



Miroirs de l'érosion des Alpes Suisse: Flysch, Molasse et dépôts glaciaires

Walter Wildi*
2022

*Département F.-A. Forel des sciences de
l'environnement et de l'eau
Université de Genève
Privé: 23, ch. des Marais
CH-1218 Le Grand Saconnex,
walter.wildi@unige.ch, 079 310 0039

Miroirs de l'érosion des Alpes Suisse: Flysch, Molasse et dépôts glaciaires

Walter Wildi*

2022

Table des matières

1.	En guise d'introduction: lacunes d'érosion dans l'histoire de la Terre	4
2.	De la mer alpine à l'édifice des nappes	6
3.	Altération, érosion et transport sédimentaire	11
4.	Flysch: subduction, début des plissements alpins et de l'histoire d'érosion	20
5.	Molasse: collision, soulèvement et érosion du relief alpin	28
6.	Pléistocène, période glaciaire: creusement et surcreusement des vallées	44
7.	Erosion post-glaciaire et actuelle	53
8.	Bilan de l'histoire d'érosion	54
	Glossaire	57
	Références bibliographiques	60
	Remerciements	61

Couverture:

- Mont Blanc, vue depuis Combloux (NW → SE)
- Flysch à Helminthoïdes, Jaun
- «Bunte Rigi-Nagelfluh» (Poudingue multicolore de la Rigi) , éboulement de Goldau
- Portail du Glacier du Mont-Miné

* Département F.A. Forel des sciences de l'environnement et de l'eau, Université de Genève
Privé: 23, ch. des Marais, CH-1218 Le Grand Saconnex, walter.wildi@unige.ch, 079 310 0039

1. En guise d'introduction: lacunes d'érosion dans l'histoire de la Terre

Les géologues aiment expliquer l'histoire de la Terre en faisant appel aux observations de terrain et aux résultats des recherches en laboratoire. Les plantes et animaux fossiles fournissent des informations sur l'évolution, la biodiversité et les conditions de vie il y a des milliers et des millions d'années; les signaux géochimiques renseignent sur les changements environnementaux majeurs, tels les fluctuations du niveau de la mer, ou les changements climatiques. Les sédiments aident de façon générale à reconstituer l'environnement physique du passé géologique, et les éruptions volcaniques peuvent être déduites à partir des horizons de cendres.

Ce que l'on oublie cependant souvent en suivant cette approche, ce sont les périodes pendant lesquelles aucun dépôt n'a eu lieu, les «lacunes sédimentaires», ou les périodes pendant lesquelles les témoins de l'histoire de la terre ont été effacés, notamment par l'érosion. À l'endroit où l'érosion a eu lieu, il ne reste alors généralement rien d'autre qu'une lacune, donc un «trou» d'information. Cette lacune peut éventuellement être datée, l'étendue des informations manquantes peut être estimée, mais elle ne peut pas être comblée.

Les chaînes alpines sont le résultat d'une histoire longue de 300 millions d'années de mouvements de plaques entre l'Afrique et l'Europe, accompagnés d'autres processus naturels, tels que les changements climatiques, le développement et la transformation de la faune et de la flore, et bien plus encore. Et, ce que nous observons aujourd'hui comme le résultat de ces processus, ce ne sont pas les plus hauts sommets de tous les temps. Car, en même temps que la chaîne de montagnes s'élevait au-dessus du niveau de la mer, les sommets se faisaient éroder..

Nous admirons aujourd'hui cette belle chaîne de montagnes que sont les Alpes; mais elle n'est pas «complète». Et ce qui lui manque, est le sujet de ce petit livre.

Au cours du soulèvement des Alpes, les produits de l'érosion, argiles, sables et graviers, ont été emportés soit vers le sud, vers le bassin du Pô et la mer Adriatique, soit vers le nord, vers l'avant-pays alpin et, via la vallée du Rhône, vers la Méditerranée, ou encore vers l'est, vers le Bassin pannonien. Dans le bassin du Pô, il est difficile de faire le bilan de ces matériaux cachés dans les profondeurs du bassin. Au nord, c'est plus facile pour une longue période géologique, à savoir pour toute l'histoire de sédimentation de la molasse sur les cônes alluviaux établis le long du front des Alpes. Ici, au nord de la chaîne, seule la fraction fine, emportée vers la Méditerranée, et dans une moindre mesure dans le bassin pannonien à l'est, fait défaut.

Avec ce guide, nous retracions l'histoire de l'érosion alpine, depuis les premiers signes de la formation des Alpes, c'est-à-dire la première subduction dans la mer alpine au cours du Crétacé. Ce faisant, nous nous limitons essentiellement à la description des brèches et conglomérats en tant que produits de l'érosion. Tout géologue ou amateur de la géologie peut ainsi examiner lui-même ces roches sur le terrain et se faire sa propre opinion sur la question.

Cette brochure n'est ni complète ni exhaustive; elle se limite à quelques descriptions par tranche de temps à titre d'exemple. En suivant cette démarche, nous ne pouvons pas nous passer du vocabulaire scientifique, mais nous espérons que le glossaire figurant à la fin de ce volume aidera le lecteur à mieux comprendre le propos.

Dans ce guide de l'érosion alpine, nous nous exprimons souvent comme si un produit de l'érosion (gravier, sable) montrait une image exacte de la montagne érodée. Ce n'est malheureusement pas le cas, comme le soulignait déjà A. Matter (1964) dans sa thèse de doctorat :

"Bien sûr, les galets contenus dans un banc de poudingue ne correspondent pas quantitativement aux conditions d'affleurement réelles dans l'arrière-pays, car un enrichissement des roches plus résistantes a lieu pendant le transport vers l'avant-pays. L'analyse des galets donne donc une image déformée des processus érosifs et tectoniques dans l'arrière-pays".

Et pourtant, nous nous y tenons, en gardant simplement toujours en mémoire que nous n'observons à l'affleurement avec des conglomérats et brèches qu'une image approximative d'une réalité sans doute plus complexe des terrains érodés.

Dans ce guide, la grande majorité des observations est localisée par une coordonnée. Cela permet au lecteur avisé de se forger son propre avis sur le terrain. Les affleurements décrits et localisés ici ont tous été choisis de façon à ce qu'un randonneur puisse les atteindre sans trop de difficultés. Cependant, ils ne sont pas toujours accessibles en fauteuil roulant.

Les affleurements rocheux sont la plupart du temps situés sur des terrains plutôt escarpés, où il faut faire attention aux chutes de pierres et autres instabilités de terrain. Alors, chers visiteurs, soyez prudents !

