

3.1 Les dépôts glaciaires

 geomorphologie-montagne.ch/les-depots-glaciaires/

Les dépôts glaciaires sont des matériaux meubles accumulés par un glacier ou influencés directement par la présence d'un glacier. On les observe soit en accumulations informes, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, soit en forme de relief délimitant généralement une position de stationnement d'un glacier.

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

- les dépôts **glaciaires**, constitués par les moraines (terme créé par Horace-Bénédict de Saussure à la fin du XVIII^e siècle) ;
- les dépôts **fluvio-glaciaires**, liés à la double activité de processus glaciaires et fluviaux ;
- les dépôts **glacio-lacustres**, qui s'accumulent dans des lacs influencés par la dynamique glaciaire.

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, 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 (les blocs sont 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, par exemple, 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 qui les a construites (fig. 3). 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. 4), les moraines **frontales**, résultant du dépôt devant le glacier de sédiments transportés dans ou sur la glace, (fig. 5) et les moraines **médianes** résultant de la coalescence de deux moraines latérales (fig. 6). Lorsque les accumulations morainiques frontales ont été particulièrement importantes et que la moraine frontale domine le versant sous forme d'une grosse accumulation à forte pente, on parle de **bastion morainique**. 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 formes 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. 7). Les drumlins sont souvent disposés en groupes, formant des **champs de drumlins** (fig. 8).

Une **moraine de névé** est une crête qui résulte de l'accumulation de débris ayant glissé sur une tache de neige permanente (fig. 9). Le terme "moraine" est cependant inadéquat dans la mesure où il n'y a pas de transport ni de processus glaciaire.



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

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



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

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

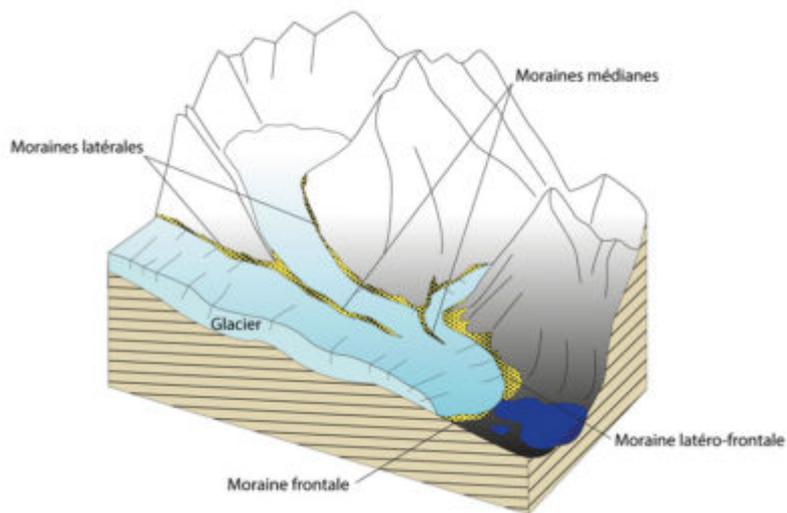


Fig. 3 – Schéma d'un appareil glaciaire triple avec ses différentes moraines (adapté d'après ASCD73).

Fig. 3 – Schéma d'un appareil glaciaire triple avec ses différentes moraines (adapté d'après ASCD73).



Fig. 4 – Moraines latérales du glacier des Pèlerins (Chamonix, France).

Fig. 4 – Moraines latérales du glacier des Pèlerins (Chamonix, France).



Fig. 5 – Moraines latéro-frontales des glaciers des Nantillons et de Blaitière (Chamonix, France).

Fig. 5 – Moraines latéro-frontales des glaciers des Nantillons et de Blaitière (Chamonix, France), formant des bastions morainiques.

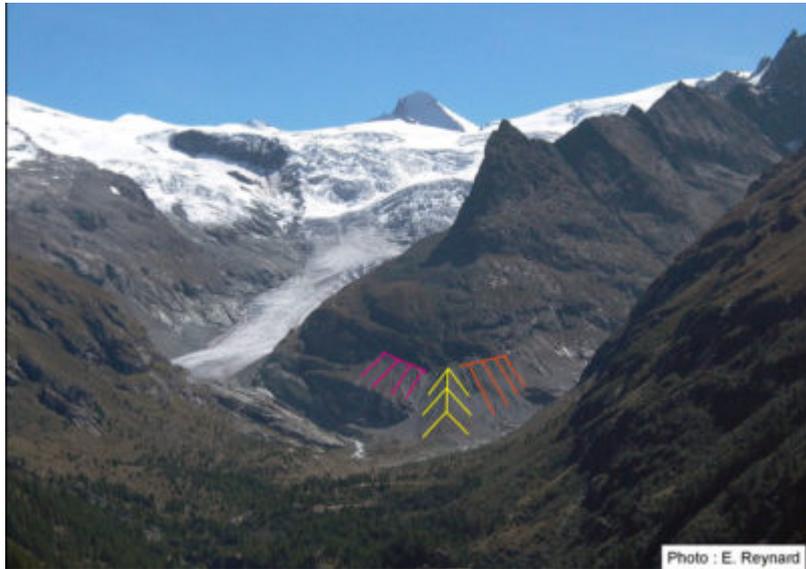


Fig. 6 – Moraines latérales des glaciers de Ferpècle (à gauche ; en rose) et du Mont Miné (à droite, en orange). Le glacier du Mont Miné n'est pas visible sur la photo. Moraine médiane formées lorsque les deux glaciers étaient encore coalescents (au centre, en jaune) (Val d'Hérens, VS).

