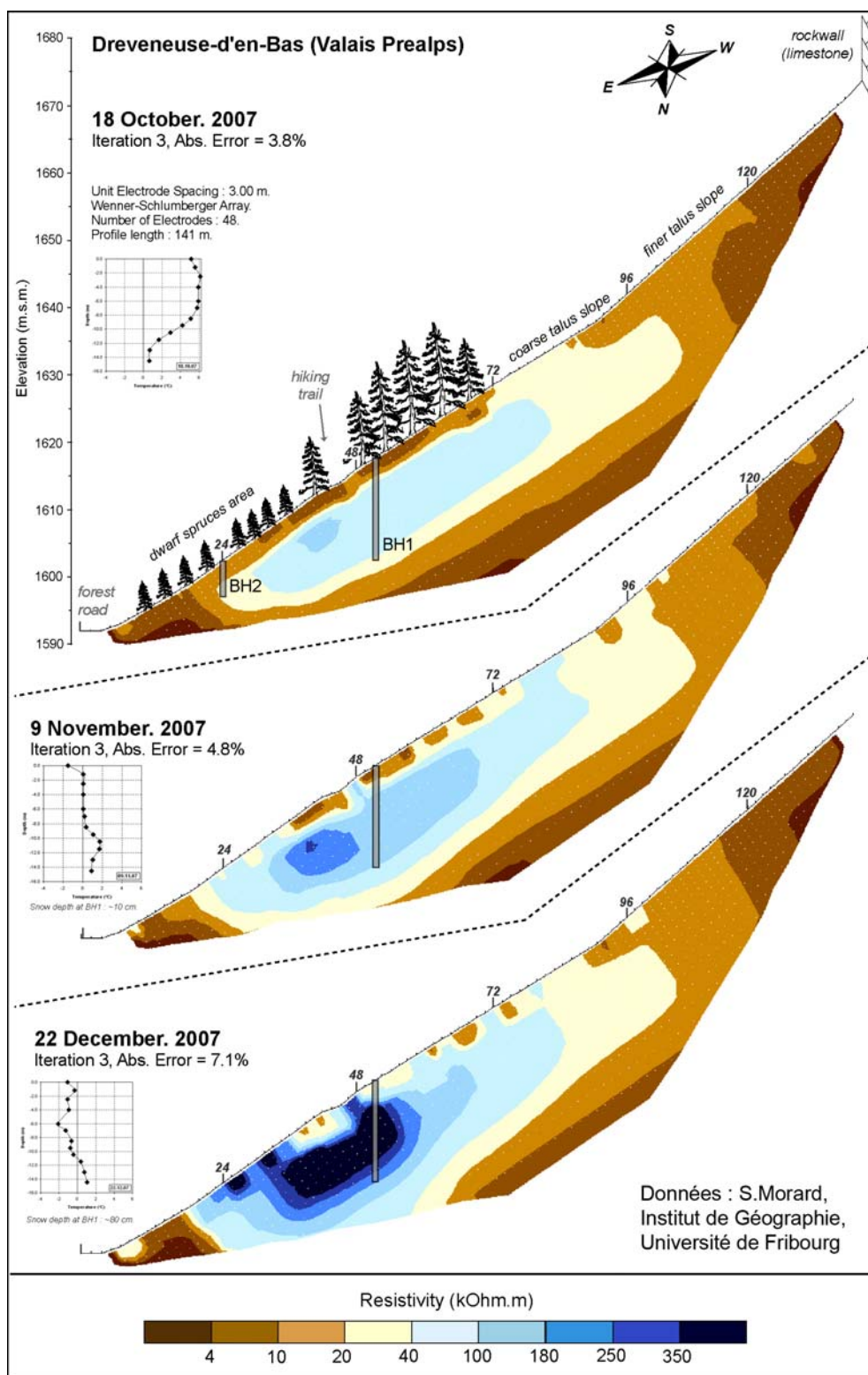


Fig. 7 - Visualisation du gel du terrain à l'intérieur de l'éboulis de Dreveneuse (VS) en début d'hiver 2007 : plus le terrain est électriquement résistant (couleur bleue), plus il est froid.

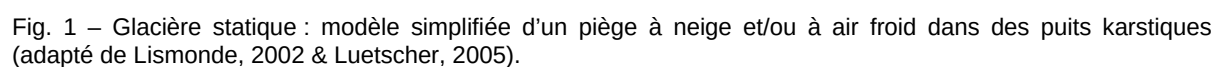
3.5.3 Les glaciers (ou grottes glacées)

Les **glaciers** sont des grottes renfermant de la glace pendant toute l'année. Elles sont relativement fréquentes dans le Jura (et dans une moindre mesure dans les Préalpes), malgré le fait que la température annuelle de l'air extérieur (MAAT) soit nettement supérieure à 0°C. Les glaciers sont des manifestations cryosphériques se situant à l'interface des domaines glaciaires et périglaciaires.

L'anomalie thermique négative et le maintien de masses de glace peuvent être consécutifs à différents processus (statique et/ou dynamique). On distingue ainsi couramment trois types de glaciers :

- **Statique, piège à air froid** : Les cavités en pente à une seule entrée constituent des pièges thermiques. Les pièges à air froid se caractérisent par un comportement double en système ouvert durant l'hiver (échange d'air par convection) et fermé durant l'été (stratification thermique et formation d'une poche d'air froid). Si le refroidissement hivernal est inférieur au point de congélation et que de l'eau est disponible (principalement lors de la fonte printanière), la formation d'un glacier est possible (fig. 1).
- **Statique, piège à neige** : La neige tombée en hiver au travers d'un orifice se transforme petit à petit en glace (sédimentaire). Des températures froides se maintiennent durant l'été grâce à la chaleur latente de fusion provenant de la fonte d'une partie de la neige tombée en hiver. Les mouvements d'air sont très faibles à l'intérieur de ce type de grotte. L'isolation de la cavité est constituée par la roche encaissante et par la forêt qui recouvre presque toujours les alentours de la cavité, protégeant la glacier du rayonnement solaire (fig. 1). Les glaciers statiques de type piège à neige sont aussi souvent des pièges à air froid (comme les glaciers de St-Livre (Jura vaudois) et du Monlési (Jura neuchâtelois)) (fig. 2 à 4).
- **Dynamique (tube à vent)** : Elle possède plusieurs entrées dénivelées, permettant la mise en place d'une circulation d'air par effet de cheminée (fig. 5). Durant l'hiver, en raison de l'ascendance de l'air plus chaud de la cavité, de l'air froid est aspiré à l'entrée inférieure gelant les eaux d'infiltration et refroidissant les parois de la cavité. En été, le processus est inversé et de l'air chaud est aspiré par les entrées supérieures, en réponse au drainage gravitationnel de l'air froid à l'intérieur de la cavité. En conséquence, deux anomalies thermiques (froide en bas, chaude en haut) sont observées par rapport à la température moyenne annuelle de l'air (MAAT). La glacier des Diablotins (Préalpes fribourgeoises) dont le fonctionnement est extrêmement complexe est de type dynamique (fig. 6).





■ PERGELISOL



Fig. 2 – Puit d'entrée de la glacière de St-Livre (Jura vaudois).



Fig. 3 – La glacière de St. Livres (Jura vaudois) est une doline effondrée dans laquelle s'est accumulé un volume de glace de 1200 m³ pendant les siècles passés. Les premiers analyses des cernes et des datations 14C du bois fossile incrusté dans la masse de glace indiquent un âge des couches compris entre 50 et plus que 1200 ans BP (*before present* = avant 1950).

■ PERGELISOL



Photo : R. Delaloye

Fig. 4 – Stalagmites de glace en forme de bambou dans la glacière de Monlési (Jura neuchâtelois). Cette grotte glacée contient le volume de glace le plus important de tout le Jura : environ 6'000 m³.

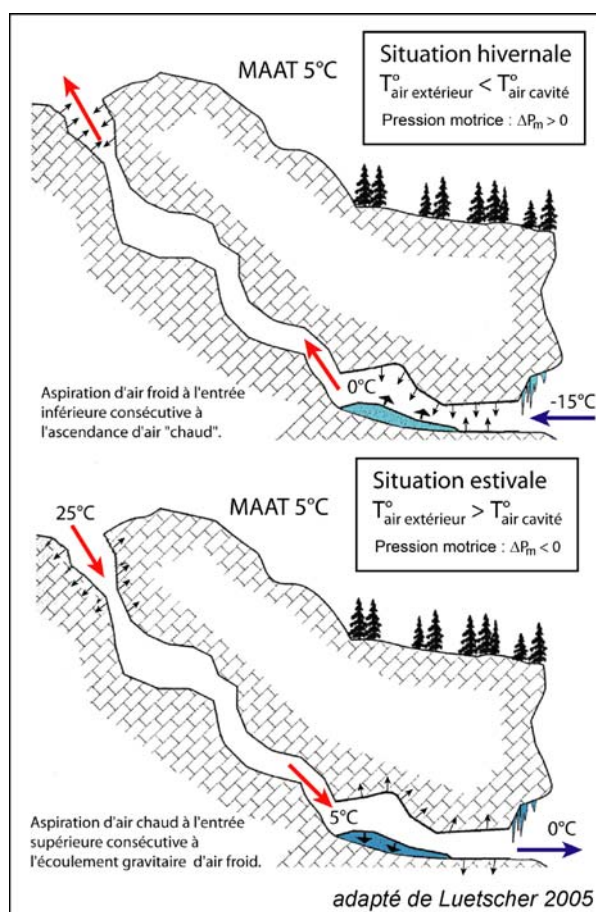


Fig. 5 – Glacière de type dynamique. Le refroidissement est dû à une circulation d'air dans des conduits karstiques à deux entrées (tube à vent, effet de cheminée) (adapté de Luetscher, 2005).

■ PERGELISOL



Fig. 6 – Glacière dynamique des Diablotins (FR). La galerie est obstruée par un bouchon de glace et ses parois sont recouvertes de givre. Lors d'une visite en juin 2009, un puissant courant d'air glacé (3 m/s) sortant était perceptible.

■ PERGELISOL

3.5.4 Frigos naturels et caves à lait

Grâce aux basses températures qui règnent au fond d'une glacière durant la période estivale, les aliments peuvent être conservés et les boissons refroidies directement au fond de la caverne. La glacière de St-Livres (VD) aurait ainsi servi de **frigo** pour refroidir les bières des paysans de la région. De même la glacière de Monlési (NE) aurait aussi été exploitée à la fois à des usages domestiques et industriels durant la fin du 19^{ème} et le début du 20^{ème} siècle. On raconte même que des blocs de glace prélevés dans la glacière auraient été envoyés jusqu'à Paris, où ils étaient finalement livrés à de nombreuses brasseries. Mythe ou réalité ?

La ventilation des éboulis froids est également un phénomène connu et utilisé depuis plusieurs siècles. Ce courant d'air naturel a été exploité dans le passé pour la construction de **caves à lait** (*Milchkeller*) dans lesquelles « *le lait s'y conservait pendant trois semaines sans se gâter, la viande un mois, et les cerises d'une année à l'autre* » (De Saussure, 1796) (fig. 1). Dans certains cas, l'utilisation de cette climatisation naturelle a été passablement sophistiquée, comme le raconte Horace Bénédict de Saussure lors de son second voyage à travers les Alpes (1796) : à Cesi en Italie, la fraîcheur d'un courant d'air provenant « *des crevasses d'un rocher, contre lequel la maison est bâtie* » était utilisée pour conserver des vins, des fruits et d'autres denrées alimentaires, mais « *encore en conduisant cet air frais par des tuyaux jusque dans les appartements. Des robinets placés à l'extrémité de ces tuyaux donnent à volonté la quantité de cet air frais qu'on désire. On a même poussé la recherche jusqu'à conduire cet air sous des guéridons dont le pied est percé, en sorte que les bouteilles posées sur ces guéridons sont continuellement rafraîchies par le vent qui en sort* ». Santé !

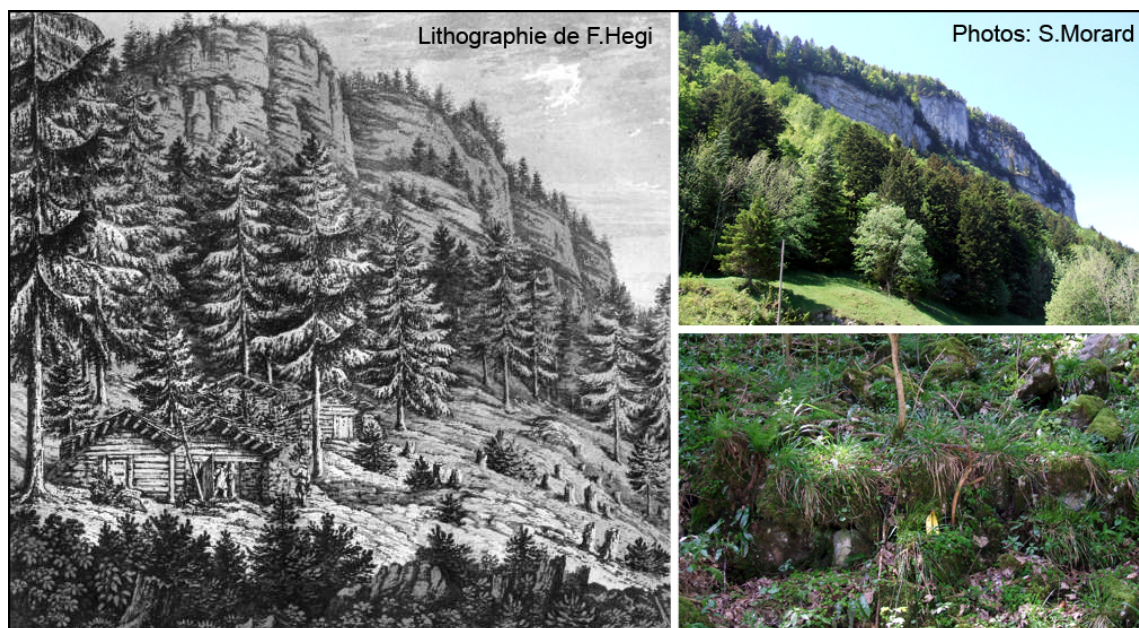


Fig. 1 – Caves à lait de Seelisberg (Lucerne) décrite par Ferdinand Keller (1839). Aujourd'hui les maisons en bois ont disparu, mais des murets de pierre formant un carré de 2 mètres de côté sont toujours visibles dans les parties basses de la pente d'éboulis. Il est possible que les caves à lait étaient construites à cet endroit.

3.6.1 Références bibliographiques

- Arenson, L., Hoelzle, M. & Springman, S.** (2002) : *Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland*. Perm Perigl. Process., 13, pp. 117-135.
- Barsch, D.** (1996) : *Rock-glaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Springer Series in Physical Environment, 16.
- Bender, M.** (2006) : *Dynamique des glaciers rocheux*. Travail de recherche personnelle 2 (TRP 2), Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH), non publié, août 2006, 31 p.
- Davies M.C., Hamza O., Harric C.** (2001) : *The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities*. Permafrost and Periglacial Processes, 12, 137-144.
- Delaloye, R. & Morand, S.** (1997) : *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes valaisannes) : inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI)*. Travail de Diplôme, Inst. Geogr., Univ. Fribourg (non publié).
- Delaloye, R., Lugon, R., Lambiel, C. & Reynard, E.** (2003) : *Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire : quelques exemples alpins et pyrénéens*. Environnements périglaciaires, Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire, 10, 21 p.
- Delaloye, R., Métrailler, S. & Lugon, R.** (2003) : *Evolution du pergélisol dans les complexes glacier – glacier rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (VS)*. Bull. Murithienne, Soc. Valaisanne Sc. Nat., 121, pp. 7-20.
- Delaloye, R.** (2004) : *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Série Geofocus, volume 10, Department of Geosciences, Geology, University of Fribourg, 240 p.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. & Strozzi, T.** (2005) : *Surging rock glaciers : observations in the Valais Alps*. 2nd Swiss Geoscience Meeting. Lausanne. Abstract.
- Delaloye, R. & Lambiel, C.** (2005) : *Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps)*. in Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, 2005, pp. 194-203.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. & Strozzi, T.** (2006) : *ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland)*. High Mountain Remote Sensing and Cartography IX, Graz, 14-15 Sept. 2006 (proceedings).
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääh, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. & Thibert, E.** (2008) : *Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps*. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska, 1, 343-348.
- Deline, P. and the PERMAdatROC Team** (2007) : *The relation of permafrost degradation and slope instabilities in high-Alpine steep rockwalls (Mont Blanc massif and Matterhorn) : the research project PERMAdatROC*. EGU General Assembly, April 15-20, 2007, Wien, Austria.



■ PERGELISOL

DeSaussure, Horace-Bénédict (1796) : *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Tome troisième, Neuchâtel, S. Fauche, <http://gallica.bnf.fr/> (consulté : janvier 2007).

Dorthe, J. (2006) : *Les éboulis froids des Préalpes fribourgeoises*. Travail de recherche personnelle 2 (TRP 2), Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH), non publié, novembre 2006, 33 p.

Dorthe, J. & Morard, S. (2007) : *Ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles des Préalpes suisses romandes*. Travail de Diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH), 166 p. (<http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/>).

Douglas, I. B. & David, J.A. E. (1998) : *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, 734 p.

Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C. & Noetzli, J. (2006) : *Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high mountain rock wall : the Monte Rosa east face*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 6, pp. 761-772.

Frauenfelder, R., Laustela, M. & Kääb, A. (2005) : *Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers*. Turbulenzen in der Geomorphologie. H.-E. Minor, Zurich, Mitteilungen der VAW, ETH Zurich, 184, 103-118.

Frauenfelder, R. (2004) : *Regional-scale modelling of rockglacier distribution and dynamics, and its implications for paleo-permafrost reconstruction*. Thèse PhD, Department of Geography, University of Zurich.

Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. & Haeberli, W. (2003) : *Surface temperatures in steep alpine rock faces – a strategy for regional-scale measurements and modelling*. Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, pp. 325-330.

Haeberli, W. (1975) : *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass and Piz Grialetsch (Graubünden)*. Mitt. VAW/ETH Zurich, 17.

Haeberli, W. (1985) : *Creep of Mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitt. VAW/ETH Zurich, 77.

Haeberli, W. (2005) : *Investigating glacier – permafrost relationships in high-mountain areas : historical background, selected examples and research needs*. From Harris, C. & Murton, J.B. (eds), 2005, Cryospheric systems : Glaciers and Permafrost. Geological Society, London, Special publications, 242, pp. 29-37.

Hoelzle, M. (1994) : *Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren*. Thèse, Mitteilungen n°132, VAW, Zürich.

Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2002) : *Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps*. Permafrost and Periglacial Process, 13, pp. 145-161.

Imhof, M. (1996) : *Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland)*. Perm. Perigl. Process., 7, pp. 267-280.

Kääb, A., Frauenfelder, R. & Roer, I. (2006) : *On the response of rockglacier creep to surface temperature increase*. Global and Planetary Change, 56, 2007, pp. 172-187.

Keller, Ferdinand (1839) : *Wetterlöcher und Windhöhlen*. An die Zürcherische Jugend auf das Jahr 1839 von der Naturforschenden Gesellschaft 41 (<http://www.ngzh.ch/Neuj1839.html>).



■ PERGELISOL

Keller, F. (1994) : *Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost, eine Grundlagenstudie im Oberengadin*. Mitt. VAW/ETH Zurich, 127.

Keusen, H-R., Oppikofer, T. & Jaboyedoff, M. (2007) : *Bergsturz am Eiger : Überwachung der Felsbewegungen mittels 3D Laserscanning*. Geosciences Actuel, 1/2007, pp. 28-32.

Krummenacher, B., Budmiger, K., Mihajlovic, D. & Blank, B. (1998) : *Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentälti, Gemmipass*. Eidg. Inst. für Schnee- und Lawinenforsch., Davos, Mitt. 56.

Lambiel, C. & Reynard, E. (2003) : *Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais)*. In Maisch M., VonderMühl D., Monbaron M. (eds.) : *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie*. Physische Geographie, 41, 91-104.

Lambiel, C. (2006) : *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de doctorat, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, 251 pp.

Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon & R., Raetzo, H. (2008) : *ERS InSAR for detecting the rock glacier activity*. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska, 1, 1019-1024.

Lismonde, B. (2002) : *Climatologie du monde souterrain : Vents des ténèbres*. Edition du Comité Départemental de Spéléologie de Isère, 1ère édition, Tome 1, février 2002, 168 p.

Luetscher, M. (2005) : *Processes in Ice Caves and their Significance for Paleoenvironmental Reconstructions*. PHD Thesis, Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), 2005, 154 pp.

Lugon, R. & Delaloye, R. (2001). *Modelling alpine permafrost distribution, Val de Réchy, Valais Alps (Switzerland)*. Norsk geogr. Tidsskr., 55, 224-229.