2. De la mer alpine à l'édifice des nappes: histoire des Alpes

La formation des Alpes est le résultat de la tectonique des plaques. Cette tectonique peut être décrite, de façon simplifiée, comme suit (résumé de Wildi 2020):

Les plaques terrestres s'éloignent des deux côtés des dorsales médo-océaniques. Ces dorsales sont des centres volcaniques où des magmas basaltiques montent depuis l'asthénosphère à la surface, s'écoulent et refroidissent au fond de la mer pour former les «ophiolites» de cette nouvelle lithosphère océanique.

La surface de la nouvelle lithosphère créée par la dérive des continents est compensée ailleurs: de la lithosphère océanique plus ancienne s'enfonce alors sous une autre plaque le long d'une zone de subduction. De telles subductions peuvent avoir lieu sous un continent (la plaque du Pacifique est subductée sous les Andes), ou sous une autre croûte océanique (subduction dans la fosse des Mariannes, subduction de Java).

Les zones de subduction forment des chaînes de montagnes et sont souvent accompagnées de volcans, où des magmas provenant de la fusion des roches, de l'eau et des gaz sont éjectés en surface.

Lorsque deux continents se rencontrent, on parle de collision plutôt que de subduction. La formation des Alpes a commencé avec la subduction de la partie océanique de la mer alpine et s'est terminée avec la collision entre l'Afrique et l'Europe.

La fig. 1 montre les mouvements des plaques terrestres depuis le Permien, il y a 255 millions d'années, lorsque l'Afrique et l'Eurasie étaient unies au sein du continent Pangée. Puis, les continents se sont séparés; la Téthys océanique avança entre l'Afrique et l'Eurasie d'est en ouest, formant la mer alpine. Dans le même temps, l'Atlantique s'est ouvert. Au Crétacé inférieur, il y a environ 120 millions

d'années, la mer entre les deux blocs continentaux a de nouveau commencé à se rétrécir par la subduction de la lithosphère océanique sous le continent africain.

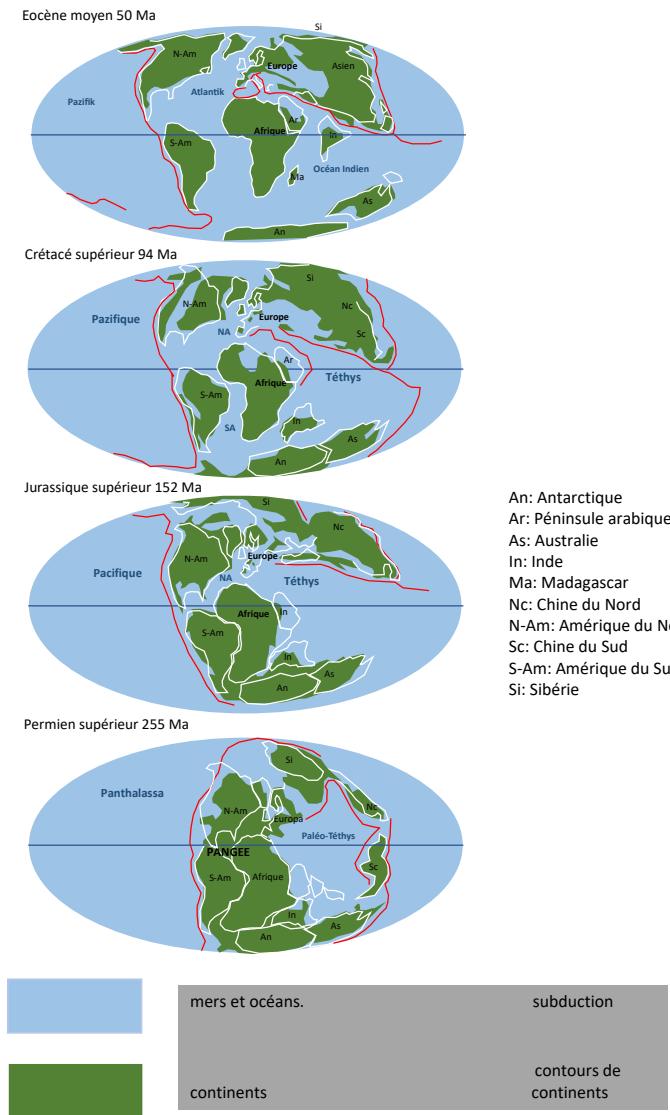
La subduction a commencé dans les Alpes orientales au cours du Crétacé inférieur et a atteint les Alpes de Suisse occidentale il y a 94 millions d'années, pendant le Turonien. A la limite entre l'Éocène et l'Oligocène, il y a environ 34 millions d'années, la subduction est passée à la collision entre l'Afrique et l'Eurasie.

La fig. 3 est une coupe géologique simplifiée à travers la Suisse occidentale, montrant l'architecture complexe de l'édifice des nappes alpines, puis le passage à l'avant-pays européen au nord et au bloc continental adriatique, un éperon de l'Afrique, au sud.

A l'aide des informations fournies par les structures géologiques et la composition des roches, il est possible de reconstruire le film de la formation, puis et de la destruction de la chaîne de montagnes par l'érosion.

Les arguments qui permettent la reconstruction de la mer alpine comprennent les relations géométriques entre les différentes unités géologiques et les données structurales; des informations concernant l'âge sont obtenues grâce aux fossiles et aux données géochronologiques (pour l'échelle des temps géologiques, voir la fig. 2), les informations sur les conditions de dépôt des roches sont déduites de la composition et des structures des sédiments. En tenant compte de toutes ces informations, les relations géométriques entre les unités géologiques (la « palinspastique »), puis l'histoire des paysages et des écosystèmes (la «paléogéographie») peuvent être reconstruites (Wildi 2020; pour une description détaillée voir aussi le livre «Géologie des Alpes» de O.A. Pfiffner, 2015).

La paléogéographie de la mer alpine il y a 150 millions est esquissée sur les fig. 4, 5 et 6. Du nord au sud on identifie les domaines paléogéographiques suivants:



Ere	Période	Epoque	Mio années
Cénozoïque	Néogène	Holocène	0.01
		Pléistocène	2.6
		Pliocène	5
		Messinien Tortonien Serravallien Laghien Burdigalien Aquitanien	23
	Paléogène	Miocène	34
		Oligocène	56
		Chattien Rupélien	65
		Priabonien	100
		Eocène	145
		Bartonien Lutetien Yprésien	200
		Paléocène	252
Mésozoïque	Crétacé	Maastrichtien Campanien Santonien Coniacien Turonien Cénomanien	
		Crétacé sup.	
		Crétacé inférieur	
		Malm	
		Dogger	
	Jurassique	Lias	
	Trias		

Figure 1 : reconstruction de la position des plaques terrestres du Permien (255 millions d'années) à l'Éocène moyen (50 millions d'années). Simplifiée d'après www.scotese.com, de Wildi (2020, Fig. B5).