Fig. 6 – Moraines latérales des glaciers de Ferpècle (à gauche ; en rose) et du Mont Miné (à droite, en orange). Le glacier du Mont Miné n'est pas visible sur la photo. Moraine médiane formées lorsque les deux glaciers étaient encore coalescents (au centre, en jaune) (Val d'Hérens, VS).



Fig. 7 – Drumlin dans la vallée de l'Aar en aval de Thoune (BE).

Fig. 7 – Drumlin dans la vallée de l'Aar en aval de Thoune (BE).



Fig. 8 – Champ de drumlins dans la plaine entre Thoune et Berne.

Fig. 8 – Champ de drumlins dans la plaine entre Thoune et Berne.



Fig. 9 – “Moraine” de névé (Col du Brotset, VS).

Fig. 9 – “Moraine” de névé (Col du Brotsé, VS).

3.2 Les dépôts fluvio-glaciaires

 geomorphologie-montagne.ch/les-depots-fluvio-glaciaires/

En période de réchauffement du climat, la fonte de la glace provoque la libération de grandes quantités d'eau, sous le glacier, sur ses côtés ou sur son front (fig. 1). Ces eaux sont généralement chargées en sédiments très fins contenus dans la glace, la « farine glaciaire », ce qui leur donne une couleur laiteuse.

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 et glacio-lacustres. Dans les Alpes, on délimite la marge proglaciaire active par les moraines du Petit Âge Glaciaire (1350-1850 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 signifiant « sable »). 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 proglaciaire (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, ce qui amène 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) (fig. 6).

Parmi les formes qui caractérisent une marge proglaciaire, on peut encore distinguer les **kames** (terme d'origine écossaise), qui sont des accumulations sablo-graveleuses à flancs raides formées par des dépôts supra- ou paraglaciers. Les kames sont souvent associées aux **kettles**, petites dépressions au sein des sédiments glaciaires parfois remplies d'eau, provenant de la fonte de glace morte. Les formations appelées **terrasses de kame** sont, quant à elles, des accumulations de sédiments qui se sont déposés entre le flanc d'une vallée et la bordure d'un glacier. Elles sont souvent confondues avec les terrasses fluvio-glaciaires à cause de leur morphologie similaire, notamment la présence d'un talus abrupt. Cependant, elles se distinguent par le talus le plus souvent accidenté par des glissements en marches d'escalier) et parfois par la présence de kettles dus à la fonte de noyaux de glace. Autre forme caractéristiques des marges proglaciaires, les **eskers** (terme irlandais signifiant « crête ») sont des crêtes sédimentaires résultant du remplissage de tunnels intra- ou sous-glaciaires (fig. 7).

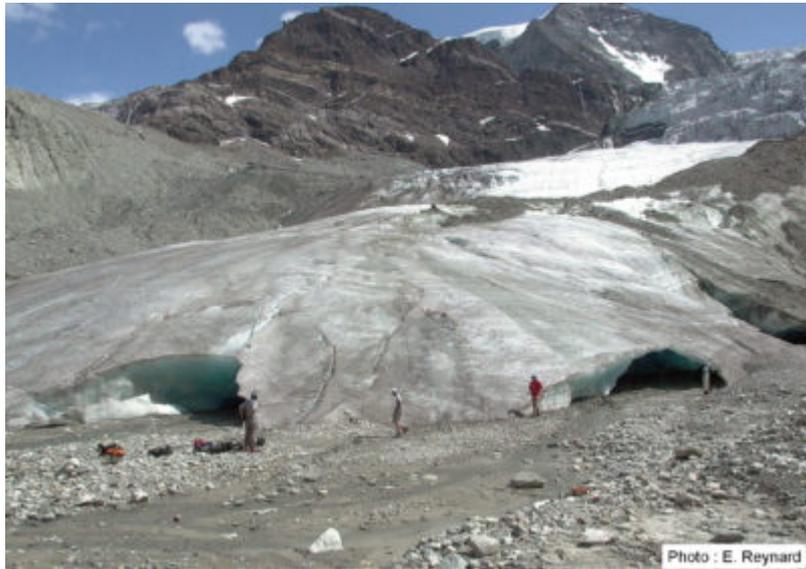


Fig. 1 – Partie frontale, avec portails glaciaires, du glacier de Tourtemagne (Turtmanntal, VS).