Matsuoka, N., Ikeda, A., Hirakawa, K. & Watanabe, T. (2003) : *Contemporary periglacial processes in the Swiss Alps : seasonal, inter-annual and long-term variations*. Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, pp. 735-740.

Morard, S., Delaloye, R., Dorthe, J. & Lambiel, C. (2007) : *Inventory of ventilated cold scree slopes and rock glaciers in the Swiss Alps and Prealps*. EGU General Assembly, April 15-20, 2007, Wien, Austria.

Morard S., Delaloye R., Dorthe, J. (2008) : *Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation*. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska, 1233-1238.

Morard S., Delaloye R., Dorthe J. (2008) : *Indices de fonctionnement de la ventilation des éboulis froids*. Proceedings, Swiss Geomorphological Society (SSGm), Annual Meeting 2007, Samedan, Switzerland, 44-56.

Nötzli, J. & Gruber, S. (2005) : *Alpiner Permafrost – ein Überblick*. Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt (München), 70. Jahrgang (2005), p. 111 – 121.

Noetzli, J., Fischer, L. & Gruber, S. (2007) : *3-dimensional analysis of the thermal conditions in recent periglacial rock fall detachment zones*. EGU General Assembly, April 15-20, 2007, Wien, Austria.



■ PERGELISOL

Pech, P. (1998) : *Géomorphologie dynamique*. Collection Synthèse, série Géographie. Armand Colin, Masson, Paris, 95 p.

Perruchoud, E. (2003) : *Les instabilités de versants en haute montagne, un cas particulier : l'éboulement de Peuterey en 1920*. Travail de recherche personnelle 1 (TRP 1), Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH), non publié, 27 p.

Perruchoud, E. & Delaloye, R. (2006) : *Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps)*. Proceedings, 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, Graz, Austria, submitted.

Perruchoud, E. (2007) : *Suivi GPS des mouvements de surface de glaciers rocheux situés dans les Alpes valaisannes*. Travail de diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH) (<http://www.unifr.ch/geoscience/geographie>).

Pissart, A. (1973) : *L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses Alpes). Résultats d'expériences de terrain*. Bulletin de la Société Géographique de Liège, 9, pp. 33-53.

Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., Marescot, L. & Monnet, R. (2003) : *Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps)*. Permafrost, Phillips, Springman & Arenson (eds), pp. 947-952.

Roer I., Kääb A. and Dikau R. (2005) : *Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps) : probable controls*. Norsk Geog. Tidsskr., 59, 157-163.

Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. & Kääb A. (2008) : *Observations and considerations on collapsing active rockglaciers in the Alps*. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska, 2, 1505-1510.

Scapozza, C. (2008) : *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes tessinoises orientales*. Master of Science in Geography, University of Lausanne (published on rero.doc.ch).

Schoeneich, P. (1992) : *Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes Vaudoises*. Bulletin de Géologie, Lausanne, n°318, pp. 35-55.

Schoeneich, P. (1998) : *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Eivaz (Préalpes vaudoises)*. Thèse publiée dans les Travaux et Recherches n°14 de l'Institut de Géographie, Université de Lausanne, Volumes 1 et 2, 1998, 483 p.

Van Vliet-Lanoë, B. (2005) : *La planète des glaces, histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, mai 2005, Paris, 470 p.

Vonder Mühll, D., Delaloye, R., Haeberli, W., Hoelzle, M. & Krummenacher, B. (2001) : *Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 1. Jahresbericht 1999/2000*. Glaziologische Kommission, Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften SANW.

Vonder Mühll, D., Arenson, D. & Springman, S. (2003) : *Temperature conditions in two alpine rock glaciers*. Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zurich, pp. 1195-1200.

Vonder Mühll, D., Noetzli, J. & Delaloye, R. et al. (2004) : *Permafrost in Switzerland, Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS, 2nd/3rd reports 2000/01 – 2001/02*. Commission glaciologique. Académie suisse des Sciences Naturelles (ASSN).



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.1.1 Notions de base

On appelle **mouvement gravitaire** tout déplacement de matériaux induit par **la gravité**. Un mouvement gravitaire peut ainsi recouvrir des phénomènes allant de la simple chute d'un bloc unique à l'écroulement d'un pan entier de versant.

▪ Forces en présence

La gravité est la principale force entrant en action dans le cadre des mouvements gravitaires. Elle n'est cependant pas la seule à s'exercer sur une portion de terrain dont les propriétés physiques et mécaniques entrent également en scène.

Comment se distribuent les différentes forces agissant sur une couche de terrain ? Pour répondre à cette question, il est possible d'assimiler la couche de terrain concernée à un bloc reposant sur une pente d'angle θ (fig.1).

Le poids **P** de ce bloc est égal au produit de sa masse (m) et de la gravité (g) ($P = m \cdot g$).

Le vecteur **P**, représenté sur le schéma ci-dessous, développe deux composantes :

- **Q** ($Q = P \cdot \cos\theta$) la **pression normale** (*normal stress*) qui est perpendiculaire à la surface de pente et **qui tend à maintenir l'objet en place**
- **S** ($S = P \cdot \sin\theta$) la **force/contrainte de cisaillement** (*shear stress*), parallèle à la pente et **qui tend à provoquer la mise en mouvement du matériel**.

Une autre force en présence est **R**, la **friction** ou **résistance au cisaillement** (*shear strength*). Il s'agit d'une force stabilisante dont la valeur maximale est donnée par la loi de Coulomb : $R = c + \sigma' \cdot \tan \alpha$; dans laquelle :

- c est la cohésion du matériel, soit la force qui maintient les particules du terrain ensembles
- σ' est la pression effective normale ou pression de pore, dépendant essentiellement de la teneur en eau liquide du matériau.
- α est l'angle de frottement interne, c'est-à-dire l'angle d'équilibre naturel d'un tas du terrain, angle au-delà duquel les particules de terrain seront mobilisées par le simple effet de la gravité.

La résistance au cisaillement dépend notamment de la morphologie des particules (pavés vs. billes), de la nature des liens existant dans le matériau et du pourcentage de vide (porosité) (sable sec vs. sable humide, fractures gelées ou non), de la rugosité et de la lubrification (par l'eau) de la surface de glissement, etc...

▪ Evolution de l'état de stabilité

L'état de stabilité peut évoluer et une pente stable sous certaines conditions peut devenir instable lorsque ces conditions changent. **Il y a ainsi rupture (ou mobilisation) lorsque $S > R$.**

Une diminution de la cohésion (c) et/ou de la pression effective normale (σ') conduit à une diminution de la résistance au cisaillement (R) ce qui peut être à l'origine d'une mise en mouvement du matériel. L'eau joue, à ce niveau, un grand rôle. Pour plus de détails à ce sujet, se référer à la fiche 4.1.3. Les causes des mouvements gravitaires sont, quant à elles, détaillées dans la fiche 4.1.2.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

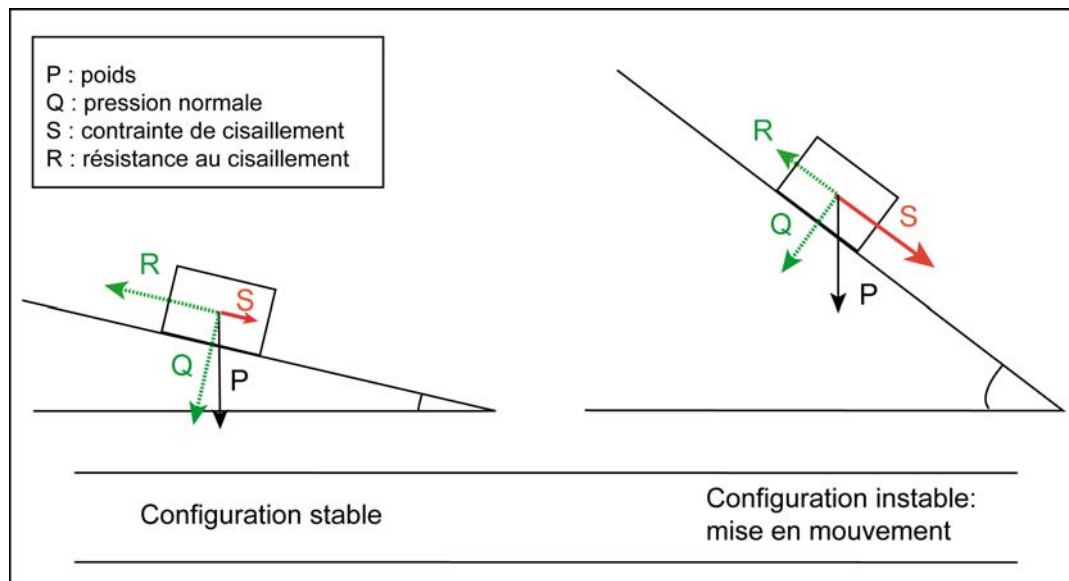


Fig. 1 – Forces s'exerçant sur un bloc (pouvant être assimilé à une couche de terrain).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.1.2 Causes des instabilités

Le passage de l'état stable à l'état instable est lié à des causes nombreuses et variées qui viennent s'ajouter aux conditions initiales, intrinsèques au terrain. On distingue les prédispositions (« facteurs passifs ») et les facteurs préparatoires et déclenchants (« facteurs actifs ») (fig.1).

a) Prédispositions :

- **La géologie**
 - la lithologie (composition, texture, granulométrie, caractères). Par exemple dans le cadre d'un glissement, les argiles sont particulièrement sensibles à l'eau.
 - La structure (le pendage, la présence de joints, de stratification, de plis, de schistosité qui constituent des zones de faiblesse dans un massif)
 - l'histoire du versant : un versant qui a déjà connu des mouvements gravitaires aura une certaine prédisposition à être instable à nouveau.
- **La pente**
 - Il n'y a pas de règle formelle mais on a constaté que les pentes les plus sujettes aux glissements ont une inclinaison qui va de 20 à 30°.
- **L'orientation**
 - On a également pu constater qu'il y a beaucoup plus de glissement sur les versants exposés au Nord.
- **La végétation**
 - La végétation a un rôle non négligeable car elle intervient d'une part au niveau des échanges d'eau (évapotranspiration) et d'autre part au niveau de la cohésion et de la fixation du sol (racines). En outre, la végétation diminue l'érosion du sol. Néanmoins, lorsque le couvert végétal est très dense, le poids est plus important, ce qui augmente les forces motrices.
- **Le contexte hydrogéologique et hydrographique**
 - Cela concerne, d'une part, la perméabilité du massif, les circulations d'eau souterraine, le drainage (hydrogéologie) et, d'autre part, le réseau hydrographique : ruissellement, proximité d'une source, d'un torrent, et leur potentiel érosif.
- **Le contexte climatique**
 - Soit la pluviométrie annuelle totale, la répartition des précipitations annuelles, la possible accumulation de neige, la température moyenne ainsi que l'évolution climatique.

b) Facteurs préparatoires et déclenchants (causes directes) :

- **Le climat : causes hydriques**
 - L'infiltration d'eau dans un terrain (pluies, fonte des neiges, crues de cours d'eau à proximité...) a des conséquences sur la cohésion du matériel qui offre, de fait, moins de résistance au cisaillement et peut se liquéfier.
 - Avec une importante présence d'eau, des surpressions peuvent se produire sous des blocs ou sous le terrain lui-même, notamment lorsqu'une partie du terrain est gelée.
 - Le poids du sol augmente avec l'humidité, ce qui augmente les forces déstabilisantes.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

- **Le climat : causes thermiques**
 - Alternance de phases de gel/dégel (massage thermique et cryoclastie).
 - Dégradation du pergélisol, « ciment » des montagnes, avec le réchauffement global (cf. fiches 3.3.1-3.3.4).
- **Causes mécaniques : vibrations**
 - Sismicité/vibrations dues à un séisme ou à des activités humaines (explosion, passage d'un train). Il y a une augmentation momentanée du poids du terrain qui peut suffire pour que le seuil de stabilité soit franchi et que le terrain se mette en mouvement.
 - Phénomène de thixotropie : soumis à des vibrations, certains matériaux comme les argiles, par exemple, peuvent passer de l'état solide à l'état liquide.
- **Causes mécaniques : modification de la géométrie**
 - Modification de la répartition des masses par érosion en pied de versant (= zone frein) par une rivière par exemple ou par surcharge en haut d'une pente (= zone moteur) par exemple lors de la construction d'un bâtiment (fig.2).

L'origine du déclenchement d'une instabilité gravitaire est rarement unique, mais est la conséquence d'une **combinaison des prédispositions défavorables et de facteurs déclenchants** (fig.3).

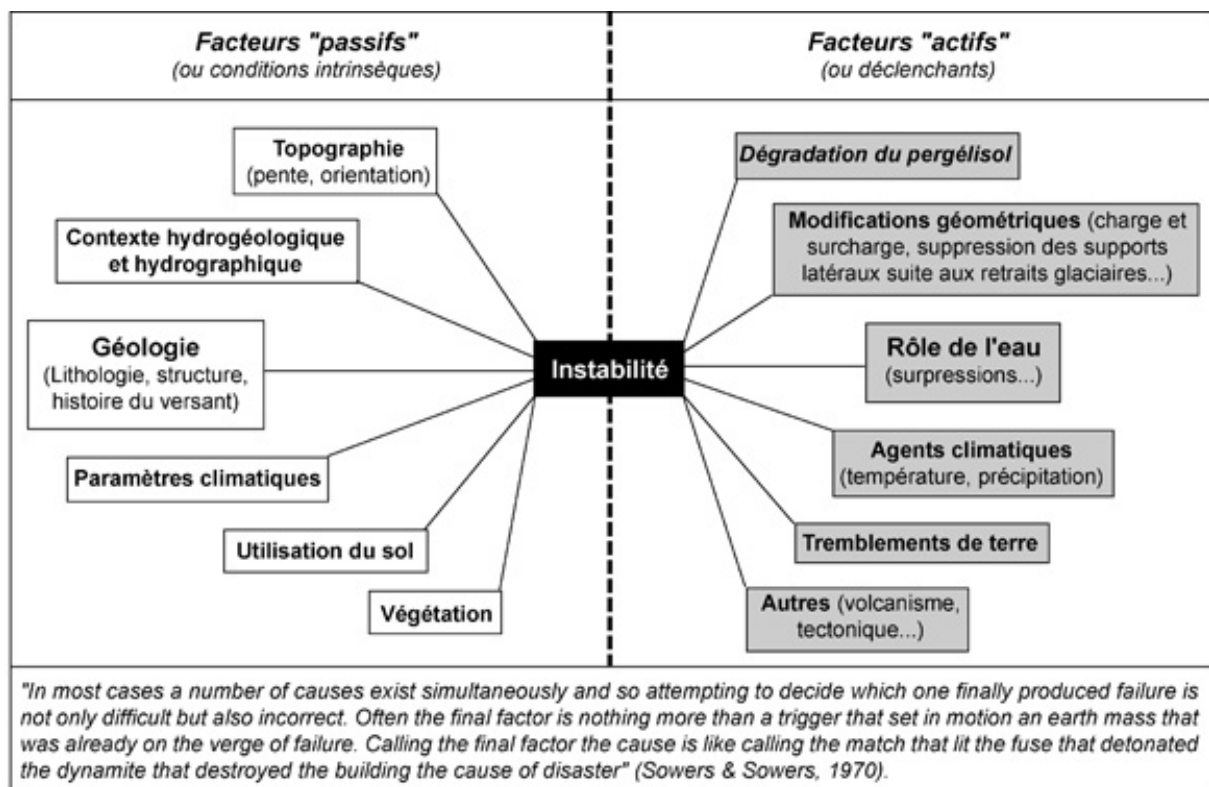


Fig. 1 – Facteurs passifs et actifs pouvant entraîner une instabilité

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

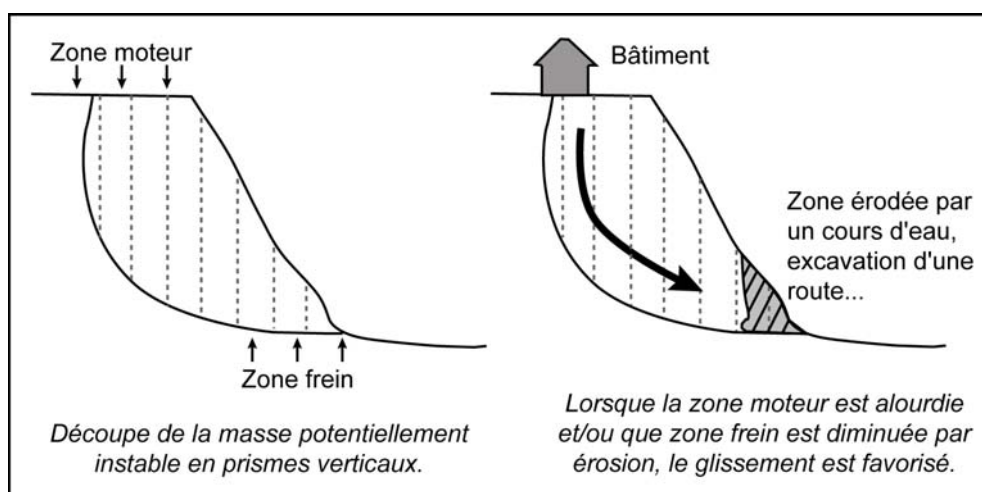


Fig. 2 – Modification de la répartition des masses dans un versant instable.

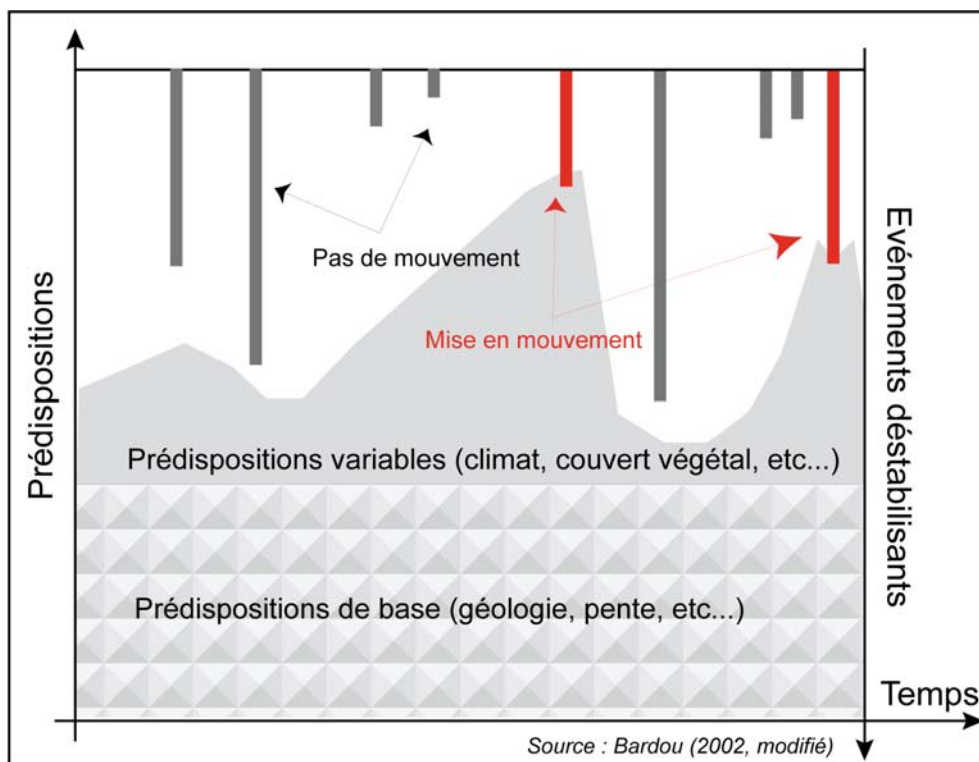


Fig. 3 – Relation prédisposition-événement déstabilisant intervenant dans le déclenchement des laves torrentielles (source : CREALP, Bardou 2002).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.1.3 Propriétés physiques des sols et des roches (1/2)

En géotechnique, le terme sol désigne l'ensemble des terrains meubles, sans prendre en compte le mode de formation. On peut décrire physiquement un sol comme un ensemble de grains solides. Plus ou moins rapprochés les uns des autres, ces grains sont faiblement liés entre eux et de l'air et/ou de l'eau liquide et/ou de la glace occupent les vides. Il s'agit donc d'un matériel qui peut aisément se fragmenter.

Par opposition, une roche est un agrégat de matière minérale consolidé par un ciment (cf. fiche 4.1.4). La différence entre un sol et une roche tient à la cohésion des grains : il n'y a pas de ciment dans un sol.

a) Les sols :

La granulométrie et la perméabilité des sols en sont des caractéristiques essentielles. On distingue les sols fins et peu perméables (limons, argiles et sables fins) des sols grossiers (sables grossiers et graviers) qui sont, eux, très perméables.