Figure 2 : temps géologiques du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Pendant le Mésozoïque, les domaines paléogéographiques du Jura, de l'avant-pays (notamment du **Plateau suisse**) et le **Domaine helvétique**, avec la zone des «massifs externes» (Massif de l'Aar, Aiguilles Rouge et Massif du Saint-Gothard) au nord et la zone de provenance des Nappes helvétiques au sud, constituaient une vaste plate-forme marine près de la marge continentale de l'Europe vers la mer alpine (fig. 4). Les séquences sédimentaires passent d'évaporites (gypse, sel) et autres sédiments continentaux de climat aride au Trias à des carbonates (dolomies, calcaires, marnes et intercalations argileuses) de plate-forme carbonatée marine au Jurassique et au Crétacé. Les variations de faciès sédimentaires et des lacunes sédimentaires s'expliquent par les fluctuations du niveau marin et les variations de la subsidence de la croûte terrestre.

L'Ultrahelvétique est le domaine paléogéographique situé au sud du Domaine helvétique. Dans cette zone d'amincissement de la croûte continentale, les faciès sédimentaires indiquent une forte subsidence, en particulier à partir du Jurassique supérieur.

Nord-pennique (également connu sous le nom de «Bassin Valaisan»): le terme désigne un bassin profond, orienté est-ouest, qui s'est formé à partir de la fin du Jurassique, puis grand ouvert au début du Crétacé. Ce bassin a piégé les boues et les sables provenant de l'érosion des premiers reliefs alpins et probablement de quelques massifs émergés sur le continent européen, qui donneront les «Schistes des Grisons» et les «Schistes Valaisans». Des affleurements en Valais indiquent que des laves basaltiques océaniques ont déjà coulé dans ce bassin au cours du Jurassique supérieur.

Pennique moyen (Briançonnais): ce domaine paléogéographique est représenté dans les Alpes de Suisse occidentale par les «Préalpes Médianes», la Nappe de Siviez-Mischabel et celle du Mont Rose

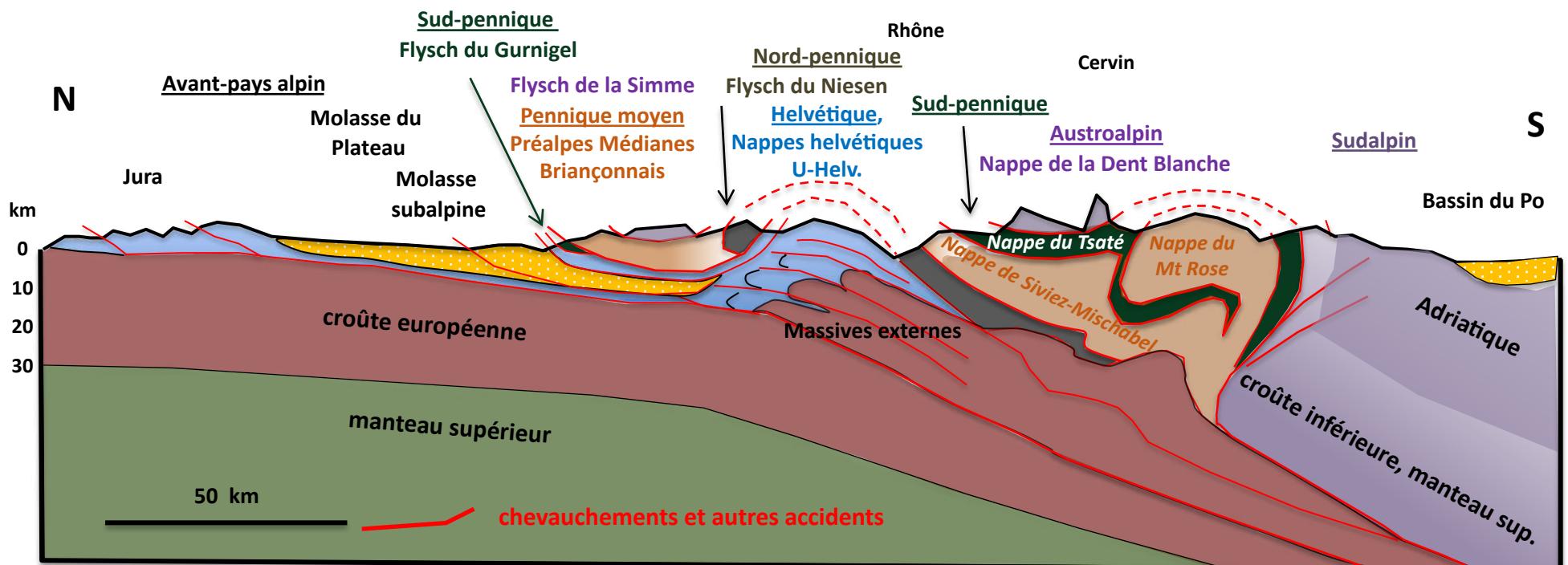
(fig. 3). Plus à l'est, le Moléson, les Mythen et les Nappes du Schams faisaient également partie de ce haut-fond. Les sédiments de plateforme carbonatée du Trias au Crétacé inférieur sont surmontés de sédiments pélagiques, de mer ouverte, du Crétacé supérieur et du Paléogène. Le Briançonnais comporte une croûte continentale européenne.

Sud-pennique (Bassin liguro-piémontais): la plate-forme Briançonnaise se terminait au sud de façon abrupte vers le Bassin liguro-piémontais. À la limite entre les deux domaines, une puissante séquence de brèches s'est accumulée sur cet abrupt topographique dès le début du Jurassique. Nous la trouvons aujourd'hui en tant que Nappe de la Brèche dans l'édifice des Préalpes et comme Brèche du Falknis dans les Grisons (fig. 6, 7). Dans les nappes provenant du Bassin liguro-piémontais (nappes de Zermatt-Saas-Fee, du Tsaté, d'Avers, de Platta- et d'Arosa) les sédiments océaniques (argilites rouges, radiolarites) sont accompagnés au Jurassique et pendant une partie du Crétacé de roches volcaniques basaltiques, appelées «ophiolites». Ces roches volcaniques comprennent des métababasaltes, métagabbros, serpentinites et des prasinites. Dans certains cas, les morphologies de ces roches révèlent les formes héritées de leur lieu de formation au fond de l'océan, des laves en coussins. Ces roches d'origine volcaniques ont été métamorphosées (transformées sous pression et à haute température) pendant la formation des Alpes. Les nappes d'origine sud-pennique se trouvent actuellement dans une position tectonique élevée (fig. 3). Elles ont en conséquence été intensément érodées au fil du temps, et leur répartition initiale est difficile à reconstituer, comme nous le verrons plus loin. L'étendue géographique du Bassin liguro-piémontais au cours du Jurassique et du Crétacé est également difficile à évaluer, car une partie importante du fond océanique a été engloutie par la subduction lors du rapprochement entre l'Afrique et l'Eurasie.