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

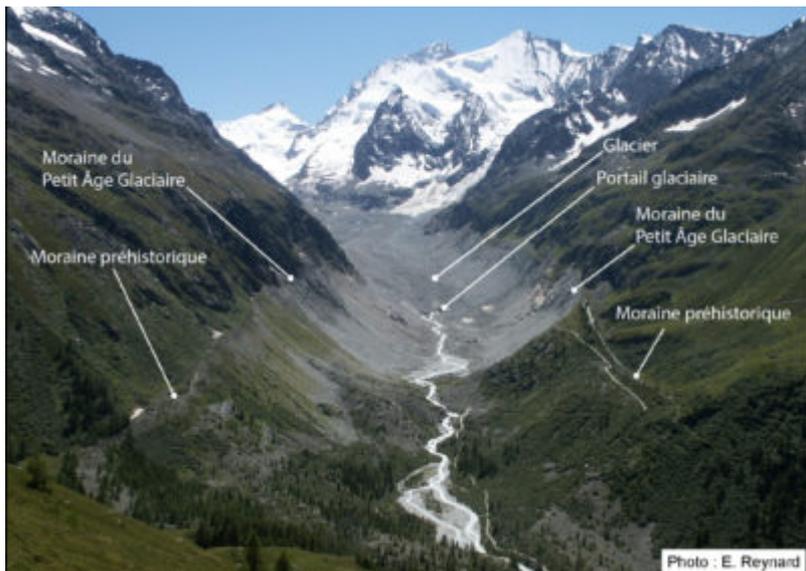


Fig. 2 – Marge proglaciaire du glacier de Zinal, délimitée par le complexe des moraines préhistoriques et historiques. Les moraines historiques datent du Petit Âge Glaciaire (Val de Zinal, VS).

Fig. 2 – Marge proglaciaire du glacier de Zinal, délimitée par le complexe des moraines préhistoriques et historiques. Les moraines historiques datent du Petit Âge Glaciaire (Val de Zinal, VS).



Fig. 3 – Un sandur au Vatnajökull (Islande).

Fig. 3 – Un sandur au Vatnajökull (Islande).



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

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



Fig. 5 – Terrasses sur la commune de Haut-Intyamou (Haute Gruyère, FR). Le niveau supérieur correspond à des dépôts d'épandage fluvio-glaciaire du glacier de l'Hongrin, aujourd'hui disparu, tandis que les niveaux inférieurs sont des terrasses alluviales de la rivière de l'Hongrin.

Fig. 5 – Terrasses sur la commune de Haut-Intyamou (Haute Gruyère, FR). Le niveau supérieur correspond à des dépôts d'épandage fluvio-glaciaire du glacier de l'Hongrin, aujourd'hui disparu, tandis que les niveaux inférieurs sont des terrasses alluviales de la rivière de l'Hongrin.

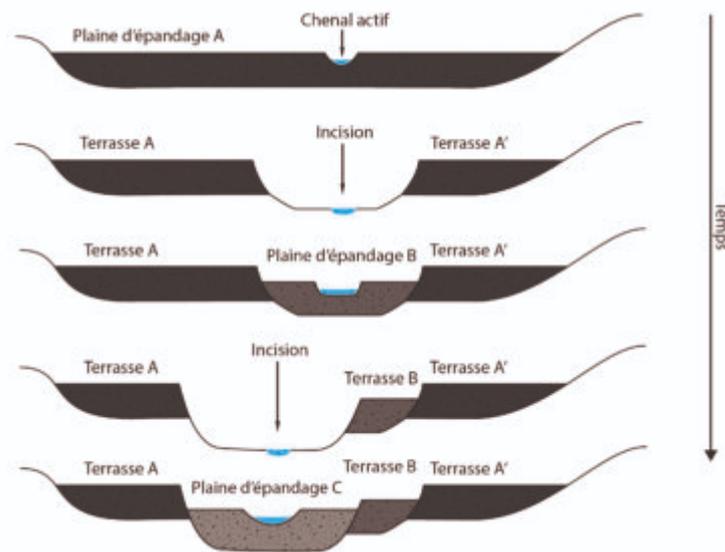


Fig. 6 – Formation de terrasses fluvio-glaciaires (modifié d'après Lowe et Walker, 1984).

Fig. 6 – Formation de terrasses fluvio-glaciaires (modifié d'après Lowe et Walker, 1984).



Fig. 7 – Remplissage fluvio-glaciaire d'un esker de la calotte jurassienne au Brassus (Vallée de Joux, VD).

Fig. 7 – Remplissage fluvio-glaciaire d'un esker de la calotte jurassienne au Brassus (Vallée de Joux, VD).

3.3 Les dépôts glacio-lacustres

 geomorphologie-montagne.ch/les-depots-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) (fig. 3) ou à l'arrière des arcs morainiques frontaux. Le Léman est un lac d'ombilic, tout comme les lacs du pied du Jura (Lac de Neuchâtel, Lac de Bienne, etc.) ainsi que les lacs de la bordure septentrionale des Alpes (Lac de Thoune, Lac des Quatre Cantons, etc.).

La granulométrie 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 quand les débits sont plus importants).



Fig. 1 – Marge proglaciaire fortement aménagée du glacier de Moiry (Val de Moiry, VS).

Fig. 1 – Marge proglaciaire fortement aménagée du glacier de Moiry. (Val de Moiry, VS).



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

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 lac Lioson (VD).

Fig. 3 – Exemple de lac d'ombilic : le lac Lioson (VD).