La loi de Coulomb qui donne la résistance au cisaillement (R) d'un sol comporte deux termes qui sont directement liés au sol et à ses caractéristiques intrinsèques : l'angle de frottement interne α et la cohésion c .

$$\text{Loi de Coulomb } R = c + \sigma' \tan \alpha$$

En ce qui concerne **la cohésion**, il faut souligner le rôle important de l'eau. En effet, lorsque la quantité d'eau est très importante, les particules du sol sont séparées les unes des autres et la cohésion du sol est alors nulle (fig. 1). En revanche la présence d'eau peut donner une certaine cohésion, cohésion apparente, à des sols qui n'en n'ont aucune lorsqu'ils sont secs. C'est par exemple, le cas des sables, parfaitement illustré par le château de sable dont la construction n'est possible qu'avec un sable qui ne soit ni trop sec ni trop humide. Dans les argiles et limons, cette cohésion apparente peut être très élevée. A noter que les sols grossiers, comme les graviers, ont une cohésion nulle, quelle que soit leur teneur en eau.

L'angle de frottement interne correspond à l'angle formé naturellement par un matériau mis en tas, par rapport à l'horizontale. Il dépend du type de sol et plus particulièrement de l'émoussé de ses grains : plus ces derniers sont anguleux, plus l'angle de frottement interne sera élevé. Ainsi, cet angle sera nettement plus élevé dans le cas de graviers que pour un sol à forte teneur en argiles.

Ces deux paramètres sont déterminés, pour un sol donné, par des essais en laboratoire.

Leur représentation par une droite, la droite de Mohr-Coulomb, (fig. 2) permet d'obtenir une représentation de la résistance au cisaillement de ce sol selon la contrainte (ou les contraintes) exercée sur lui et, ainsi, de connaître la limite à la rupture de ce sol. C'est la raison pour laquelle on appelle également cette droite l'enveloppe des cercles à la rupture.

Un troisième terme apparaît dans la loi de Coulomb, il s'agit de σ' , **la contrainte effective**, qui est normale à la pente. C'est la contrainte correspondant aux efforts transmis par les grains du squelette minéral du sol, au niveau de leurs points de contact.

La contrainte effective est, d'après la loi de Terzaghi, la contrainte totale (σ) à laquelle on soustrait la contrainte neutre (u), soit la pression de l'eau remplissant les interstices du sol.

$$\text{Loi de Terzaghi : } \sigma' = \sigma - u$$

La quantité d'eau présente dans le sol, ainsi que des phénomènes de surpression qui peuvent, notamment, être induits par la présence d'un niveau imperméable (de lithologie différente ou gelé)



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

dans le sol ont une influence sur la contrainte effective. Lorsqu'elle diminue, la résistance au cisaillement devient moindre et, puisqu'il s'agit d'une force stabilisante, on peut assister au déclenchement d'instabilités.

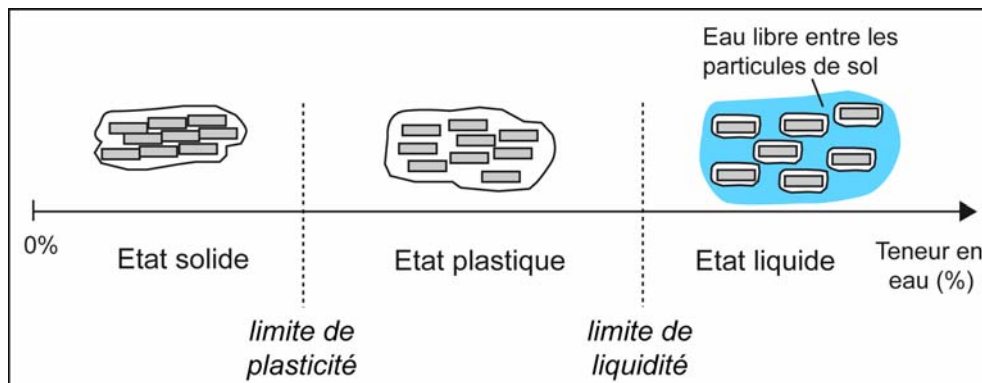


Fig. 1 – Limites de consistance d'un sol en fonction de sa teneur en eau (limites d'Atterberg). Dans un état plastique, le sol est stable naturellement mais, dès qu'un effort lui est appliqué, il est le siège de déformations importantes (pétrissage). Au-dessus de la limite de liquidité, le sol se comporte comme un liquide. Sa résistance au cisaillement est nulle et il se répand lorsqu'on le déverse.

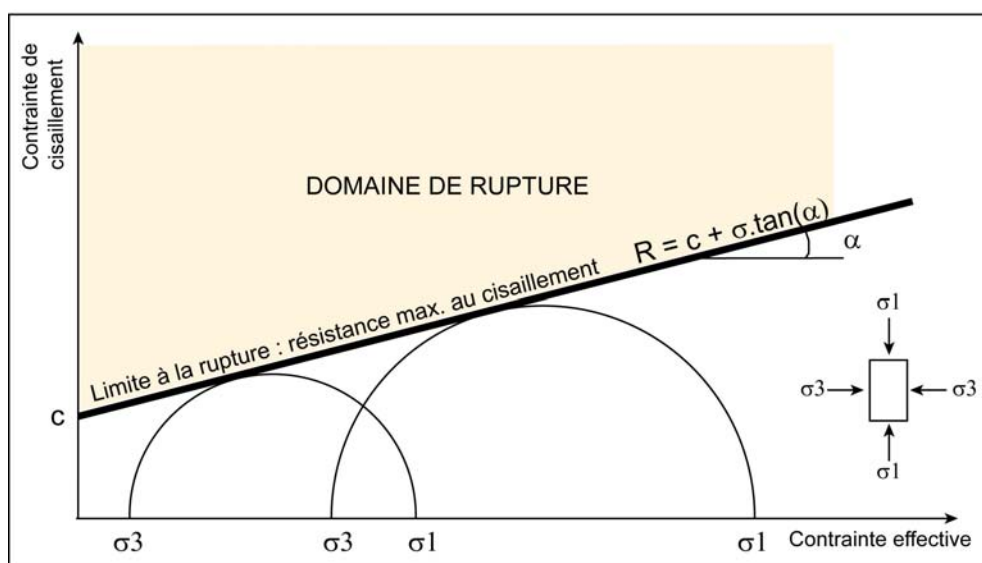


Fig. 2 – Représentation de la droite de Mohr-Coulomb.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.1.4 Propriétés physiques des sols et des roches (2/2)

b) Les roches :

Les propriétés d'un massif rocheux dépendent des **propriétés de la roche constitutive** (matrice, roche intacte), des **propriétés des discontinuités** (joints de stratification, fractures, diaclases, failles) (fig. 1) et enfin de l'**orientation et de la fréquence de ces discontinuités**.

Les roches sont beaucoup plus cohésives que les sols, mais il existe d'importantes différences entre les types de roches, par exemple entre un granite et de la craie. Le degré d'altération de la roche est un facteur à prendre en compte.

La cohésion est également fonction de la présence de discontinuités. En effet, ces discontinuités sont les points faibles d'une roche et en déterminent fortement la résistance au cisaillement.

Ainsi, lorsque des discontinuités sont présentes, la résistance au cisaillement d'une roche sera dépendante de la résistance au cisaillement des joints de ces discontinuités et non de celle de la matrice. Selon la rugosité des joints, la roche sera plus ou moins à même de résister au cisaillement. Dans le cas d'un joint lisse cette résistance est très faible contrairement au cas d'un joint rugueux.

La résistance d'un massif dépend, d'une part de la position des fissures (angle par rapport à la direction de la contrainte) et de la résistance au cisaillement de ces fissures, et, d'autre part, de la résistance propre de la roche (hors de la présence de fissures).

Comme dans les sols, les circulations d'eau au sein du massif ont une grande influence sur le bilan des forces dans le sol et, de fait, sur la stabilité des blocs rocheux. Pendant la saison froide, le gel des exutoires d'eau crée des surpressions dans le massif, ce qui peut entraîner une augmentation sensible des phénomènes d'instabilité.



Fig. 1 – Importante fracture dans la roche, détachant une partie de la masse rocheuse potentiellement instable.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.1.5 Mesures de protection face aux mouvements gravitaires

Il existe deux types de prévention qui sont applicable dans le cadre des dangers naturels et plus particulièrement des mouvements gravitaires : la prévention passive et la prévention active.

La **prévention passive** se fait par le biais de mesures de planification et d'aménagement du territoire pour une utilisation adéquate du territoire en évitant de construire dans des zones dangereuses. Plusieurs outils sont disponibles :

- Carte de phénomènes (aléas). Il est tout d'abord nécessaire d'identifier les dangers : que peut-il se produire et où ? L'analyse de la situation de danger permet d'établir la carte des phénomènes ou carte des aléas (fig. 1).
- Carte de dangers. Il s'agit d'une étape d'évaluation des dangers. La question est de savoir avec quelle fréquence et quelle intensité les phénomènes identifiés peuvent se produire. Cela conduit à la réalisation de la carte des dangers qui distingue cinq degrés de danger (fig.2 & 3).
- Restriction de construction. La carte de danger, présentant un zonage selon la dangerosité, permet de délimiter des zones interdites à la construction.
- Mesures de protection supplémentaires pour certaines constructions particulièrement sensibles comme les hôpitaux ou les écoles dont le fonctionnement doit pouvoir être garanti, même après un événement dommageable. Les constructions qui peuvent induire des dommages importants sont également soumises à des prescriptions spéciales. C'est, par exemple, le cas des centrales nucléaires, des stations d'épurations, raffineries, etc.
- Surveillance de sites dangereux avec des systèmes de monitoring et éventuellement d'alarme en cas de danger accru.

La **prévention active**, quant à elle, consiste en l'application de différentes mesures sur le terrain : on agit directement sur le phénomène pour essayer de l'empêcher.

- Contrôle de l'érosion : en pied de glissement par l'installation d'une digue de retenue, dans la pente par des traverses de bois, ou encore dans un torrent en installant des seuils qui vont casser l'énergie de l'eau et empêcher le surcreusement du lit du torrent et la mobilisation de matériel (fig. 4). La forêt joue un rôle important pour limiter l'érosion d'un versant (interception des précipitations par le couvert végétal et stabilisation par les racines) : forêt protectrice.
- Modification du profil du versant afin d'en assurer la stabilité : par exemple, reprofilage d'un talus pour en diminuer la pente (mais attention car cela pose des problèmes dans les zones habitées) ou encore, modification de la répartition des masses (excavation en tête et remblayage en pied de versant).
- Drainage la présence d'eau diminue fortement la cohésion d'un terrain, c'est pourquoi il peut être intéressant de drainer les terrains en mouvement. Il faut toutefois être particulièrement attentif à d'éventuels affaissements du terrain après le drainage qui peuvent rendre la situation encore plus dramatique.
- Ouvrages de protection qui doivent assurer la sauvegarde des biens et des personnes lors d'un mouvement gravitaire. Ce sont, par exemple, des galeries de protection (chute de pierres, avalanches), des filets de protection (chutes de pierres), la forêt protectrice (chutes de pierres, glissement de terrain, avalanches, laves torrentielles), des digues et fossés dans les torrents (laves torrentielles) (fig.5) ou encore des digues de retenue pour les avalanches (fig.6).
- Ancrages sont des structures métalliques comparables à des clous que l'on va insérer dans un terrain en glissement afin de le stabiliser en augmentant la résistance au cisaillement.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

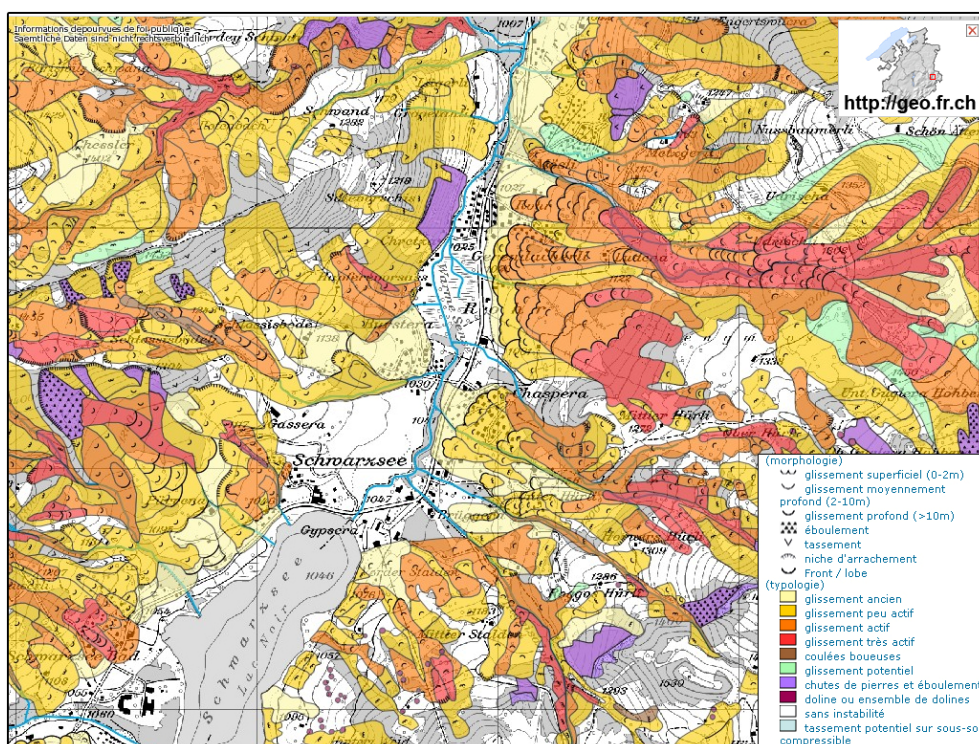


Fig. 1 – Carte des phénomènes (morphologie et typologie des glissements de terrain) de la région du Lac Noir (Préalpes fribourgeoises) (source : guichet cartographique du canton de Fribourg, <http://geo.fr.ch>).

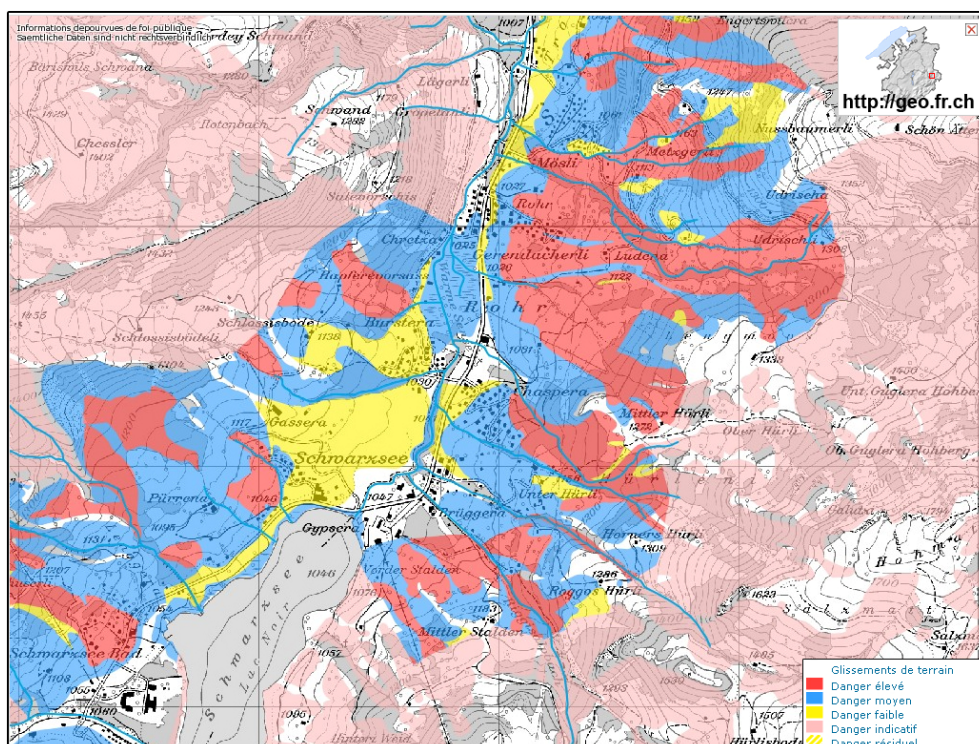


Fig. 2 – Carte des dangers (glissements de terrain) de la région du Lac Noir (Préalpes fribourgeoises) (source : guichet cartographique du canton de Fribourg, <http://geo.fr.ch>).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

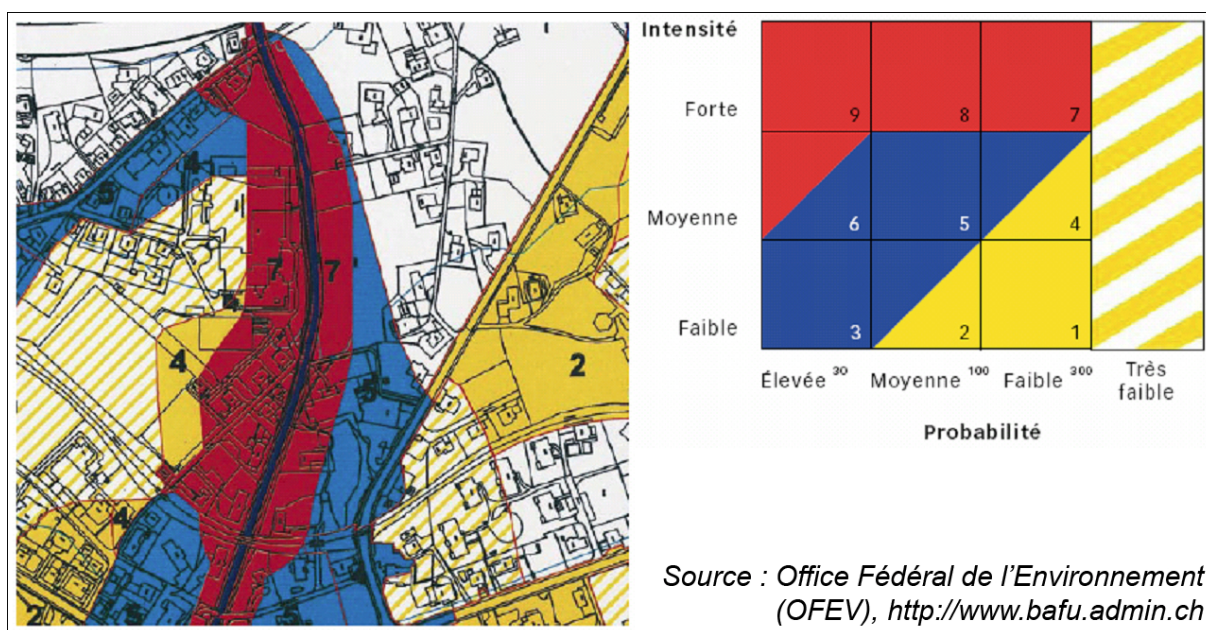


Fig. 3 – Exemple de zonage par la carte de danger et degrés de dangers (source : OFEV).



Fig. 4 – Seuils artificiels dans un torrent (Fribourg).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 5 – Ouvrage de protection à effet “brise-lave” contre les laves torrentielles (Villeneuve, VD).



Fig. 6 – Digues de protection contre les avalanches (Zinal, VS).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.1 Classification des mouvements gravitaires

Classer les mouvements gravitaires est rapidement devenu une nécessité, ne serait-ce que pour la communication, pour être sûr de parler de la même chose. En plus, une description systématique des mouvements gravitaires permet de lister les éléments à prendre en compte et d'avoir les données appropriées lorsqu'il s'agit de délimiter les zones qui pourraient potentiellement être touchées et pour concevoir des mesures de protection adaptées.

Il existe une **multitude de classifications possibles de mouvements gravitaires** : selon le mode de mouvement (chute, glissement, écoulement, transposition) (fig.1), la nature du mouvement (solide, plastique, visqueux), l'humidité, la vitesse, la nature des matériaux impliqués (bedrock, sol, matériaux non consolidés...) ou encore la combinaison avec d'autres agents (vent, eau, neige...).