L'Astroalpin appartenait à l'origine à l'éperon adriatique de l'Afrique (fig. 5). Au cours de l'orogenèse, il a été décollé de son substrat et transporté vers le nord, pour recouvrir les nappes penniques. Les Nappes austroalpines inférieures sont constituées de roches cristallines (granites et gneiss) surmontées d'épaisses séquences sédimentaires du Mésozoïque. Dans l'Astroalpin supérieur, le cisaillement s'est produit dans les puissantes formations carbonatées du Trias. Ces nappes ont une grande extension dans les Alpes orientales. Dans les Alpes occidentales, seule la Nappe de la Dent Blanche et les flyschs de la Nappe de la Simme et de la Nappe des Gets leur sont attribués.

Sudalpin: ce terme fait référence à l'éperon adriatique autochtone de l'Afrique, s'avancant au nord dans la mer alpine, avec sa croûte continentale et une épaisse couverture sédimentaire. Le développement de l'Astroalpin et du Sudalpin était similaire à partir du Trias, avec une forte subsidence et de puissants dépôts de carbonates (dolomies, calcaires) du Trias au Jurassique inférieur. La séquence sédimentaire continue avec des sédiments condensés déposés sur une plate-forme et dans des bassins profonds à l'intérieur de cette plate-forme. La plate-forme carbonatée avec des sédiments de mer peu profonde du Friouli se situe au sud-est de ce domaine.

La fig. 6 montre une coupe géologique schématique à travers la mer alpine à la fin du Jurassique, il y a 150 millions d'années.



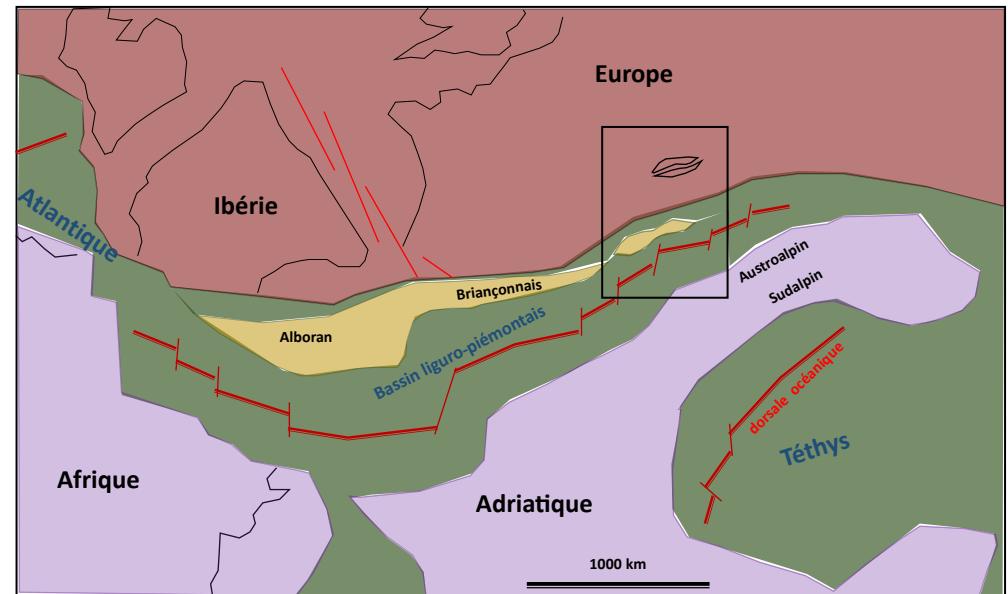
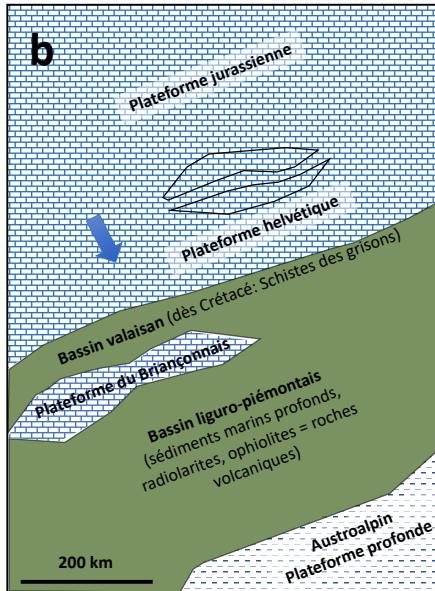
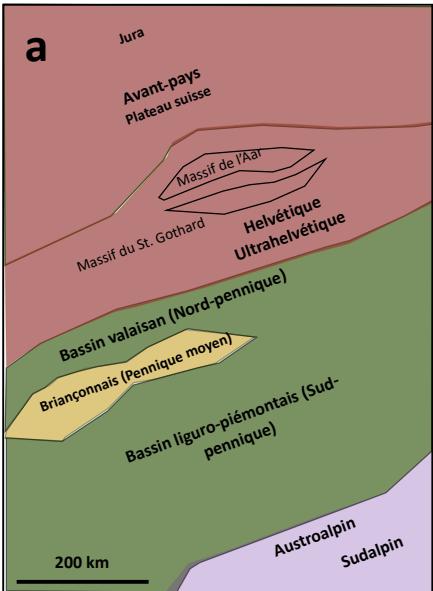


Figure 4a : reconstitution palinspastique (géométrique) de la mer alpine à la fin du Jurassique, il y a env. 150 millions d'années. **b:** paléogéographie, zones de dépôt dans la mer alpine (Wildi & Uttinger 2019); flèche: piste profil Fig. 4).

Figure 5 : la mer alpine (cadre noir, fig. 4) dans son contexte paléogéographique à la fin du Jurassique (environ 150 millions d'années).

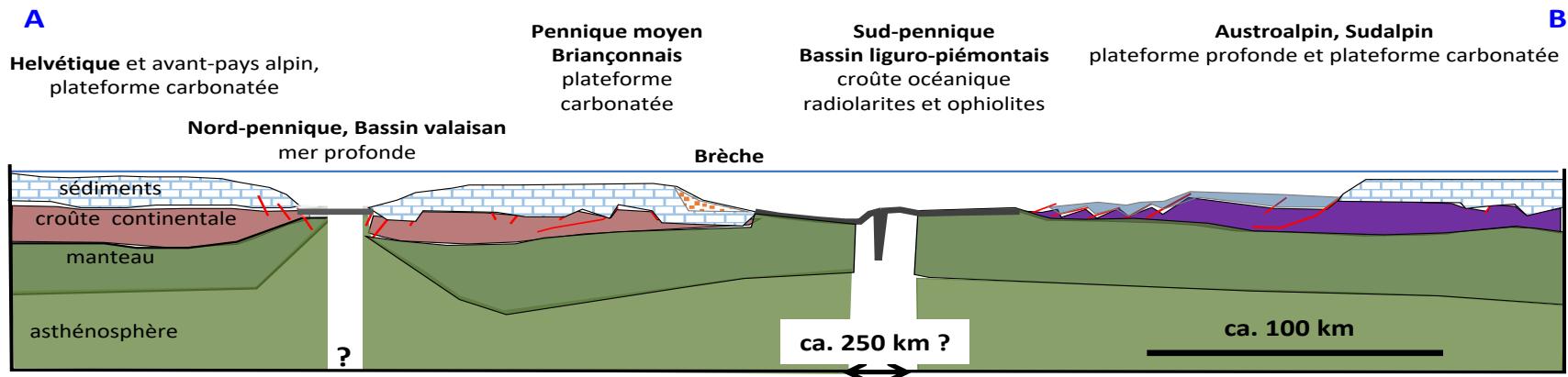


Figure 6 : coupe schématique à travers la mer alpine à la fin du Jurassique (Wildi 2020, légèrement modifié); trace du profil voir fig. 4b.

3. Altération, érosion et transport sédimentaire

D'importantes érosions sont connues dans la mer alpine depuis 200 millions d'années, lorsque l'Europe et l'Afrique ont commencé leur séparation. Un bon exemple est la formation de la brèche qui constitue aujourd'hui en grande partie la Nappe de la brèche des Préalpes. Cette brèche est essentiellement formée de débris pluri-centimétriques anguleux provenant du démantèlement de la bordure méridionale de la plate-forme du Briançonnais et de leur transport par des coulées de boue sur la pente raide de la mer liguro-piémontaise (fig. 6, 7). Une condition préalable à la formation de cette brèche était le développement d'un relief abrupt, dont les bordures ont été déstabilisées et érodées par la suite.

Les premiers produits d'érosion des débuts du plissement alpin, provoqué par le rapprochement de l'Afrique et de l'Europe, se trouvent dans les Préalpes de Suisse occidentale à partir du milieu du Crétacé, du Turonien, il y a 94 millions d'années. Ce sont les conglomérats de Mocausa dans la Nappe de la Simme.

Pour qu'une roche solide soit érodée, elle doit d'abord être dégradée, c'est-à-dire altérée. Le processus de l'altération est dû, soit à des processus biologiques (pression des racines), physiques (contrastes thermiques, gélification, érosion fluviatile) ou chimiques (corrosion, dissolution).

En géologie, le terme «érosion» fait référence aux processus qui conduisent à l'abrasion du relief. Une distinction est faite entre l'érosion sous le niveau de l'eau et l'érosion au-dessus du niveau de l'eau.



Figure 7 : brèche de la Nappe de la brèche formée sur les pentes abruptes entre la plate-forme briançonnaise et le bassin profond du Liguro-Piémontais ; **a:** brèches fines avec des débris de schistes métamorphiques, de dolomies jaunes et de calcaire gris; **b:** faciès avec des éléments de calcaire gris (Brèche du Chablais, Praz de Lys; Wildi 2020).



Figure 8: dépôt de coulée de boue («mud-flow»), conglomérat à matrice argilo-sableuse dans le Flysch de la Mocausa (Coo. 46.412948 / 7.042757).

Dans le cas de l'érosion sous le niveau de l'eau, des sédiments instables et saturés en eau glissent sur une pente. Il peut s'agir de mouvements lents (rampants) ou de **coulée de boue («mud-flow»)**, **«debris-flow»**, fig. 8). Les matériaux argileux et sableux peuvent alors entrer en suspension, dévaler la pente sous-marine comme courants de turbidité (appelés **«turbidites»**, fig. 9, 10) et se déposer sur un cône sous- marin profond, au pied du talus. De tels courants sont souvent comparés à des avalanches de neige poudreuse.

Les dépôts de flysch sont constitués en grande partie de sédiments formés par ces courants de turbidité. Sur le terrain, les dépôts générés par des turbidites peuvent être reconnus grâce à leurs structures sédimentaires (fig. 9, 10), appelées «cycles de Bouma», selon l'auteur qui les a décrits en premier.

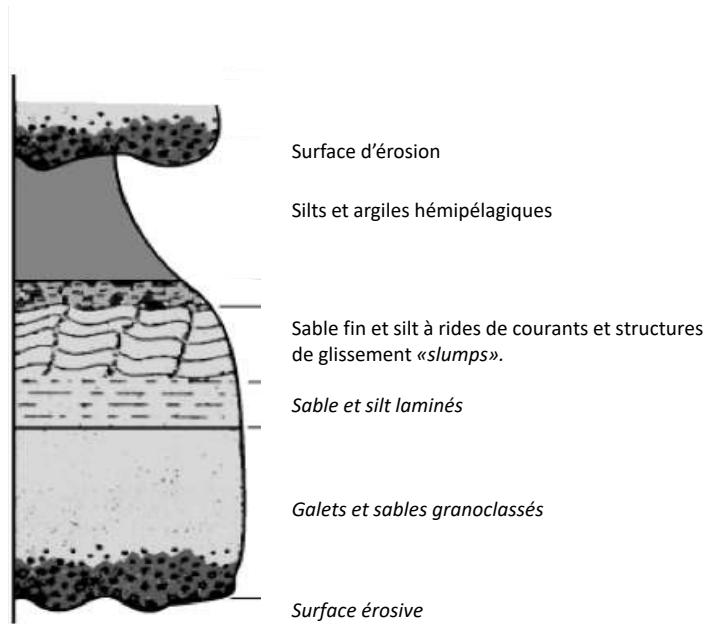


Figure 9: «cycle de Bouma»: structures sédimentaires d'un courant de turbidité (épaisseur: du décimètre au mètre; Wildi 2020).



Figure 10: «cycle de Bouma»: banc d'arenite (sable) calcaire d'environ 30 cm d'épaisseur avec des structures sédimentaires d'un cycle de Bouma dans le Flysch à helminthoïdes. La base de grès grossiers et de galets avec le contact érosif n'est pas présente dans cet affleurement.