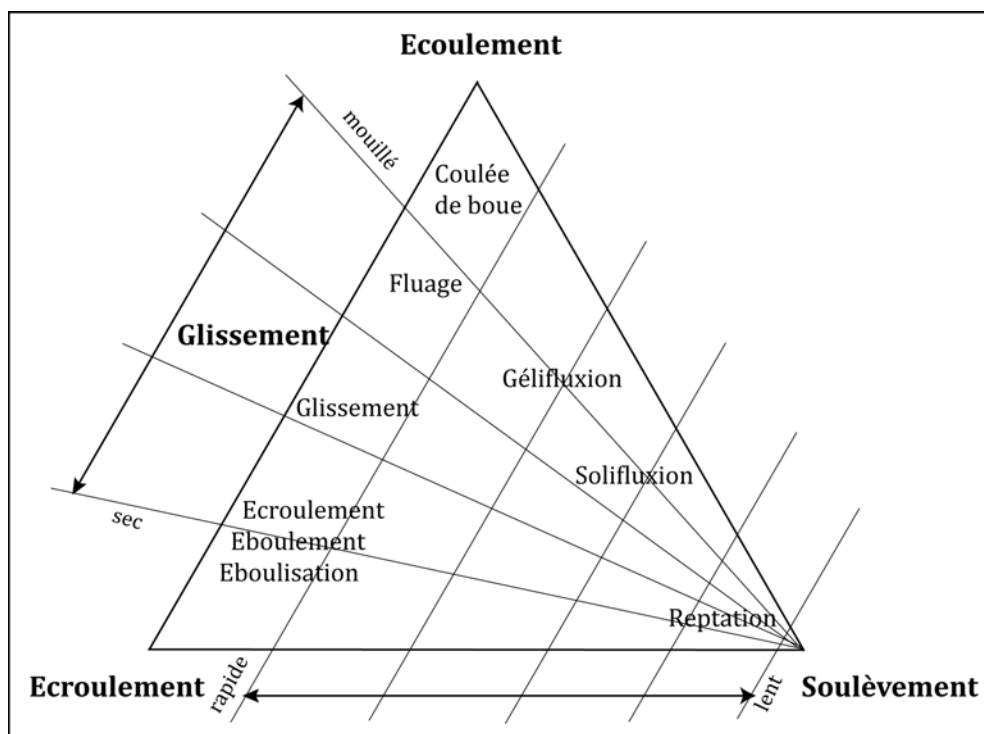


Fig.1 – Classification selon le type de mouvement (modifié d'après Zepp 2002).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.2 Les déplacements sans rupture réelle

Phénomènes de reptation ou creeping

Les phénomènes de reptation recouvrent les phénomènes de déformation lente (quelques mm/an, voire cm/an) de la couche superficielle du sol et de formations meubles qui, lorsqu'elle est gorgée d'eau, devient plastique. Des lobes et coulées se forment dans les pentes.

Les phénomènes de reptation consistent, en réalité, en une succession de petits déplacements de quelques centimètres. De grandes surfaces, voire des versants entiers peuvent en être affectés. On les identifie dans le paysage à leur topographie bosselée (**les terrassettes ou pieds de vaches**) (fig.1).

Des cas particuliers de reptation sont la **gélifluxion** et la **solifluxion** dans lesquels un niveau imperméable (qui peut être gelé ou bien, par exemple, argileux) joue le rôle d'un plan de glissement. Le terrain affecté est, là encore, gorgé d'eau (fig.2 et 3).

La gélifluxion est une forme de solifluxion qui est liée aux cycles de gel-dégel. L'eau provient vraisemblablement de la fonte du manteau neigeux ou de la fonte de lentilles de glaces qui se seraient formées durant les mois de gel (cf. fiches 3.2.4).

Ces deux phénomènes sont assez difficiles à distinguer et l'on n'en connaît pas encore bien le fonctionnement. On privilégie le terme de solifluxion lorsque le terrain impliqué est un sol, où la végétation est présente. Le terme de gélifluxion s'appliquera plus facilement dans le cas de formations poreuses plus grossières.

Les phénomènes de reptation peuvent aussi s'exercer sur des blocs qui, à chaque cycle gel/dégel, se déplacent de quelques cm vers le bas de la pente. La reptation est amplifiée par le poids du bloc. Ces blocs que l'on appelle **blocs laboureurs** sont reconnaissables à leur bourrelet frontal et au sillon qu'ils laissent derrière eux (fig. 4).

Reptation profonde liée au permafrost

Dans les zones où les températures moyennes annuelles de l'air et du sol le permettent, on peut voir se développer du pergélisol (cf. chapitre 3). Selon le degré d'inclination des terrains concernés, des phénomènes de reptation profonde peuvent se produire, notamment dans les terrains sédimentaires meubles où la teneur en glace est suffisamment importante. Il s'agit d'un déplacement lent **par déformation des sédiments sursaturés en glace** qui peut aller de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres par an.

La forme la plus marquante de cette reptation profonde est le glacier rocheux (fig. 5) (cf. fiche 3.4.1 et suivantes). Mais la reptation profonde se manifeste aussi par des formes de plus petite taille comme les éboulis fluants et les protalus ramparts (glaciers rocheux embryonnaires) (fig. 6).

Fauchage

Le fauchage est un phénomène de basculement vers l'aval des têtes de couches rocheuses en place sous l'effet de la gravité. Ce sont surtout les formations litées, schisteuses et montrant une structure en colonnes séparées par des discontinuités avec un pendage important (inclinées ou subverticales) qui sont affectées (fig. 7).



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig.1 – Pieds de vaches (Fribourg).

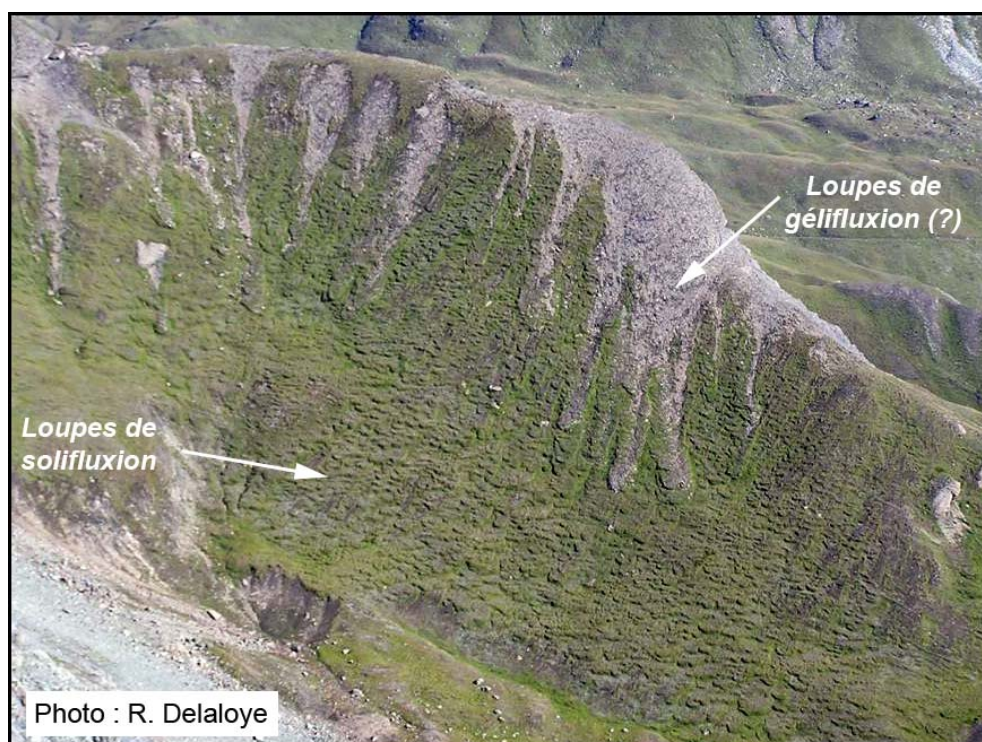


Fig. 2 – Loupes de solifluxion et de gélifluxion (Tsaté/Moiry, VS).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Grandes loupes de solifluxion (versant est du Horlini, VS).

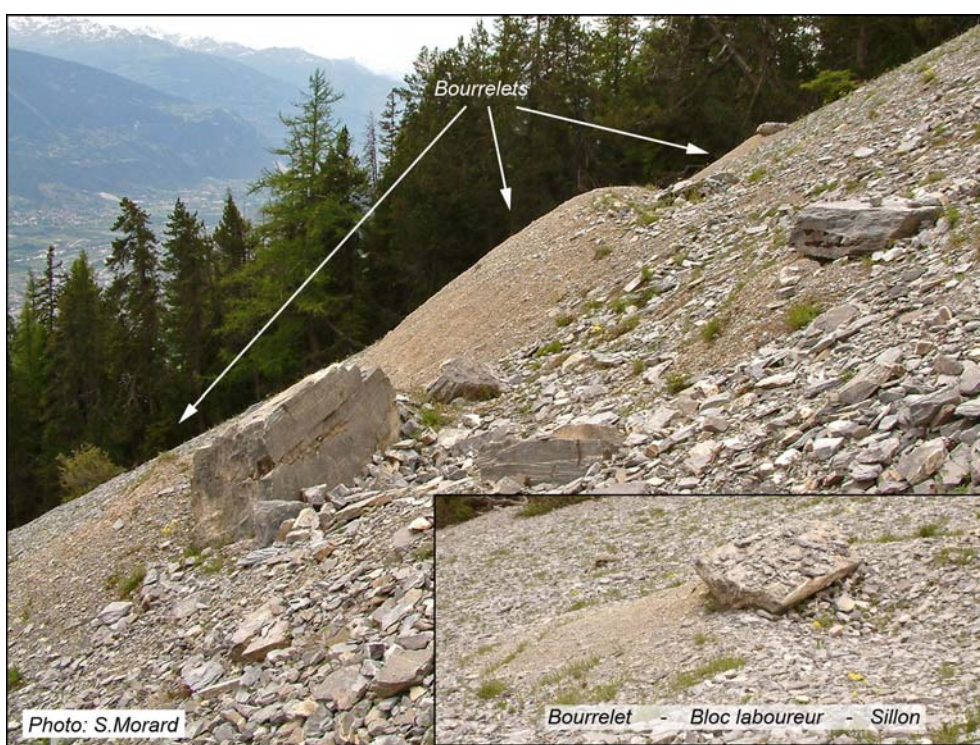


Fig. 4 – Comme des bulldozers, les blocs laboureurs ont formé d'impressionnants bourrelets de matériaux fins contrastant avec les blocs calcaires de la surface de l'éboulis (Flottuwald, VS).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

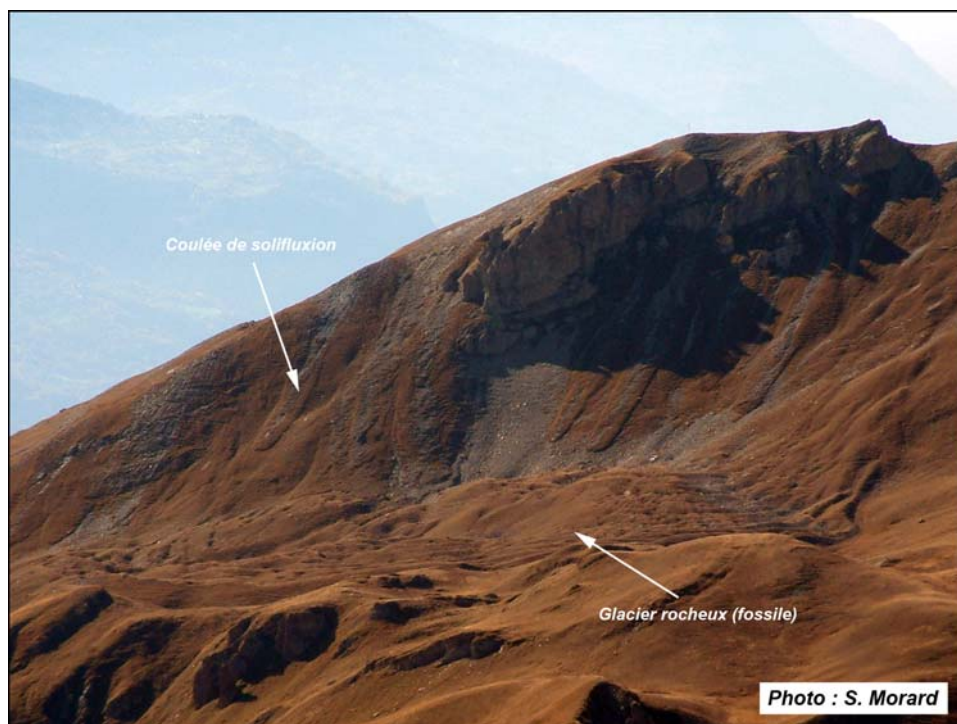


Fig. 5 – Différentes formes de flux affectent (ou ont affecté) le versant est du Horlini (VS) : glacier rocheux fossile et loupes de solifluxion.



Fig. 6 – “Jeune” protalus rampart au pied des Becs-de-Bosson (Vallon de Réchy, VS). Lors du Petit Age Glaciaire, un glacier tempéré recouvrait cette zone, empêchant le développement d'un pergélisol. La formation de ce glacier rocheux embryonnaire a donc très certainement débuté dans le courant du 20^{ème} siècle (cf. fiche 3.4.8).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

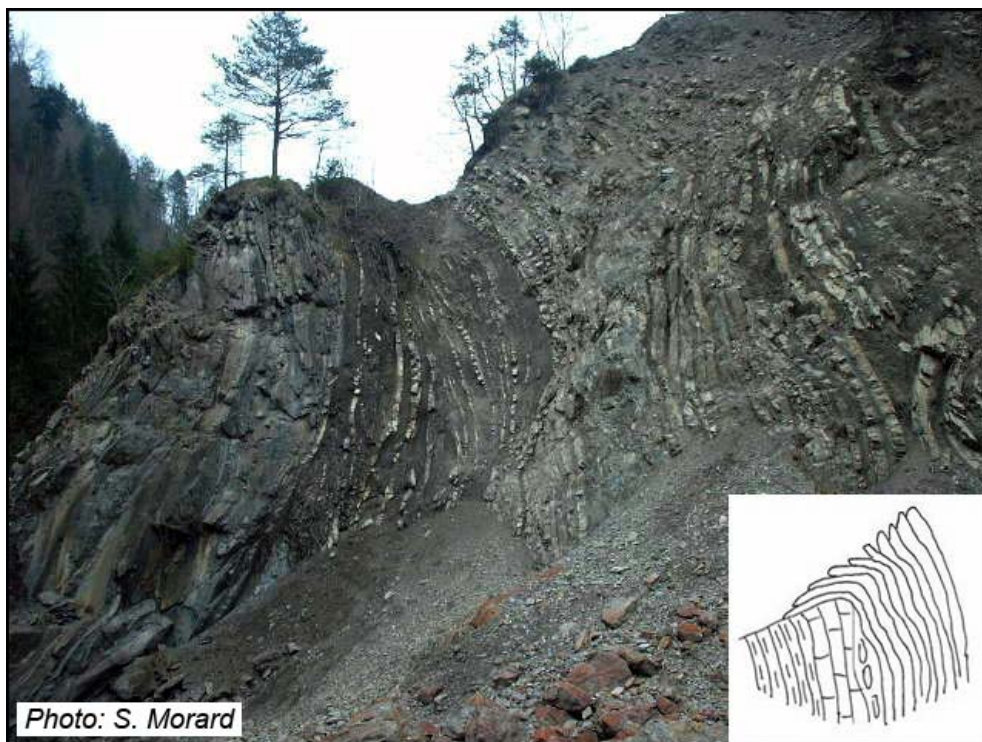


Fig. 7 – Fauchage dans la vallée de la Jogne (Broc, FR).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.3 Les déplacements avec ruptures : les chutes

Les chutes de pierres ou de masses rocheuses de petite taille sont assez fréquentes (fig.1). Elles se produisent sous l'action de la gravité et de l'altération d'une paroi rocheuse par différents agents d'érosion (entre autres, les alternances gel/dégel, l'action des végétaux).

Les chutes régulières de pierres mènent à la formation d'**éboulis** – accumulations du matériel détaché de la paroi sommitale. Les éboulis peuvent former des cônes bien définis (fig.2) ou des tabliers d'éboulis (aussi appelés voiles d'éboulis) (fig.3) quand le matériel est réparti sur tout un versant sans forme particulière.

Généralement, un éboulis présente une forme convexe avec une pente moyenne de 35°. On y observe un granoclassement du matériel : si les débris de petite taille s'arrêtent rapidement quand la pente diminue, ce n'est pas le cas des blocs plus importants qui ont tendance à aller plus loin puisque leur énergie cinétique est plus élevée. Un **versant réglé** est un versant qui a vu l'érosion complète de sa paroi sommitale.

Eboulement et écoulement

Eboulements et écoulement sont des événements instantanés qui se déroulent en l'espace de quelques secondes à quelques minutes. Il s'agit, dans les deux cas de la chute d'une masse rocheuse d'un volume important pouvant représenter jusqu'à plusieurs millions de m³ de matériel (fig.4).

Prévoir un tel événement est quasiment impossible, néanmoins, on peut voir dans l'intensification de la fréquence des chutes de pierres et de blocs dans une paroi, des signes annonciateurs.

La distinction entre éboulement et écoulement n'est pas toujours claire. On peut se baser sur le volume : on parlera ainsi d'éboulement pour la chute d'une masse rocheuse à partir de 100m³ jusqu'à 100'000 m³ au-delà, on parle d'écroulement. La distance d'épandage peut également permettre de trancher entre éboulement et écoulement. Si cette distance d'épandage est importante par rapport à la hauteur de chute, on privilégiera la notion d'écroulement.

On distingue deux types principaux de rupture pour les éboulements et écoulements: a) la rupture de tout un pan de paroi, comme, par exemple, l'écroulement de Randa en 1991 (fig.5) ou les éboulements successifs à Derborence en 1714 et 1749 ; b) le « glissement plan » le long d'un plan de stratification de la roche comme à Goldau en 1906 ou lors du grand éboulement tardiglaciaire de Sierre (fig.6).

Effondrement glaciaire

On parle d'effondrement glaciaire pour désigner un cas de rupture d'un volume important d'un glacier. Dans des cas extrêmes, c'est l'ensemble de la langue terminale du glacier qui peut se détacher. Lorsqu'un effondrement glaciaire se produit en hiver sur des accumulations de neige en contrebas, on peut voir se développer des avalanches de neige/glace particulièrement importantes. L'effondrement glaciaire de l'Altels en 1895 demeure un cas d'école (figs.7 et 8). La rupture de la langue terminale du glacier de l'Allalin (vallée de Saas) en 1965 causa la mort de 88 ouvriers lors de la construction du barrage de Mattmark (cf. fiche 2.6.2).

Avalanche roche-glace

Lorsqu'un pan de paroi rocheuse (accompagné éventuellement d'une partie de glacier) se décroche et chute sur un glacier situé en contrebas, ce même glacier peut être emporté. L'énergie cinétique développée est alors considérable et il s'en suit une gigantesque avalanche, voire une coulée boueuse qui peut atteindre des vitesses extrêmement rapides (>300 km/h). Quelques exemples : Fletschhorn en 1903, Mt. Cook (Nouvelle-Zélande) en 1991, Brenva (Mont-Blanc) en 1920 et 1998. Aux Dents-du-Midi en 1835, à Huascaran (Pérou) en 1962 et 1970 et à Kolka-Kamandon (Caucase, Ossétie) en 2002 (fig.9), des coulées boueuses particulièrement importantes se sont produites.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

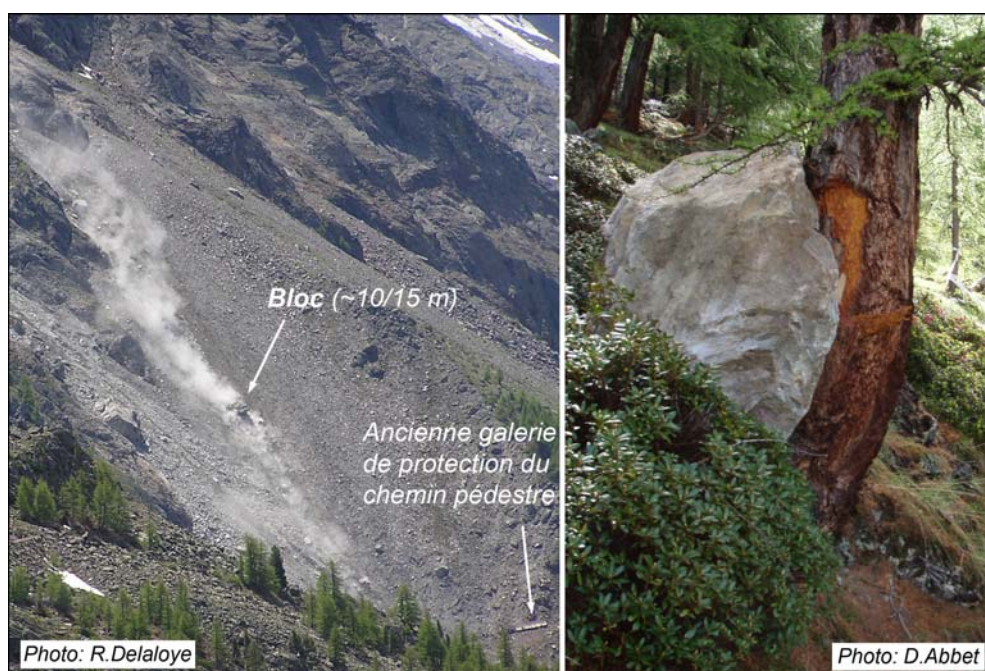


Fig. 1 – Chute d'un gros bloc (à g.) et impact de chutes de pierres (à d.) (Alpes valaisannes).