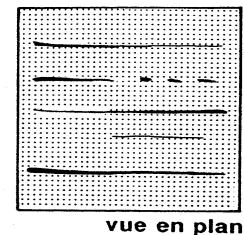
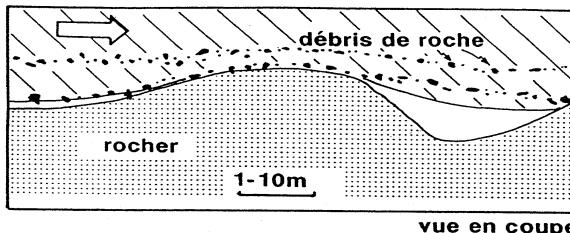
Dans les reliefs alpins, l'érosion peut être provoquée par le ruissellement de l'eau, par chute libre (chute de pierres, écroulement de falaise), éboulement, glissement de terrain, solifluxion, coulée de boue (lave torrentielle). Une grande partie du matériel érodé est ensuite transportée par les rivières et déposée sur des cônes de déjection, des plaines alluviales, dans des lacs et éventuellement dans la mer. La fig. 11 montre le passage d'un cône de déjection formé de laves torrentielles et d'avalanches à la plaine alluviale avec ses dépôts fluviatiles.



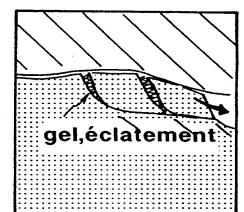
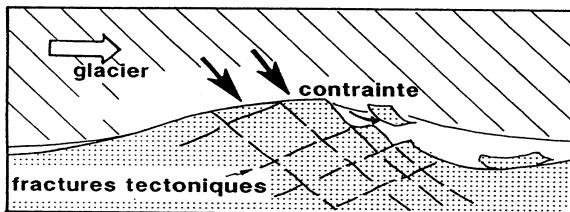
Figure 11: transition entre deux milieux de dépôt alpins, d'un cône de déjection avec dépôts fluviatiles, de laves torrentielles et d'avalanches à la plaine alluviale; rivière «La Niva» (Zinal) avec du lait glaciaire (Wildi 2019).

Dans les Alpes, les **glaciers** ont joué un rôle particulièrement actif dans l'érosion des reliefs depuis le début des périodes glaciaires il y a 2 millions d'années. Le schéma d'un glacier alpin est représenté à la fig. 13; les principes de l'érosion glaciaire sont expliqués dans la fig. 12.

ABRASION SOUS-GLACIAIRE



ARRACHEMENT SOUS-GLACIAIRE



EROSION PAR L'EAU

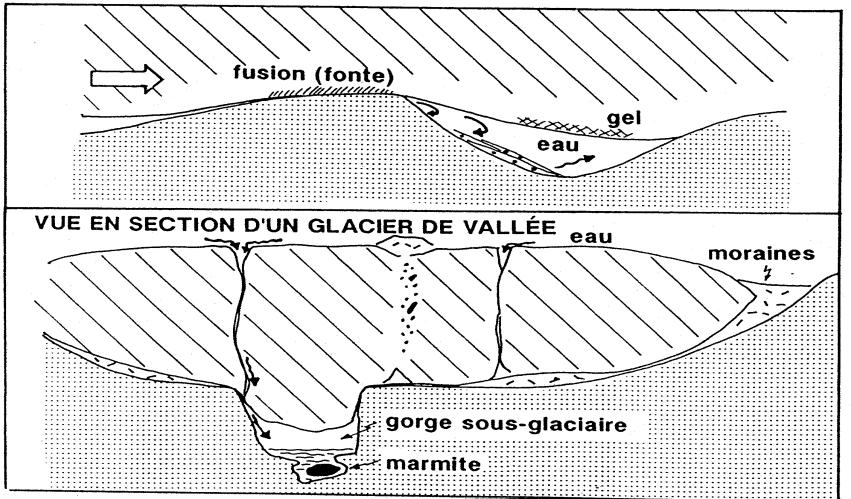


Figure 12 : schéma des différents mécanismes d'érosion glaciaire (Wildi et al. 2015, Wildi 2019).

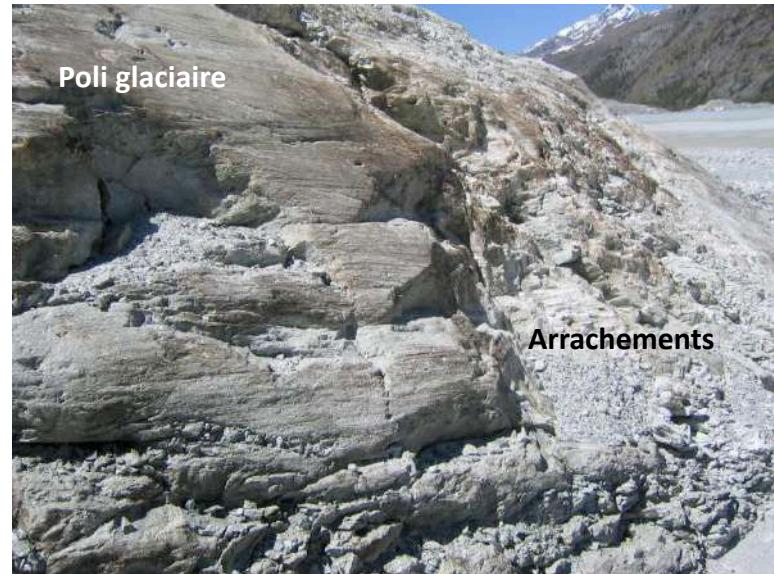
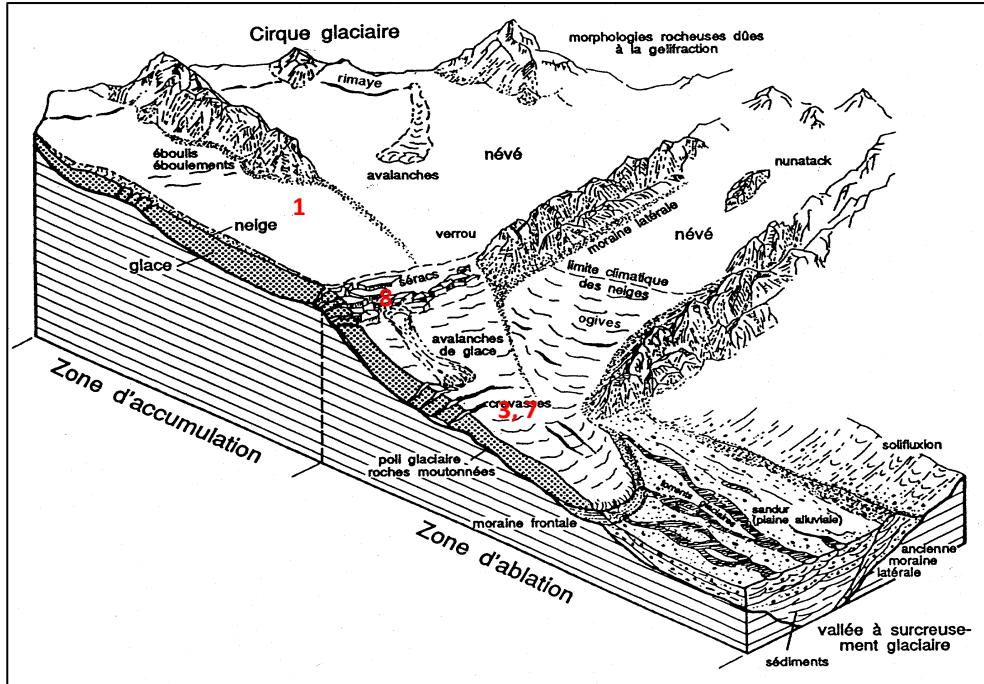


Figure 14: poli glaciaire et arrachements dans l'avant-pays du Glacier du Mont-Miné (Val d'Hérens, Wildi et al. 2015).