Fig. 2 – Cône d'éboulis de la Pierreuse (Château-d'Oex, VD).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Voiles d'éboulis calcaires du Mont-d'Or (Col des Mosses, VD).



Fig. 4 – Eboulement, Dent de Lys (FR).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 5 – Exemple d'une rupture d'un pan de paroi : l'éroulement de Randa (VS) de 1991 (vol. 30 mio de m³).

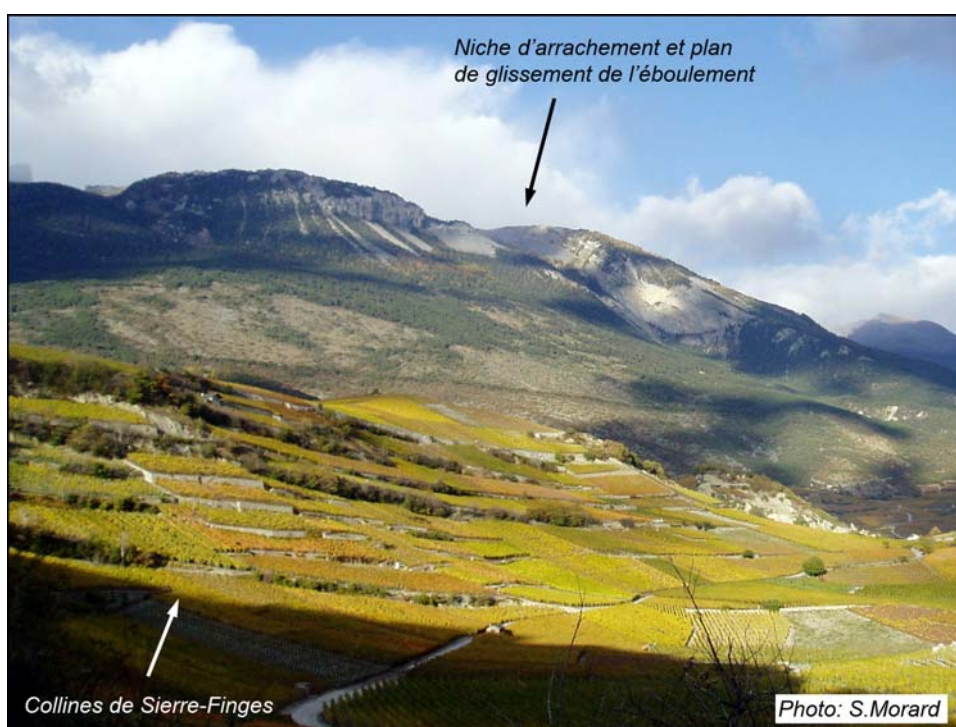


Fig. 6 – L'éboulement tardiglaciaire de Sierre (volume de 2 km³) : la dalle calcaire de la Flottuwald à la pente très régulière représente le plan de glissement de l'éboulement. Au premier plan, on distingue les grandes collines des Bernunes dépôt de la masse éboulée, qui s'étale de Salquenen à Grône, 13 km en aval.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 7 – L'Altels (3'536 m.) après l'effondrement glaciaire (à g.) et aujourd'hui (à d.).

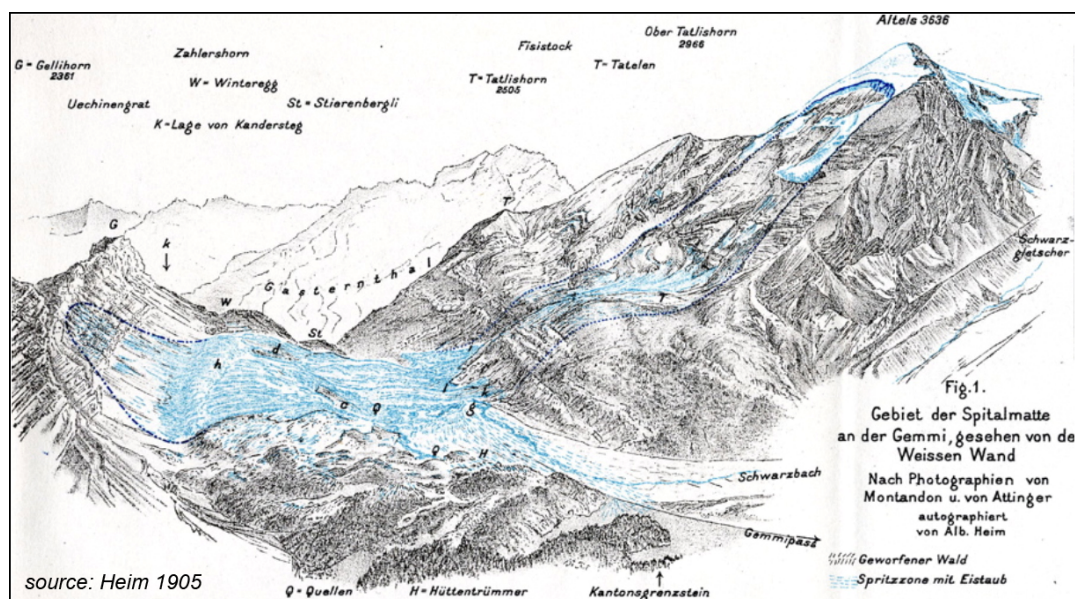


Fig. 8 – Représentation de l'effondrement du glacier de l'Altels en 1895.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

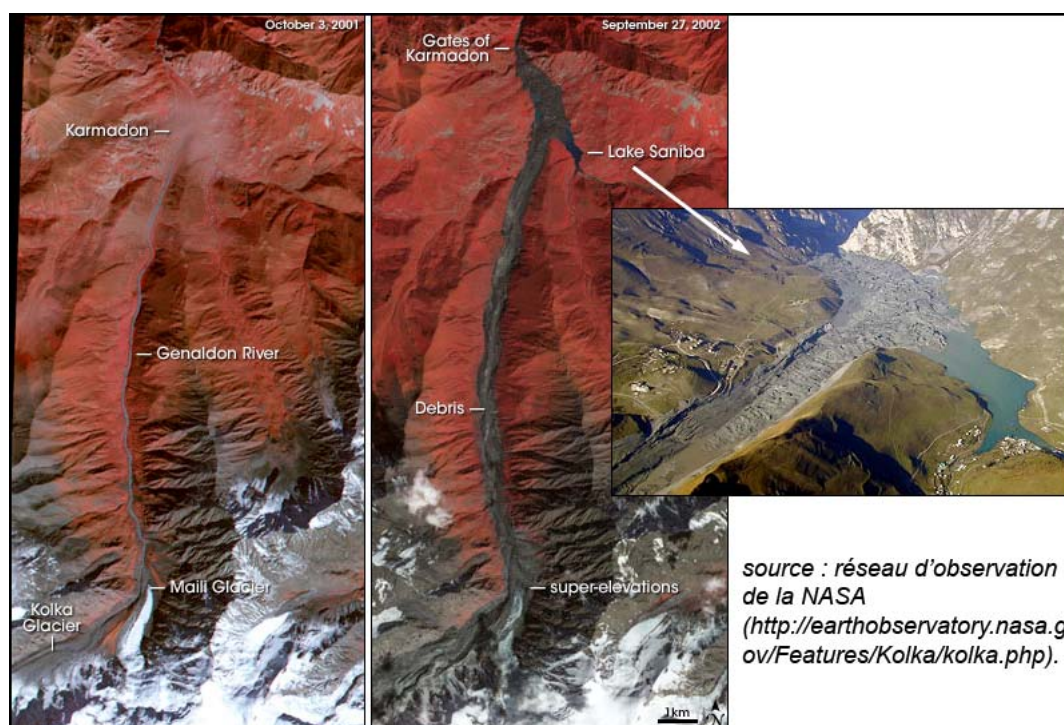


Fig. 9 – “Ice-rock avalanche” de Kolka – Karmadon (Caucase). Altitude de la zone de départ : 5'000m.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.4 Les glissements (1/2)

Un glissement de terrain est un mouvement gravitaire lors duquel une partie du matériel d'un versant (masse rocheuse ou terrain meuble) se déplace vers l'aval, **le long d'un plan de glissement**. Arbres tordus, inclinés ou arrachés, bâtiments fissurés ou encore routes ou sentiers déformés constituent de bons indicateurs de l'activité d'un glissement de terrain (fig.1).

Un glissement se déclenche lorsque les forces motrices (la gravité) dépassent les forces stabilisantes que sont la résistance au cisaillement et le poids du pied du versant. Dans un terrain incliné, la cause peut être, par exemple, des surpressions dues à l'eau (pluies intenses et/ou sur une longue période, fonte des neiges, etc.), une surcharge dans le versant, ou encore une diminution de l'effet de contrepois du pied de versant (érosion par un cours d'eau ou aménagement anthropique).

Il faut souligner **l'importance du rôle de l'eau** dans les glissements de terrain. Sa présence au niveau de la surface de glissement semble être un facteur clef du processus de glissement. En outre, un sol dont la teneur en eau dépasse un certain seuil a une cohésion entre les grains réduite, voire nulle.

Glissement rotationnel

La géométrie classique d'un glissement rotationnel est illustrée par la figure 2. La surface de glissement est de forme circulaire, concave. La zone de départ du glissement est caractérisée par une brusque rupture de pente (**escarpement de départ**) et par la présence de fissures et éventuellement d'une morphologie en gradins (avec un ou plusieurs compartiments) (fig.3). La surface même du glissement présente une **topographie bosselée** caractéristique. Dans la partie aval, on retrouve une morphologie en bourrelet : le pied du glissement. La masse de terrain descendue subit des contraintes de compression importantes et est fortement déstructurée. Lorsqu'il y a une forte teneur en eau, la limite de liquidité peut rapidement être atteinte et on peut voir le glissement évoluer en une coulée boueuse.

Les dimensions des glissements rotationnels varient de quelques mètres à plusieurs kilomètres de long et de quelques dm à plusieurs dizaines voire centaines de mètre d'épaisseur. En effet un glissement rotationnel peut affecter un simple talus routier (fig.4) ou un versant dans son entier (fig.5). Les petits glissements superficiels peuvent être assez rapides (m/s) mais se produisent sur un court laps de temps. Par contre les glissements plus importants sont souvent assez lents (cm/an - m/an) mais leur vitesse peut aller jusqu'à plusieurs mètres par jour en période de crise. En outre leur activité se poursuit sur plusieurs années voire plus.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Photo : S.Morard

Fig. 1 – Arbres déracinés suite à l'activation d'un glissement de terrain. La zone de départ du glissement est visible sur la droite de la photo (Hohberg, FR).

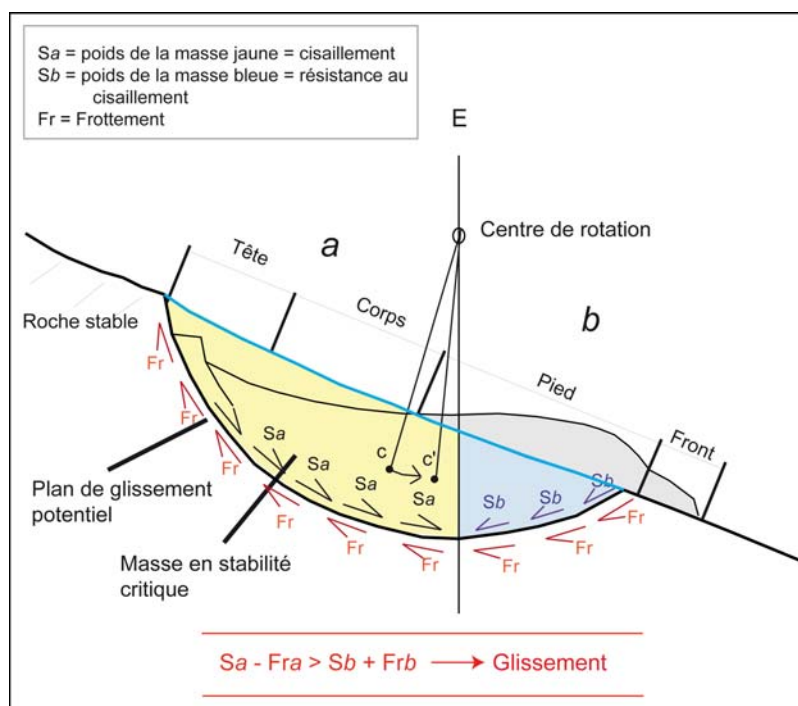


Fig. 2 – Coupe schématique d'un glissement rotationnel et distribution des forces. Le poids du corps du glissement (S_b) et le frottement (Fr) s'opposent à la mise en mouvement (forces stabilisatrices) tandis que le poids de la tête (S_a) exerce une action motrice. Si $S_a - F_{ra} > S_b + F_{rb}$ alors il y a glissement, sinon la masse est stable. Les infiltrations d'eau (pluie, fonte des neiges) ont un effet négatif sur la cohésion du terrain et contribuent à accentuer l'activité du glissement.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Niche d'arrachement du glissement de l'Harmalière, Isère.



Fig. 4 – Glissement rotationnel en bordure d'une terrasse alluviale (Marly, FR).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 5 – Bourrelets frontaux d'un glissement rotationnel étendu (Estavannens, Préalpes fribourgeoises).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.5 Les glissements (2/2)

Glissement plan

Dans le cas des glissements plan ou translationnels, la surface de glissement est plane. Des couches ou des ensembles de couches de terrain se mettent en mouvement le long d'une couche plus faible ou d'une discontinuité lithologique ou structurale. Un niveau marneux ou argileux est un exemple fréquent de couche plus faible. Une morphologie en dip-slope (lorsque le pendage des couches est très proche de l'inclinaison du versant) est également favorable à l'occurrence d'un glissement translationnel.

Par rapport au glissement rotationnel, il y a mise en mouvement dès lors que le poids de la masse instable dépasse les forces de friction. Si $Sa - Fra > 0$ alors il y a glissement, sinon la masse est stable.

Les surfaces affectées par un glissement plan peuvent s'étendre sur plusieurs km². Un glissement plan peut être extrêmement rapide (instantané), à l'exemple des événements de Arth-Goldau (1806) ou du Vaiont (Italie, 1964). A noter que ce type de mouvement gravitaire se produit souvent dans les flyschs et les schistes marneux.

Un exemple fameux : **Falli Hölli** (Préalpes fribourgeoises) (fig.1). Entre avril et août 1994, la brusque (ré)activation d'un grand glissement de terrain (plusieurs dizaines de mètres par jour !) a complètement détruit le village de vacances de Falli Hölli. Les fortes précipitations de juin 1993 à mai 1994 (700mm de plus que la normale) seraient la principale cause de cet événement.

Tassement de versant

Le tassement est un enfoncement de matériaux relativement rigides dans un encaissant plus tendre (figs. 2 et 3). Le tassement peut évoluer soit évoluer en éboulement (brutal), soit en glissement de terrain (lent), ou encore en basculement et enfoncement (par ex. Eiger 2006, cf. fiche 2.6.4). Les vitesses sont généralement lentes (mm/an à dm/an). Ses dimensions vont du bloc au versant entier (fig. 3). Les tassements de versant sont fréquents dans les vallées alpines. Suite au retrait des grands glaciers à la fin de la dernière grande glaciation, les versants des vallées alpines qui s'appuyaient sur ces masses de glace se sont trouvés profondément déstabilisés. Suite à cette décompression, de nombreux versants se sont tassés dans les Alpes sous l'effet de la gravité.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

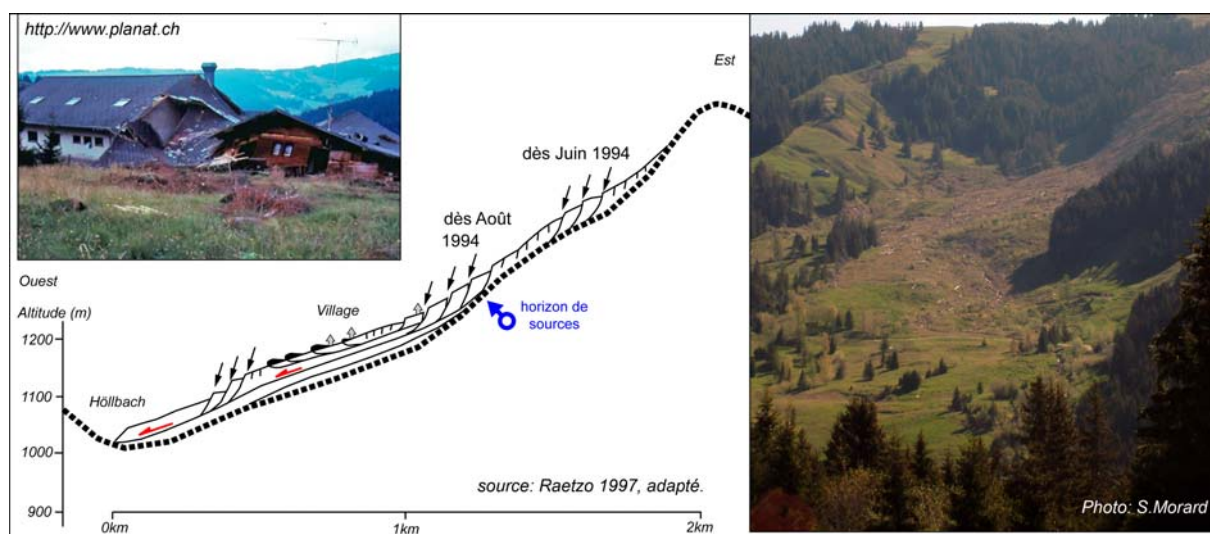


Fig. 1 – Le glissement translationnel de Falli Hölli (déplacement de 200m en 4 mois, volume 33 mio. m³).



Fig. 2 – Tassement évoluant en basculement (Derborence, VS).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Démantèlement des assises rocheuses dû au tassement d'un versant (Mattertal, VS).



Fig. 4 – Imposant tassement post-glaciaire du versant de l'Ergischhorn ayant formé les terrasses du village de Ergisch et du hameau de Obermatte (VS).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.6 Les mouvements fluides

Les laves torrentielles et coulées de boue sont la conséquence d'une mise en mouvement, sous d'un terrain saturé en eau ayant atteint sa limite de liquidité (cf. limites d'Atterberg, fiche 4.1.3). Il s'agit d'une boue – résultant du mélange en différentes proportions d'eau, de particules fines et de matériel plus grossier – qui s'écoule vers l'aval.

Les **coulées de boue (ou coulées boueuses)** se déclenchent en pleine pente, sans existence préalable d'un chenal. Elles se produisent souvent suite à un glissement de terrain, à partir du matériel glissé que des apports d'eau (pluie, fonte de neige) peuvent avoir détrempés jusqu'à que soit atteinte la limite de liquidité (fig.1).

Les **laves torrentielles** se produisent dans un chenal préexistant (ravine, torrent) et avec une inclinaison assez importante. Elle se compose d'un mélange relativement inhomogène de matériel solide (fines et blocs) et d'eau (fig.2). L'eau et les sédiments fins (fines et argiles) constituent une **boue d'une densité élevée** (1.8 à 2 t/m³). Du fait de sa densité importante, ce fluide visqueux est capable d'entraîner une grande quantité de matériel solide, dont des blocs de plusieurs tonnes (fig.3). Les gros blocs sont majoritairement transportés à l'avant de la coulée (le front) ; ainsi que (dans une moindre mesure) sur les côtés, dans ce que l'on appelle les bourrelets latéraux. Le corps de la lave torrentielle est un mélange plutôt homogène qui constitue l'essentiel du volume total de la lave. Des gros blocs peuvent y être transportés en surface. La queue est généralement plus fluide que le reste (écoulement hyperconcentré) et possède un potentiel érosif très important. Les figures 4 à 6 illustrent un chenal après le passage d'une lave torrentielle.

Le déclenchement d'une lave torrentielle est **lié à des apports d'eau important** dans le lit de torrents (pluies intenses (plus de 50-70 mm/h), fonte de neiges) combinés avec la présence d'une grande quantités de matériaux aisément mobilisables. Le torrent en crue arrache des matériaux des berges et de son lit et, le flux devient un mélange visqueux avec une action érosive de plus en plus importante. La lave torrentielle s'alimente ainsi tout au long de son parcours, pouvant entailler le lit du torrent sur plusieurs mètres (fig. 4). Le frottement sur les cotés de la lave torrentielle étant plus importants, il y a également un dépôt de sédiments transportés sous forme de **levées** (figs. 7 et 8).

La lave torrentielle va se stopper lorsque la pente ne sera plus suffisante (fig. 8) et/ou lorsque la teneur en eau ne permettra plus le transport du matériel en suspension.

Les laves torrentielles peuvent atteindre des vitesses supérieures à 10m/s et arrachent sur leur passage arbres, pans entiers de versant et blocs de très grande taille. La quantité de matériel transporté, la densité et la vitesse de déplacement des laves torrentielle en fait des événements particulièrement destructeurs, d'autant qu'il s'agit de phénomène instantanés, extrêmement difficiles à prévoir.

Un **lahar** est un cas particulier de lave torrentielle impliquant des matériaux d'origine volcanique (cendres et tephres). Ils sont constitués d'un mélange de cendres, tephres et d'eau, ainsi que de différents matériaux (arbres, constructions, etc.) arrachés durant l'écoulement. Les lahars se déclenchent généralement lors de fortes précipitations sur des dépôts volcaniques non consolidés comme les cendres. Dans certains cas, l'eau peut provenir de la fusion de la neige ou de la glace recouvrant le volcan qui entre en activité. Selon l'ancienneté des dépôts volcaniques concernés, les lahars peuvent avoir une température plus ou moins élevée.

Les lahars sont particulièrement destructeurs de par la vitesse et la densité des coulées qui ont un important pouvoir érosif. En outre, le risque de déclenchement d'un lahar reste important pendant de longues périodes après l'éruption, puisque les cendres déposées ne se solidifient pas. A titre d'exemple, on peut citer le lahar qui a détruit la ville d'Armero en Colombie, en novembre 1985. L'éruption volcanique du Nevado del Ruiz ayant entraîné la fonte d'une grande quantité de neige et de glace est à l'origine de ce lahar dévastateur (23'000 victimes).



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 1 – Glissement rotationnel rapide évoluant en coulée boueuse (Col de la Croix, VD).

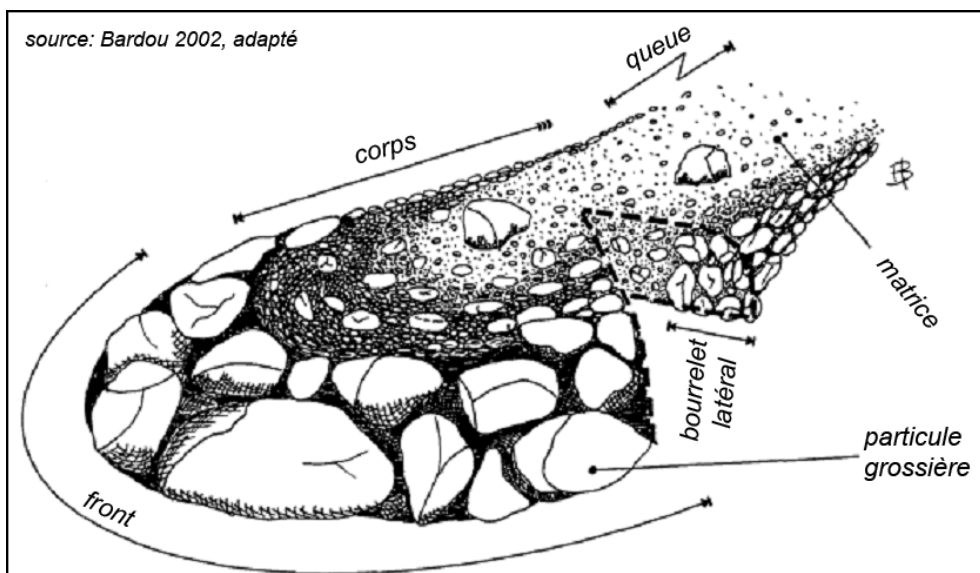


Fig. 2 – Morphologie et terminologie d'une lave torrentielle (adapté de Bardou 2002).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Passage d'une importante lave torrentielle dans le chenal de l'Illgraben (VS) le 28 juin 2000. Le chenal mesure environ de 20m de large et le mur 6m de haut. Entre la première et la quatrième image, il ne s'est écoulé que 8 secondes ! Notez la taille des blocs transportés (source : <http://www.wsl.ch>).



Fig. 4 – L'Illbach (VS) est un tout petit torrent, mais chaque année il crache en moyenne 250'000 m³ de boue, de cailloux et de blocs de taille parfois impressionnante (notez le bloc sous le pont bouthanais). L'entaille profonde du lit du torrent au centre de l'image est consécutive à un unique événement majeur de lave torrentielle.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 5 – Chenal après le passage de la lave torrentielle du Durnand en juillet 2006 (VS). Notez la hauteur limite du dépôt de boue sur le tronc d'arbre.



Fig. 6 – Les matériaux transportés par la lave torrentielle du Durnand (volume de 35'000 m³) le 25 juillet 2006 à 19h30 ont obstrué le cours d'eau de la Dranse à l'endroit où une passerelle la franchit. A l'aval, la lave torrentielle a arraché le pont ferroviaire et les rails du train, faisant également dérailler le train qui s'apprêtait à franchir le pont.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 7 – Lave torrentielle avec levées (VS).



Fig. 8 – Laves torrentielles affectant des voiles d'éboulis (Lenzerheide, GR). On distingue le chenal d'érosion, les levées ainsi que les zones de dépôt.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.7 Avalanches et reptation nivale

La neige, mélange de glace, d'air et de vapeur d'eau, est un matériau qui évolue au cours du temps. Au printemps, le manteau neigeux humidifié et lourd peut glisser lentement sous l'action de son poids. On parle alors de **reptation nivale** dont la vitesse est de l'ordre du mm/an au cm/an. On peut voir des bourrelets et des formes arrondies se développer sur la neige dans les zones inclinées (fig.). La reptation de la neige peut avoir pour effets l'arrachement de matériaux du versant, le lissage ("raclage") des versants (fig.2) ou encore la formation de griffures dans la pente (fig.3).

Une **avalanche** est un mouvement gravitaire rapide (plus de 1m/s) dans lequel une masse de neige ou de glace se décroche et dévale une pente. Au cours de sa chute, l'avalanche arrache des rochers, des arbres et érode la couche de neige sous jacente, voir le substrat s'il s'agit d'une **avalanche de fond** (glissement de l'ensemble des couches du manteau neigeux jusqu'au sol). Ces dernières se produisent fréquemment au printemps, le glissement de la neige humide et lourde sur un sol non-gelé a un effet érosif marqué sur les versants (fig.4).

On peut schématiquement assimiler une portion du manteau neigeux à un bloc de neige. La stabilité de ce bloc est assuré tant que les forces qui le retiennent (frottement sur le sol ou sur les cotés du bloc, frottement entre les couches de neige et la résistance de la couche de neige elle-même) sont supérieures aux forces qui tendent à le faire glisser (le poids du bloc et la pente). Si ces forces motrices augmentent (nouvelles chutes de neige, humidification du manteau neigeux, surcharge par un skieur), le bloc de neige se met en mouvement : c'est l'avalanche.

Il existe différents types d'avalanches : sèche/poudreuse, humide, plaque à vent, avalanche de fond... Une classification selon le mode d'écoulement permet de distinguer les avalanches en aérosol et les avalanches de neige dense.

Les avalanches en aérosols consistent en la descente d'un nuage d'air et de particules de neige. Ce type d'avalanche est très destructeur car le mélange de neige et d'air est de faible densité et se détache du sol. Ainsi le frottement est considérablement diminué et la vitesse très importante (jusqu'à plus de 300 km/h). L'effet destructeur est principalement dû à l'effet de souffle qui peut arracher toute une portion de forêt ou raser des bâtiments. Comme la neige est en suspension dans l'air, ce type d'avalanche ne suit pas forcément les variations du relief. La trajectoire est donc difficile à calculer et les avalanches en aérosol peuvent même remonter sur le versant opposé.

Les avalanches de neige dense sont moins rapides : leur vitesse ne dépasse que rarement les 100 km/h. Il s'agit de l'écoulement de la neige en suivant les dépressions du relief (couloirs, lits de torrents). L'effet destructeur est ici dû au poids de la masse de neige.

Dans les Alpes, on retrouve souvent ces deux types d'écoulement dans une même avalanche, on parle alors d'**avalanche mixte**.

Les effets géomorphologiques de la reptation de neige et des avalanches vous ont été présentés. Pour plus d'informations concernant les différents types ainsi que le danger d'avalanches, veuillez consulter le bulletin de l'Institut pour l'étude de la neige et des avalanches (<http://www.slf.ch>).



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 1 – Reptation de la neige (Morgenberghorn, BE).



Fig. 2 – Lissage d'un versant par l'effet de reptation de la neige (Gros Chadoua, FR).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Effet érosif marqué (griffure, arrachement et lissage) sur un versant par la reptation de la neige (Bachtal, VS).



Fig. 4 – Avalanche de fond (Morgenberghorn, BE).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.2.8 Autres mouvements gravitaires

Des études récentes liées notamment à la construction des tunnels ferroviaires et à l'analyse de reliefs de failles inverses ont permis de mettre en évidence de nouveaux types de mouvements de terrain.

Gonflement des vallées

Un massif montagneux peut être vu comme une éponge remplie d'eau. En fonction de la fracturation du massif, d'importantes quantités d'eau peuvent y être stockées (aquifère) ou y transiter. La construction d'ouvrage comme des tunnels, des galeries hydroélectriques ou des barrages peuvent sensiblement modifier le drainage naturel des massifs et provoquer de petites déformations de surface (tassement) sur de grandes surfaces. L'analyse de données recueillies dans le cadre de la construction du tunnel du Gotthard a montré que des déformations saisonnières naturelles des vallées avaient lieu : au printemps une fermeture rapide de la vallée (gonflement) se produit en raison très probablement de la recharge de l'aquifère montagneux par les eaux de fonte. En automne et en hiver, la vallée se rouvre à nouveau lentement. L'ordre de grandeur des mouvements horizontaux est d'environ 10-20 mm.

Rebond glacio-statique

Lors du Würm, les grands édifices glaciaires alpins ont provoqué une surcharge pondérale, entraînant un enfoncement progressif du massif alpin (de l'ordre de quelques mètres ?). Suite à la déglaciation, le rééquilibrage de masse a mené à des soulèvements, phénomène appelé **rebond glacio-statique** et correspondant à une variante de la poussée d'Archimède appliquée à la croûte terrestre. Ce processus est bien connu pour la Scandinavie, moins pour les Alpes. **Des reliefs en failles inverses** consécutifs à ce rebond postglaciaire (figs. 1-3), surtout présentes dans les roches gneissiques et granitiques, seraient un indice géomorphologique visible de la remontée de pans de montagne séparés entre eux par des **discontinuités verticales** (anciennes failles, limites lithologiques de couches, schistosité). L'origine de failles inverses (aussi appelées failles composites) n'est cependant pas unique, puisque les tassements de versants ou le fauchage par exemple peuvent également en produire.



■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 1 – Relief en failles inverses (la contre-pente est soulignée par les ombrages) de l'Oberi Fäsilalpü (VS).



Fig. 2 – La verticalité des failles inverses indique probablement que la cause de cette morphologie provient du rebond glacio-statique postglaciaire (et ne serait donc pas dû à un tassement du versant). Des tranches aval du massif gneissique de l'Aar – séparées les unes des autres par des systèmes de failles verticales hérités de la surrection des Alpes – seraient ainsi remontées par-dessus les tranches situées directement à l'amont.

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES



Fig. 3 – Faille inverse verticale de 3m de haut (Oberer Fäsilalpü, VS).

■ MOUVEMENTS GRAVITAIRES

4.3.1 Références bibliographiques

Ballantyne C.K. (2002) : *Paraglacial geomorphology*. Quaternary Science Reviews, 21, 1935-2017.

Bardou, E. (2002) : *Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin*. Thèse de Doctorat, Ecole polytechnique fédérale, Lausanne.

CREALP (2009) : *Centre de recherche sur l'environnement alpin*. Site internet : <http://www.crealp.ch/>.

Dapples F. (2002) : *Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine*. Thèse 1395 UNIFR, Multiprint S.A. Fribourg.

Flageollet J.-C. (1989) : *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Masson, Paris.

Frehner, M., Wasser, B., Schwitter, R. (2005) : *Gestion durable des forêts de protection*. OFEFP, Berne.

Greminger, P. Schlaffer, Th., Durth-Sachs, I., et al. (2003) : *Dangers naturels et Convention Alpine, Analyse des événements et recommandations*. ARE, Berne.

Heim A. (1905) : *Die Gletscherlawine an der Altels am 11. September 1895*. Neujahrsblatt d. Naturf. Ges. in Zürich, 1896.

Löw S., Hansmann J., Ebnetter F. (2008) : *Annual opening and closure of alpine valleys*. 6th Swiss Geoscience Meeting, Lugano, Abstract Volume: 6.

NAHRIS (2009) : *Dealing with Natural Hazards and Risks*. Campus virtuel suisse, site internet : <http://www.nahris.ch/>.

PLANAT (2009) : *Dangers naturels en Suisse*. Site internet : <http://www.planat.ch/>.

Raetz H. (1997) : *Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung*. vdf Hochschulverlag an der ETH, 256 p.

Ritter, F., Kochel, C., Miller, J. (1995) : *Process geomorphology*. 3^{ème} édition, Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, USA..

Ustaszewski M.E., Hampel A., Pfiffner O.A. (2008) : *Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound : an integrated field and modelling study*. Swiss J. Geosci. 101 : 223-235.

Van Vliet-Lanoë, B. (2005) : *La planète des glaces, histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, mai 2005, Paris, 470 p.

Zepp H. (2002) : *Geomorphologie : eine Einführung*. Paderborn, Zürich, F. Schöningh, 354p.



■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

5.1.1 Les processus hydrologiques

Lors d'un apport d'eau à la surface – pluie, fonte de neige/glace – une partie de l'eau qui ne s'évapore pas percole en profondeur, s'infiltre, alors que le reste s'écoule en surface.

Le **bassin versant** d'un cours d'eau correspond à sa surface d'alimentation. On distingue le **bassin versant topographique** délimité en suivant sur une carte topographique les lignes de crête bordant le cours d'eau (ligne de partage des eaux), du **bassin versant réel** prenant en compte les écoulements souterrains (fig.1). Des bassins versants de différentes tailles s'imbriquent les uns dans les autres : pour les plus grands, on parle généralement de bassins fluviaux (ex. le bassin du Rhin ou du Rhône). Le terme de **talweg** (ou thalweg) qualifie la ligne symbolique qui suit la partie la plus basse du lit d'un cours d'eau ou d'une vallée. Deux talwegs adjacents sont séparés par un **interfluve**, lui-même formé de deux versants qui se tournent le dos. Ces deux versants sont séparés par la ligne de partage des eaux.

▪ Eaux souterraines

Une partie des eaux de surface – d'origine météorique, fluviale, lacustre ou glaciaire – pénètre dans le sol par infiltration, pour éventuellement rejoindre une **nappe souterraine** (ou nappe phréatique, aquifère). Une nappe souterraine occupe soit tous les espaces (pores) du terrain (**aquifère poreux**) qu'il s'agisse de roches perméables, de sédiments meubles (alluvions par ex.) ou encore d'un sol, soit les réseaux de fissures de la roche (**aquifère fissural**). Un massif montagneux peut ainsi être imaginé comme une énorme éponge à travers laquelle de l'eau circule dans des intervalles de temps plus ou moins étendus.

Lorsque le relief est accidenté, la disposition, les caractéristiques et les variations de niveau des nappes aquifères déterminent la présence de **sources** ainsi que la permanence ou non de leur débit (fig. 2 & 3). Elles jouent également un rôle prépondérant dans le déclenchement d'instabilités de versants (mouvements gravitaires, cf. chapitre 4).

▪ Eaux de surface

L'action des eaux courantes est essentielle dans le **façonnement des paysages**. L'eau contribue en effet à l'arrachement des matériaux (par érosion régressive, linéaire et aréolaire), assure leur transport et leur dépôt (fig. 4). Elle modèle ainsi les versants et la plupart des vallées alpines.

Il y a écoulement de surface lorsque l'intensité de l'apport d'eau est supérieure au taux d'infiltration de l'eau dans le sol. On parle de capacité d'infiltration d'un sol dépendant essentiellement de ses propriétés physiques et de son état de saturation en eau.



■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

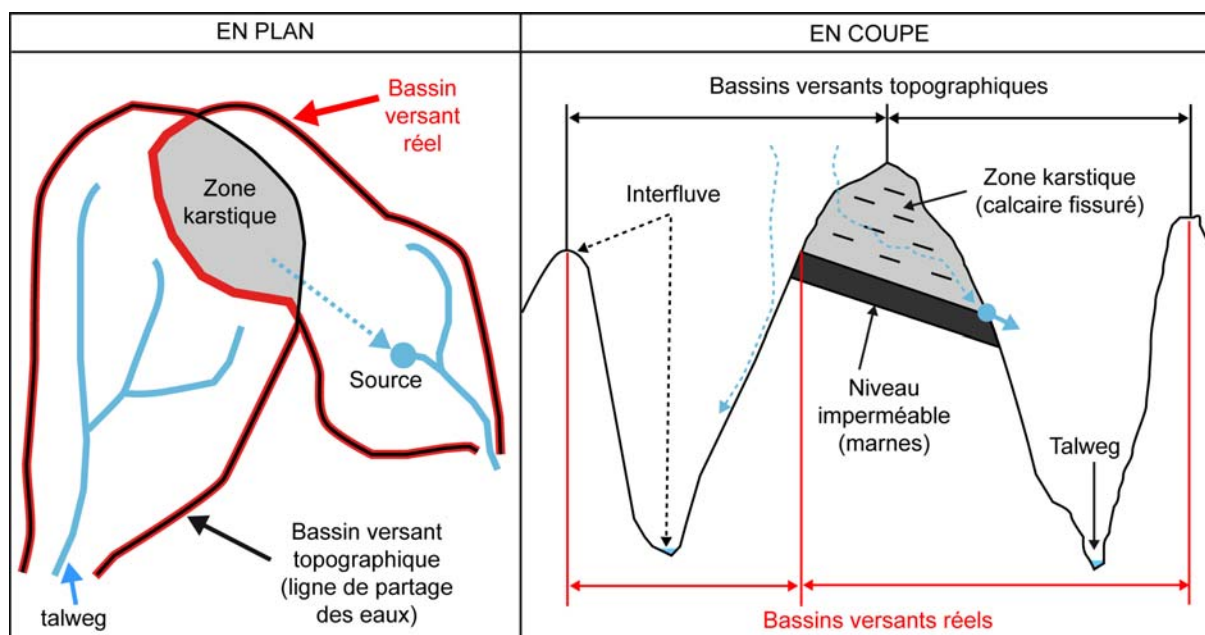


Fig. 1 – Représentation en plan et en coupe de la notion de bassin versant et de ses différentes composantes.

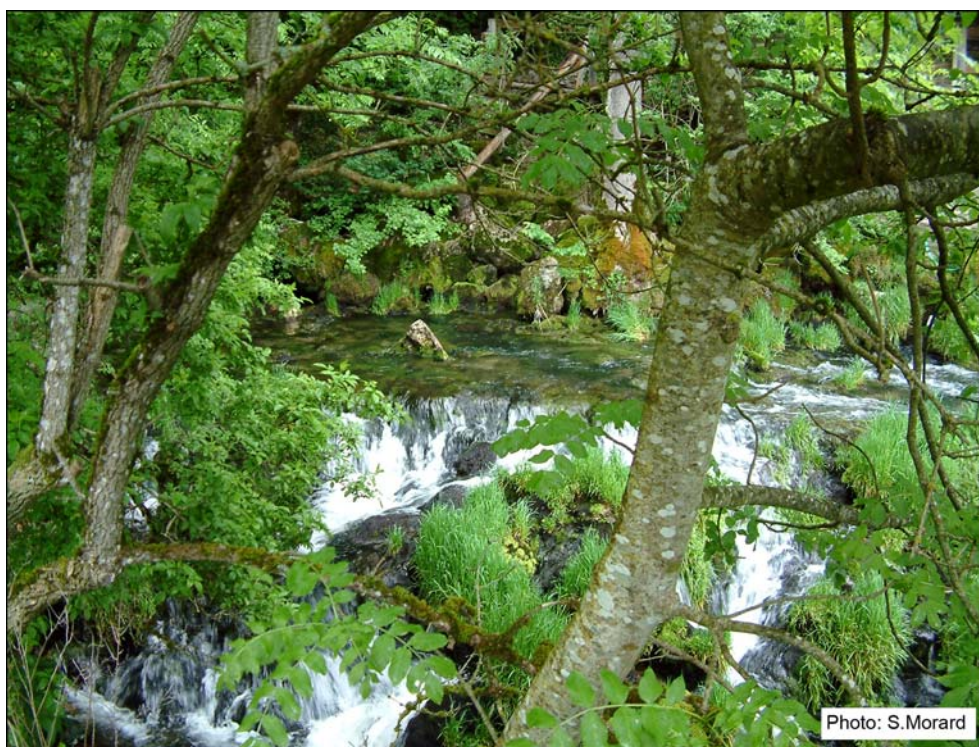


Fig. 2 – Source karstique pérenne de la Noiraigue (NE).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE



Fig. 3 – Sources temporaires dans le versant de la Crête Besse (juin 2006, VS).