Figure 13: schéma d'un glacier alpin. Les névés **1** sont installés dans les cirques glaciaires **2** recouverts de neige jusqu'à la limite climatique des neiges. Les langues glaciaires **3** drainent la glace formée sur les névés. Les verrous glaciaires **4** correspondent à des resserrements des langues par des seuils et avançements rocheux. Les nunataks **5** peuvent émerger de la glace dans des endroits où le rocher a résisté à l'érosion. Le rocher sous le glacier est souvent modelé en roches moutonnées **6**, constituées de roches arrondies par abrasion, se terminant par un abrupt d'arrachement et une dépression. Les crevasses **7** sont des fissures dues aux contraintes internes (tensions) aux glaciers en mouvement, la rimaye est à la crevasse de départ des névés; les plissements internes de la glace sont connus comme ogives, les conduites d'eau verticales sont nommées moulins. Les Séracs **8** correspondent à des lames de glace dues à la cassure du glacier sur un seuil rocheux. Le matériel rocheux érodé par gélification, l'eau, les avalanches et le vent à la base et dans les pentes surplombant le glacier, se trouve accumulé en bordure et au front du glacier sous forme de moraines basales, latérales et frontales **9**. En cas de remaniement et de transport fluviatile, gravier et sable constituent le sandur **10** (plaine d'épandages proglaciaire) et les deltas des lacs proglaciaires.

Au-dessus de la surface du glacier, la roche est sujette au gel (**gélification**, fig. 13, 19). Elle crée des formes de terrains en ruines avec de nombreux débris et blocs. Sous le glacier, la roche est poncée par la glace qui glisse («**abrasion**», **poli glaciaire**, fig. 12, 14). En outre, le glacier arrache des fragments de roche le long de fissures et de fractures (processus de l' «arrachement»).

Le **transport glaciaire**, en particulier le transport sur le dos du glacier, mais en partie aussi à sa base avec la participation de l'eau de fonte, a conduit pendant les périodes glaciaires au cours des deux derniers millions d'années de l'histoire géologique, au transport de grandes quantités de débris de l'érosion des Alpes vers le Plateau suisse et le Jura. Les cordons de moraines, les moraines de fond (ou «basales», fig. 15), drumlins, blocs erratiques et terrasses fluviales (voir le chapitre 6) sont des dépôts et forment des paysages typiques.

L'**eau de fonte** qui s'écoule sous la glace est responsable du creusement de gorges et de marmites par cavitation (fig. 17). Les matériaux fins (sables et limons) provenant de l'abrasion sont transportés par la rivière glaciaire sous forme de lait glaciaire (fig. 11) et déposés principalement dans les lacs (également dans les réservoirs des barrages, fig 22). Les matières grossières (gravier et sable) se déposent dans l'avant-pays des glaciers sur les plaines et vallées alluviales («**sandur**», fig. 18). Les sédiments des rivières sont facilement reconnaissables à leurs structures sédimentaires, qu'il s'agisse des remplissages de chenaux dans les rivières sinuées (en méandres) ou de barres de gravier tabulaires des rivières en tresses (fig. 18, 20, 21). Les deltas s'installent aux embouchures, où la rivière glaciaire se jette dans le lac (fig. 23).

La fig. 19 illustre la relation entre la morphologie des paysages alpins et les processus d'érosion d'une vallée glaciaire par gélification, abrasion et érosion fluviales (par les rivières).



Figure 15: moraine basale sous le Glacier du Mont-Miné: blocs, galets et éléments fins, troncs d'arbres la période post-glaciaire (<10'000 ans) avec une extension réduite des langues glaciaires (Wildi et al. 2015).



Figure 16: Glacier du Mont-Miné, moraine latérale du Petit-âge glaciaire, niveau glaciaire le plus élevé.



Figure 17: marmite et gorge sous-glaciaire érodée par les eaux de fonte sous le Glacier de Ferpecle (Val d'Hérens; Wildi et al. 2015).



Figure 18: plaine alluviale («sandur») dans l'avant-pays du Glacier de Ferpecle (Val d'Hérens) avec un torrent tressé et des barres sédimentaires allongés.