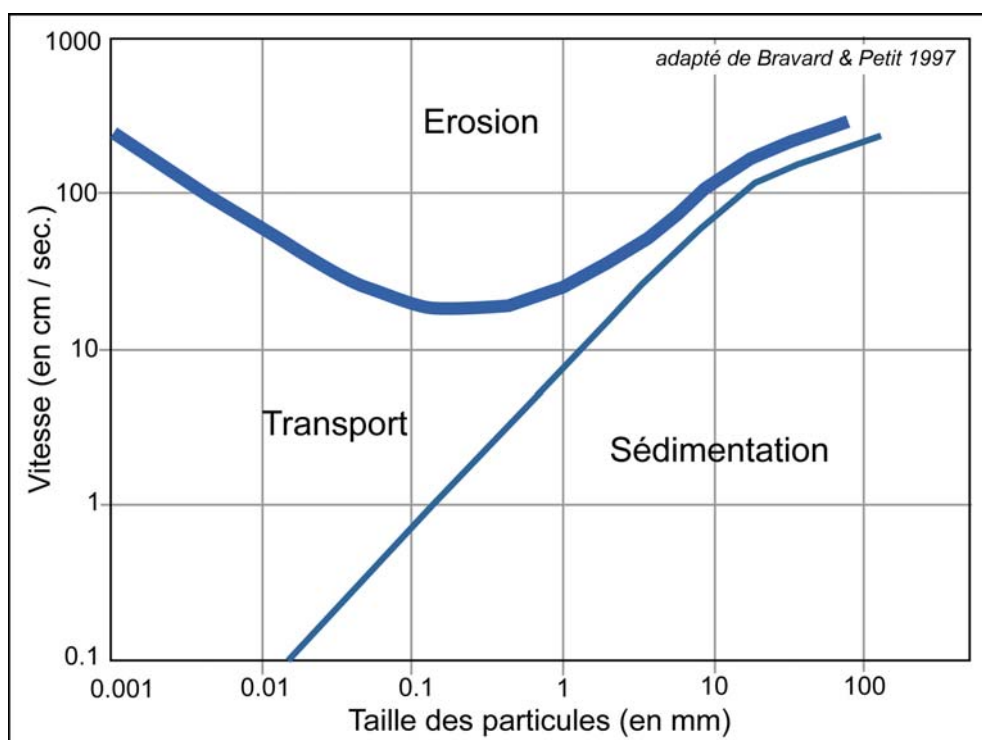


Fig. 4 – Diagramme empirique de Hjulström mettant en relation la compétence d'un cours d'eau en fonction de sa vitesse.

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

5.1.2 Ecoulements de surface

Le ruissellement de surface peut être de type **diffus** (en filet ou en nappe) ou **concentré** dans des rigoles, qui grossissent par confluence jusqu'à former des cours d'eau (fig. 1). Le débit des cours d'eau dépend de la taille de son bassin versant (i.e. sa surface d'alimentation), de son régime hydrologique saisonnier (lié essentiellement aux conditions météorologiques et aux stocks de neige et de glace) (fig. 2), de l'importance et de la régularités des apports phréatiques, de l'évaporation, ainsi que des interventions anthropiques (prises d'eau, barrage...).

On parle d'écoulement sporadique ou périodique lorsque il est temporaire, d'écoulement pérenne lorsqu'il est permanent, ou encore d'écoulement spasmodique ou épisodique lorsqu'il est très irrégulier (crue et décrue rapides) allant souvent jusqu'à un débit nul. L'**étiage** correspond aux plus faibles débits d'un cours d'eau, alors que la **crue** se définit comme une augmentation importante du débit. Ces deux phénomènes sont ponctuels, liés à des conditions météorologiques particulières (sécheresse, ou au contraire fortes précipitations et fonte massive de neige ou de glace) et ne doivent pas être confondus avec les basses et hautes eaux (débits inférieurs/supérieurs au débit annuel moyen).

En fonction de la taille, du mode d'alimentation ou du débit, on distingue différents types de cours d'eau :

- **Torrent** : cours d'eau à forte pente, à écoulement spasmodique (alimentation liée aux précipitations liquides ou à la fonte des neiges/glaces), situé en zone montagneuse ou accidentée (cf. fiche 5.1.4).
- **Ruisseau** : petit cours d'eau à écoulement pérenne, peu profond et à faible débit (débit annuel moyen généralement inférieur à 100 l/s).
- **Rivière** : cours d'eau de moyenne importance s'écoulant de manière continue dans un chenal naturel.
- **Fleuve** : cours d'eau important, à écoulement continu, formé par la réunion d'un certain nombre de rivières et finissant, en principe, dans la mer ou l'océan.

La **morphologie des chenaux** et les tracés des cours d'eau sont influencés par plusieurs facteurs tels que la pente, la charge solide et son mode de transport, la cohésion des berges, les caractéristiques hydrologiques du cours d'eau (stabilité du régime, débits, puissance, etc.). Les cours d'eau naturels présentent ainsi des tracés très variés (fig. 3) : rectilignes (fig. 4), sinueux, à méandres (fig. 5), tressés (fig. 6) ou anastomosés. La mobilité des chenaux et des bancs d'alluvions est très forte pour les cours d'eau tressés en raison d'une importante charge sédimentaire, alors que cette dynamique est faible pour un cours d'eau anastomosé. Ces derniers se retrouvent essentiellement lorsque la pente est très faible comme dans les grandes plaines de Sibérie ou du Yukon, mais sont absents dans les Alpes.



■ DYNAMIQUE FLUVIATILE



Fig. 1 – Ecoulements concentrés dans des terrains marneux au nord du Mont-Gond (Derborence, VS) formant de profondes ravines d'érosion. Ce type de paysage est désigné sous le terme de "badlands".

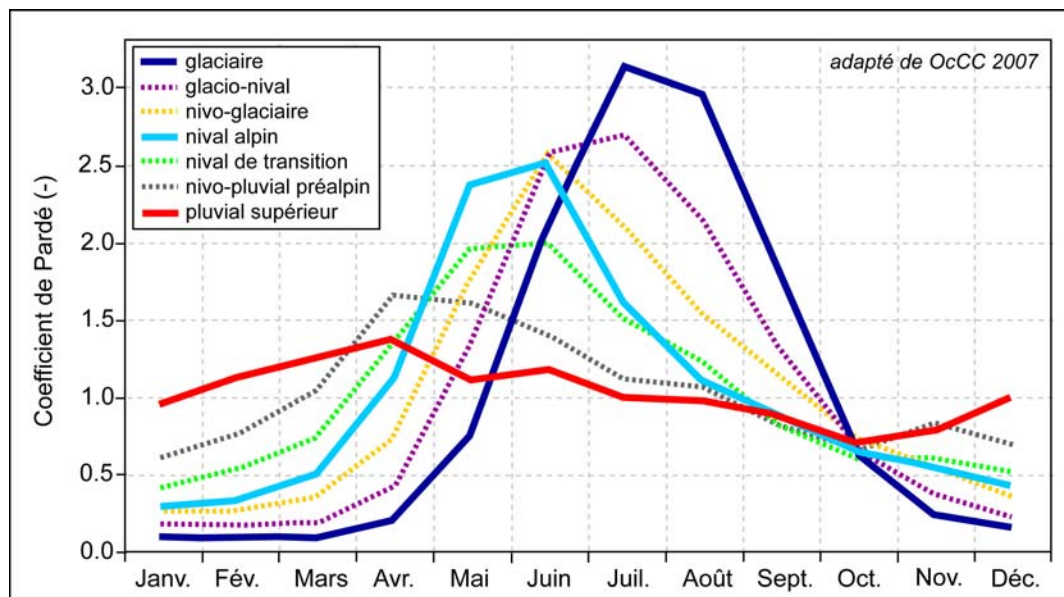


Fig. 2 – Régimes d'écoulement moyen de bassins versants suisses de différentes altitudes. Leur spectre s'étend du régime qui dépend principalement de la pluie (pluvial supérieur, altitude moyenne de 800m.) jusqu'au régime qui est avant tout déterminé par les glaciers (glacière, 2700m.). La différence d'altitude entre les différents régimes est d'environ 300m. Le coefficient de Pardé est le rapport du régime mensuel moyen sur le régime annuel moyen. En milieu alpin, on distingue des régimes simples (1 maximum, 1 minimum, 1 seul mode d'alimentation), des régimes mixtes (2 maxima et 2 minima, plusieurs modes d'alimentation) et des régimes complexes (plusieurs maxima et modes d'alimentation) (adapté de OcCC 2007).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

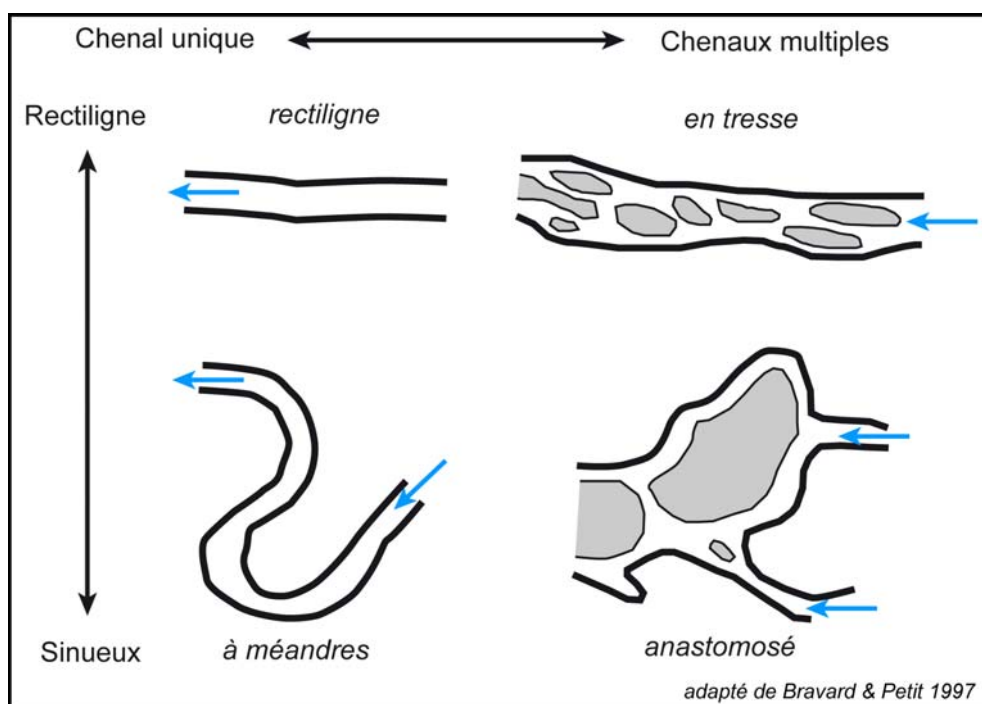


Fig. 3 – Critères de classification des tracés en fonction de la sinuosité et de la multiplicité des chenaux.

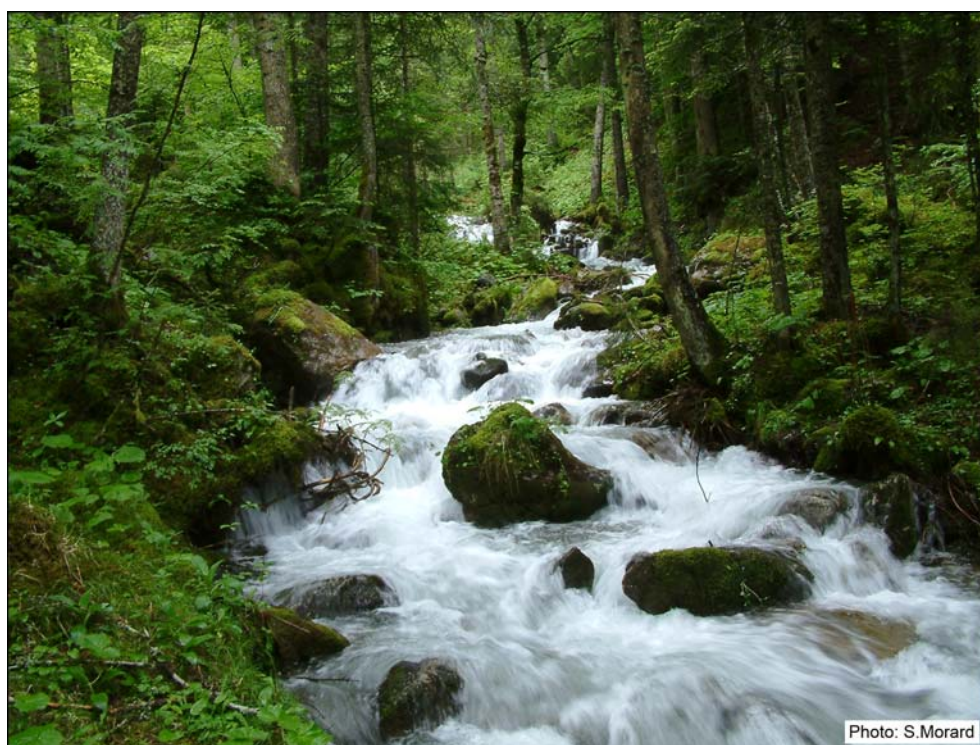


Fig. 4 – Cours d'eau rectiligne, à régime de type nivo-pluvial préalpin (La Gérine, réserve de la Pierreuse, VD).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

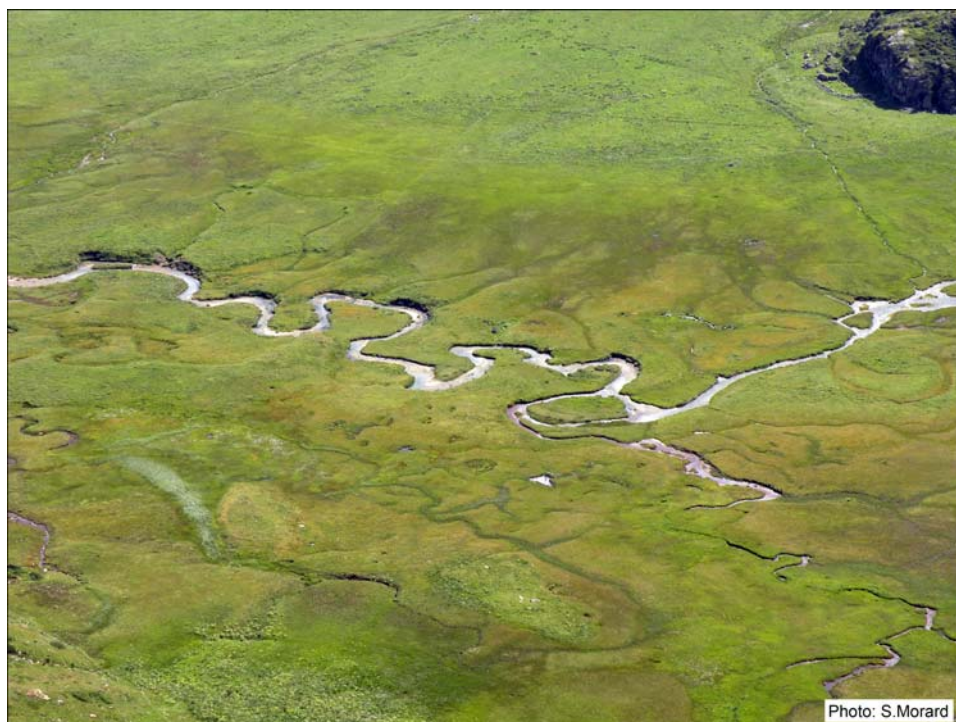


Fig. 5 – Les méandres du bas-marais de l'Ar du Tsan (Vallon de Réchy, VS) illustrent une dynamique faible du cours d'eau de la Rèche.



Fig. 6 – Cours d'eau tressé à forte dynamique, à régime de type glaciaire (Le Rhône à Gletsch, VS).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

5.1.3 L'érosion fluviale régressive

Par un processus d'incision – appelé mécanisme **d'érosion régressive** – et par leur tendance à rechercher un **profil d'équilibre** concave, les réseaux fluviaux ont un effet morphogénétique essentiel dans le façonnement des paysages (fig. 1). Lorsqu'un cours d'eau érode en un point un profil d'équilibre réel du cours d'eau, la pente augmente directement à l'amont et la vitesse du courant s'accélère. Il en résulte une érosion qui se propage de proche en proche **de l'aval vers l'amont** (c'est-à-dire dans le sens inverse de l'écoulement de l'eau). Le profil d'équilibre étant conditionné par le point le plus bas du bassin versant – appelé **niveau de base** (local, régional ou ultime) – une modification (abaissement ou relèvement) de ce niveau de base va provoquer une augmentation, respectivement une diminution de l'érosion régressive (fig. 2).

Un exemple fameux de reprise brutale de l'érosion régressive a eu lieu suite à la modification anthropique du tracé naturel de la Kander (fig. 3).

L'érosion fluviale agit également de façon **linéaire** (verticale) et **aérolaire** (ouverture des versants perpendiculairement à l'écoulement). Les cours d'eau s'écoulent dans 2 types de vallées : soit ils incisent directement la roche (gorge, canyon, cours d'eau de montagne à forte pente), soit ils s'écoulent sur ses propres sédiments ou sur des dépôts sédimentaires anciens (moraine, dépôts fluvio-glaciaires). En fonction notamment de la nature de la roche et de la capacité érosive du cours d'eau, les profils transversaux des vallées peuvent ainsi prendre différentes formes :

- **Gorges étroites**, en trait de scie indiquant l'absence d'érosion des versants ou leur faible érosion. Elles se forment soit lorsque l'incision verticale est très rapide, notamment dans les régions de montagne où se forment des **gorges de raccordement** postglaciaires en raison des grosses dénivellations entre les vallées latérales perchées et la vallée principale déglacée, soit en raison de la forte résistance à l'érosion de la roche encaissante (fig. 4 & 5).
- La **vallée en V** est le profil typique de la vallée érodée par un cours d'eau (fig. 6). L'incision verticale est importante, tout comme l'érosion des versants, qui amène du matériel dans le fond du talweg, d'où il est évacué par le cours d'eau.
- Une **ravine** est une rigole en V très fermée se creusant dans des lithologies peu résistantes et avec des cours d'eau à forte capacité érosive (fig. 1).

Dans une **vallée à fond plat**, on distingue le lit mineur, où l'eau s'écoule toute l'année, également à l'étiage, le lit majeur ou lit d'inondation, où l'eau s'écoule en période de hautes eaux annuelles, et la **plaine alluviale** qui n'est inondée, souvent partiellement, que par les crues extrêmes (fig. 7). Actuellement, dans bon nombre de vallées, le lit majeur est séparé artificiellement de la plaine alluviale par des digues construites, qui sont censées empêcher toute divagation dans la plaine alluviale (fig. 8).

De part et d'autre du lit majeur on peut retrouver des **terrasses**, témoins d'anciens niveaux du cours d'eau (anciennes plaines alluviales perchées) (fig. 8). Une terrasse correspond à une étendue plane et étroite, bordant une rivière et limitée au moins d'un côté par un talus raide. Les terrasses peuvent être **construites** c'est-à-dire formées par le dépôt d'alluvions transportées par le cours d'eau (ou d'autres dépôts sédimentaires tels que moraines, dépôts fluvio-glaciaires) et ensuite **incisées** par ce dernier, ou façonnées par l'érosion (enfouissement du cours d'eau directement dans la roche, terrasse rocheuse).



■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

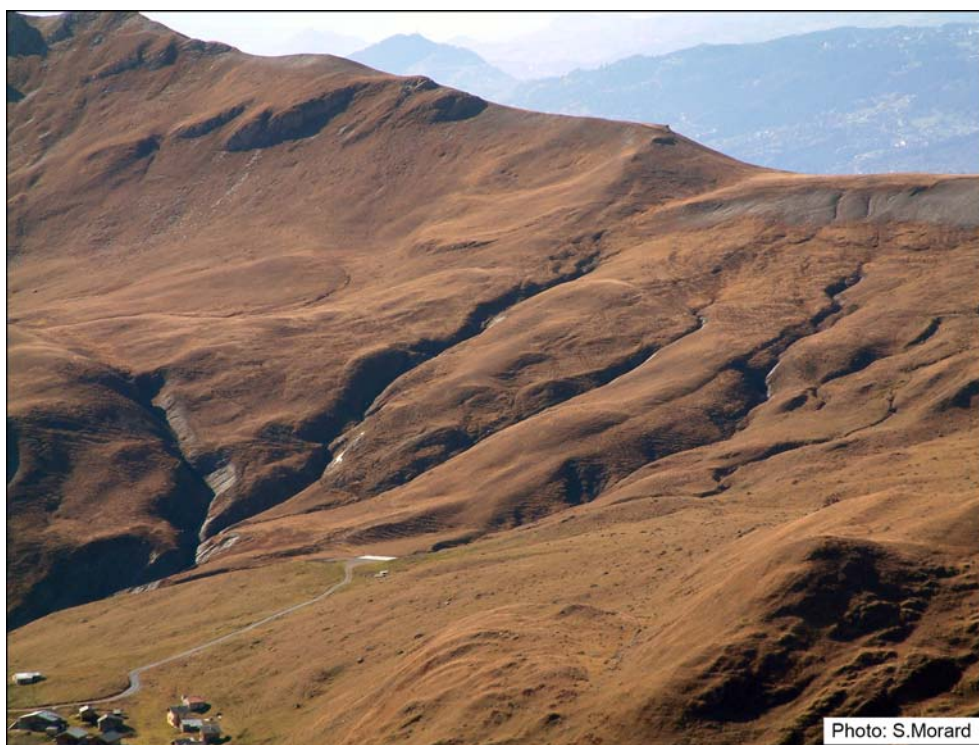


Fig. 1 – Griffe d'érosion régressive (Bachalp, VS).

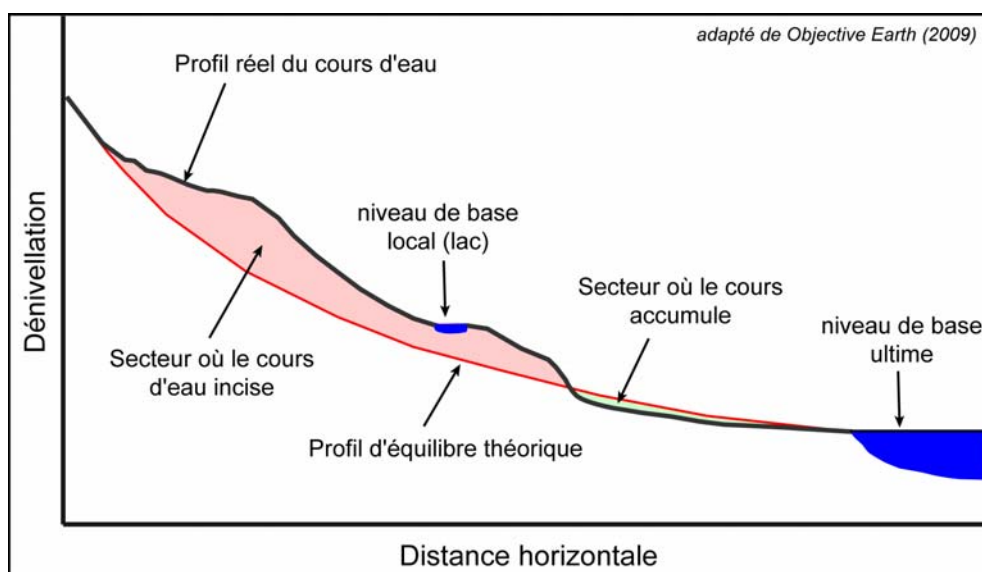


Fig. 2 – Illustration du profil d'équilibre et du niveau de base d'un cours d'eau. Dans la réalité, la pente doit s'ajuster aux changements saisonniers de débits et de charge solide, aux variations lithologiques (verrou, faille...). Le profil théorique d'équilibre n'est ainsi presque jamais atteint.

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

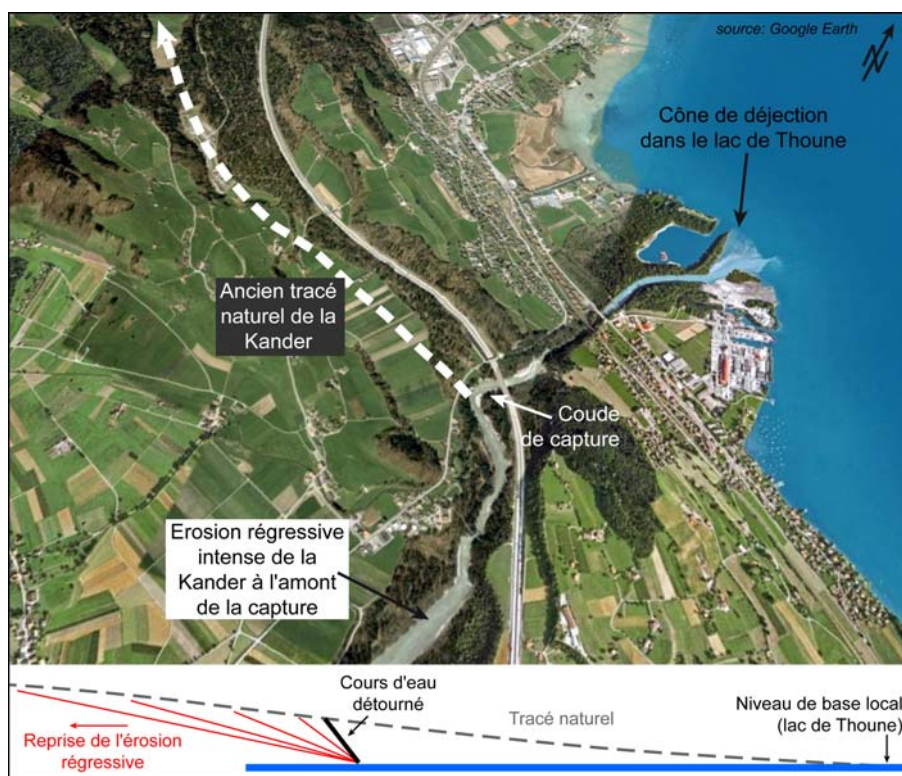


Fig. 3 – Entre 1711 et 1714, la Kander a été détournée dans le lac de Thoune dans le but d'assécher la plaine marécageuse de l'Allmend située à l'ouest. A l'endroit de la capture, le niveau de base de la Kander a ainsi été fortement rapproché. En conséquence, une reprise brutale de l'érosion régressive (encore active aujourd'hui) a débuté, détruisant en l'espace d'un jour la galerie de dérivation. Le front d'érosion régressive a depuis lors reculé de 9km vers l'amont, et un cône de déjection s'est formé dans le lac.

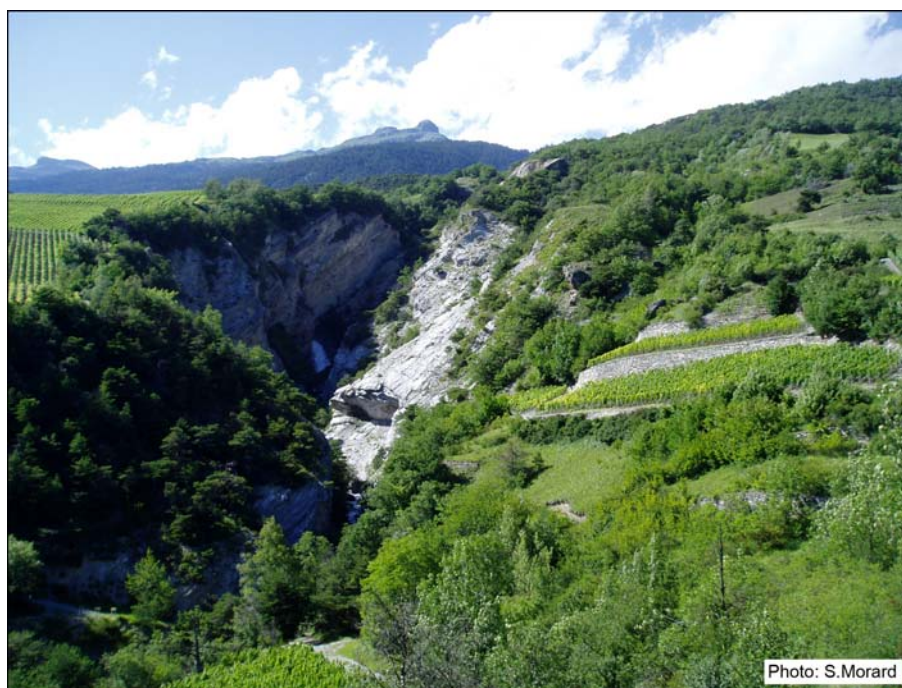


Fig. 4 – Gorge de raccordement entaillée par la Raspille dans des calcaires marneux (Miège, VS).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

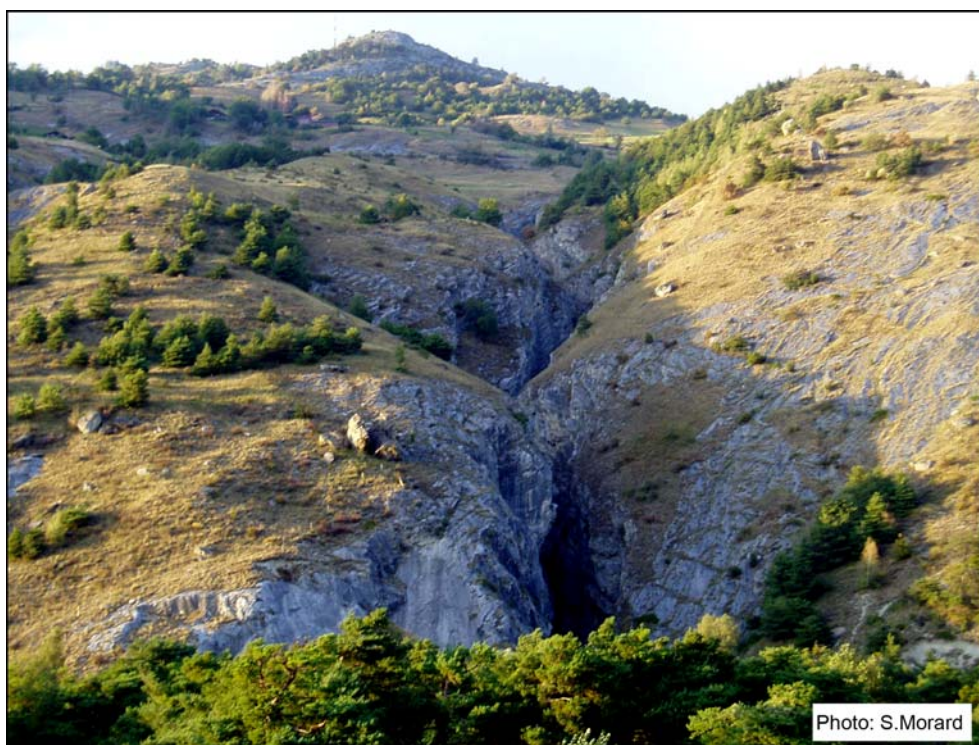


Fig. 5 – Gorge de raccordement du Feschilju à l'aval du vallon de la Bachalp (La Souste, VS).



Fig. 6 – Le profil transversal du Turtmanntal prend une forme en V dans son tiers inférieur. A l'amont, la vallée prend une forme en auge glaciaire (*non visible sur la photo*).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE



Fig. 7 – Zone alluviale d'importance nationale du Rhône sauvage à Finges (VS). Le fleuve, dont le débit est en hautes eaux sur la photo, forme un cours tressé à forte dynamique. A gauche de la photo, la région du Rottensand ("les sables du Rhône") était parcourue par un bras important du Rhône avant les 1^{ère} et 2^{ème} phases d'endiguement. Elle est aujourd'hui complètement coupée de la zone alluviale active.

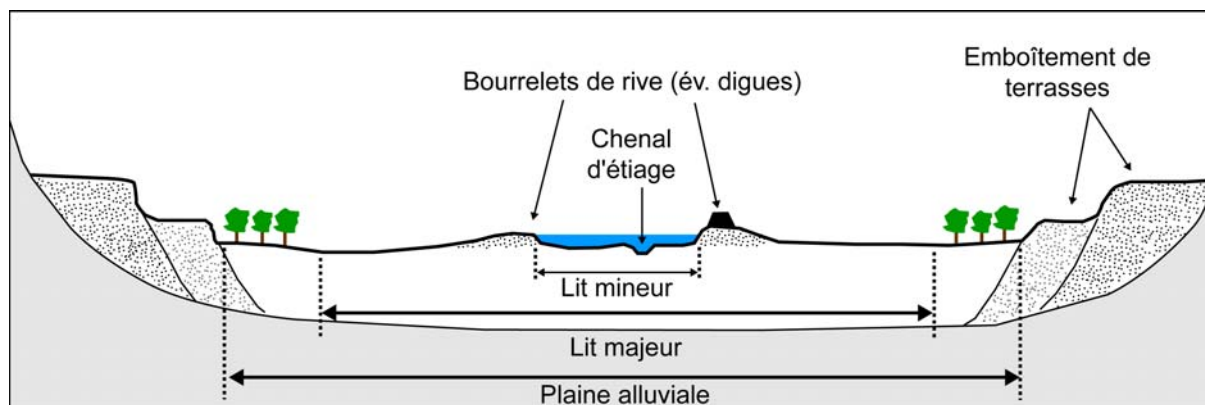


Fig. 8 – Caractéristiques du lit fluvial.

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE

5.1.4 Le système torrentiel

Les torrents sont des cours d'eau à forte pente, situés dans des zones montagneuses ou accidentées et caractérisés par un écoulement de type **spasmodique**. En cas de forte pluie ou de brusque fusion de neige, leur débit devient très important avec une grande capacité de transport (**lave torrentielle**, cf. fiche 4.2.6). Le bassin versant torrentiel comporte trois parties bien distinctes (fig. 1) :

- Le **bassin de réception**, situé à l'amont, présente une forme en entonnoir. Les eaux de pluie ou de fonte des neiges y sont recueillies et s'y concentrent dans de multiples talwegs qui suivent la pente pour rejoindre le chenal principal (fig. 2).
- Le **canal (ou chenal) d'écoulement**, étroit et souvent encaissé, où toutes les eaux récoltées au niveau du bassin de réception se rassemblent pour s'écouler vers l'aval.
- Le **cône de déjection**, situé à l'aval, à l'endroit où la pente diminue provoquant une diminution de la compétence du cours d'eau et donc le dépôt de la charge sédimentaire transportée depuis l'amont. Il présente une forme en éventail, bombé et élargi vers le bas (fig.3). Lorsque le cours d'eau se termine dans un lac, il pourra former un "delta" (fig. 4 & 5).

Le matériel sédimentaire est pris en charge au niveau du bassin de réception, puis transporté par le cours d'eau dans le canal d'écoulement et déposé ensuite sur le cône de déjection. Le système torrentiel est apparemment relativement simple. Le détail de son fonctionnement, en particulier de sa dynamique sédimentaire (déclenchement, ampleur et fréquence de laves torrentielles par exemple), apparaît comme bien plus complexe et demeure souvent mal compris.

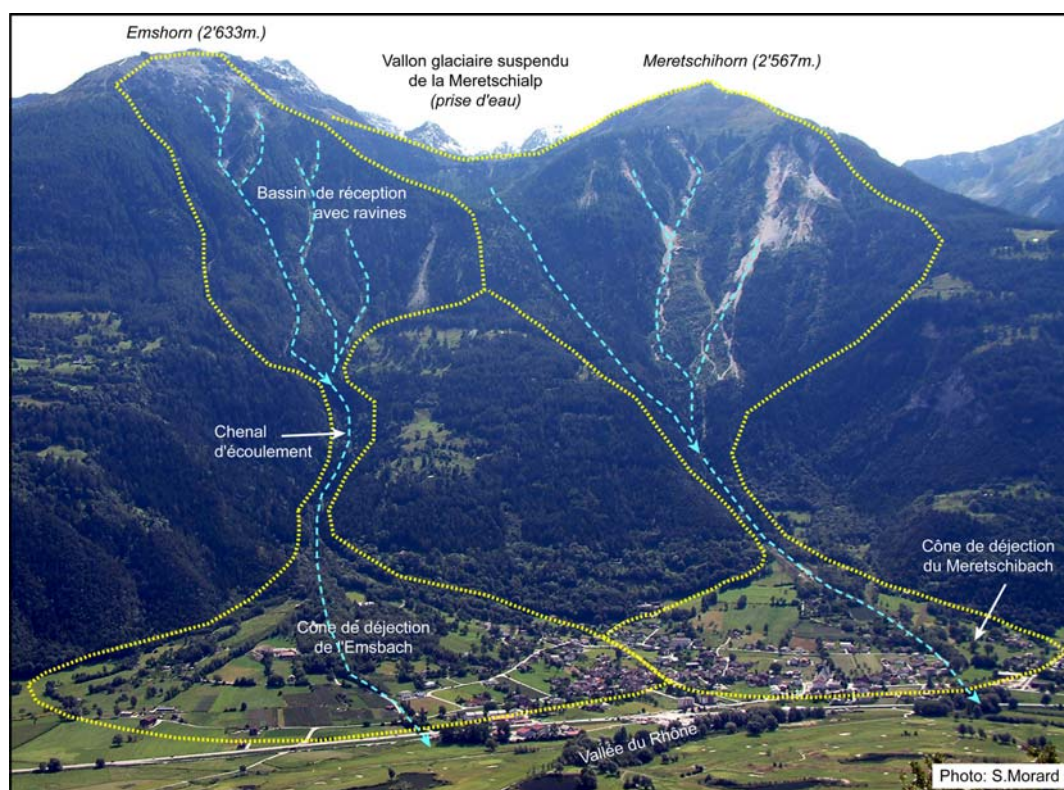


Fig. 1 – Systèmes torrentiels de l'Emsbach et du Meretschibach (Agarn, VS).

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE



Fig. 2 – Avec ses 400ha de superficie et ses 1000 mètres de haut, le bassin de réception du système torrentiel de l'Ilgraben (Loèche, VS) représente le plus grand cirque d'érosion des Alpes. La répétition de laves torrentielles a formé un énorme cône de déjection, occupant toute la largeur de la vallée du Rhône. Ce dernier a repoussé le fleuve contre le coteau de Loèche. A l'aval de ce barrage naturel, des rapides se sont formés formant une plaine alluviale d'importance nationale.



Fig. 3 – Cône de déjection du Grosse Loibinbach (Fafleralp, Lötschental, VS)

■ DYNAMIQUE FLUVIATILE



Fig. 4 – Cônes de déjection torrentiels se terminant dans le lac du Louché (Vallon de Réchy, VS).

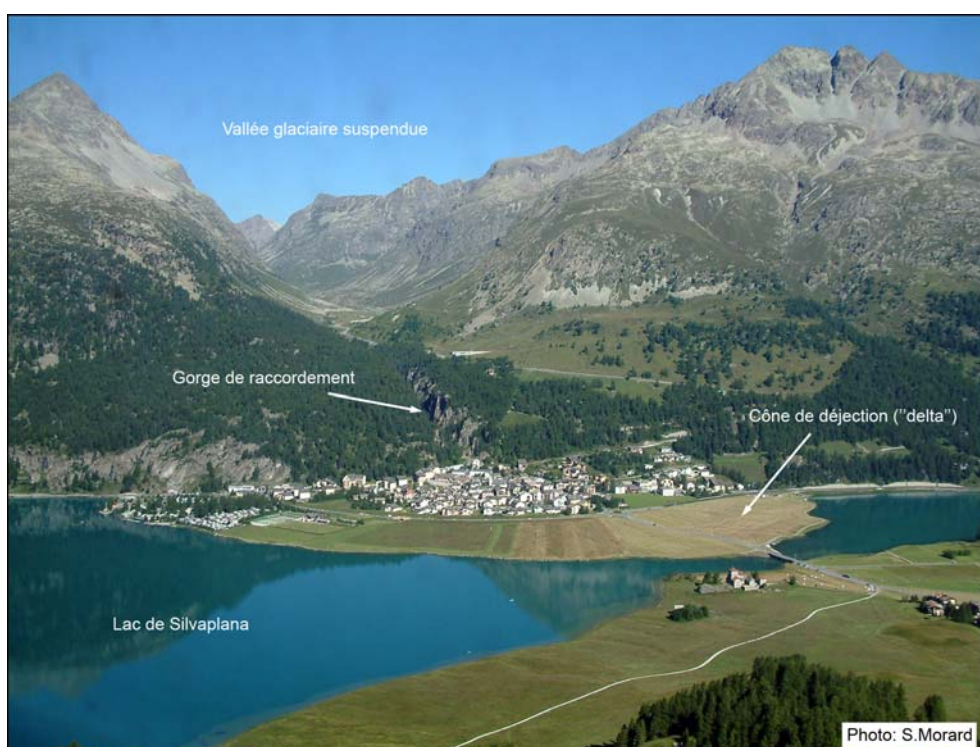


Fig. 5 – Delta de Silvaplana (Haute-Engadine, GR).