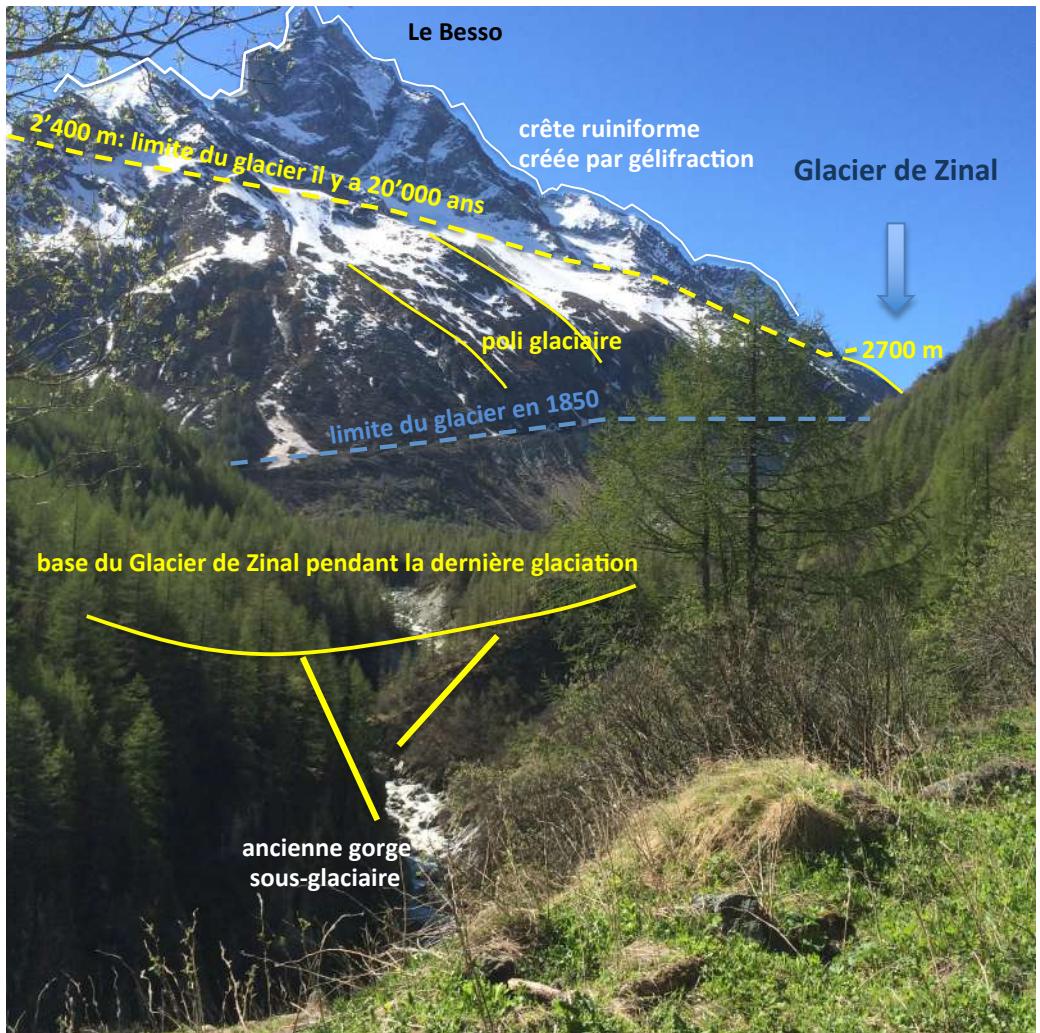


Figure 19: illustration des processus d'érosion des vallées alpines de la dernière période glaciaire à nos jours par gélification, abrasion et érosion fluviatile (Wildi 2019).

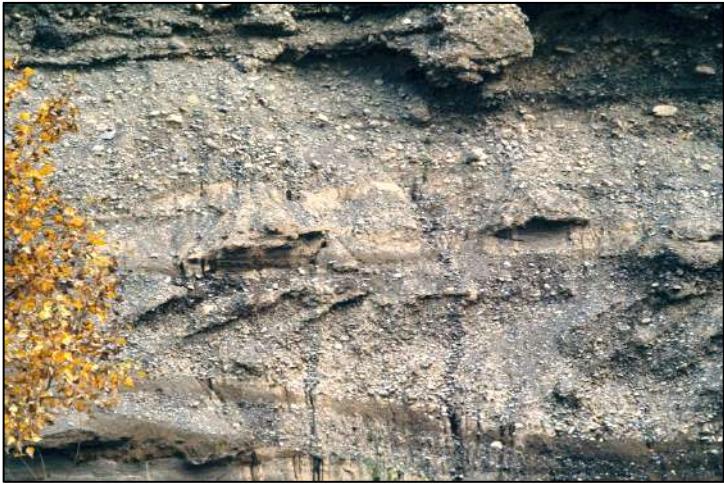


Figure 20: structures sédimentaires d'un canal de rivière sinueux vers la fin de la dernière période glaciaire dans la vallée de la Limmat.



Figure 21: structures sédimentaires d'un banc de gravier d'un cours d'eau tressé au cours de la dernière période glaciaire, vallée de l'Aar entre Berne et Thoune.



Figure 22 : sédiments stratifiés, sablo-limoneux du lac glaciaire près du glacier du Mont-Miné; hauteur de l'échantillon: 8 cm.



Figure 23: stratification deltaïque d'un petit lac glaciaire; gravière près de Sèzegnin (Canton de Genève); hauteur env. 15 m.

Les processus d'érosion mentionnés ci-dessus sont tous des processus de surface. L'érosion a cependant également lieu sous Terre, en particulier dans les **grottes karstiques**. La formation de **karst** commence à la surface par dissolution chimique de roches carbonatées et s'exprime par la formation de «dolines» (fig. 24, 26). Au centre des dolines, l'eau s'infiltre dans la roche fracturée et circule dans un système de galeries légèrement inclinées et de puits verticaux. En Suisse, de telles grottes karstiques se trouvent principalement dans le Jura, dans les formations calcaires des Nappes helvétiques et dans le Sudalpin. Des grottes importantes et spectaculaires à visiter sont p. ex. (<https://www.adac.de/reisefreizeit/reiseplanung/inspirationen/europa/top-hoehlen-schweiz/>):

- Grotte aux Fées (Saint-Maurice)
- Lac souterrain de Saint-Léonard (Canton du Valais)
- Höllgrotten (Baar)
- Höolloch (Muotatal, Schwyz, plus de 200 km de galeries explorées)
- Grotte de St. Beatus (Interlaken, 14 km de galeries explorées)
- Grottes de Vallorbe (Canton of Vaud)
- Le système de grottes de Siebenhengste-Hohgant (canton de Berne) avec 164,5 km de galeries explorées (situation 2020) est plutôt réservé aux spéléologues.

Le karst est présent non seulement dans les roches carbonatées, mais aussi dans les évaporites, c'est-à-dire dans les roches de sel, de gypse et d'anhydrite. Toutefois, les cavités dans ces roches sont relativement instables.

Les cavités karstiques peuvent jouer un rôle important en hydrologique en tant que systèmes de drainage.

Dans les grottes, les eaux saturées en carbonates peuvent en redéposer une partie sous formes de stalagmites (formes debout) et de stalactites (formes suspendues, fig. 27).

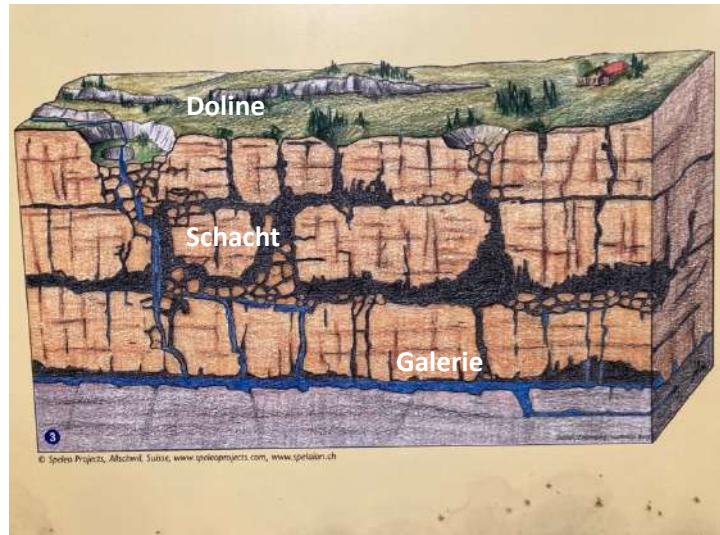


Figure 24: schéma d'un système de karst (source: entrée des grottes de Vallorbe, Spéléo Projects, Allschwil).



Figure 25: karst de surface («lapiaz») aux Siebe Hängste (photo: Remy Wenger).

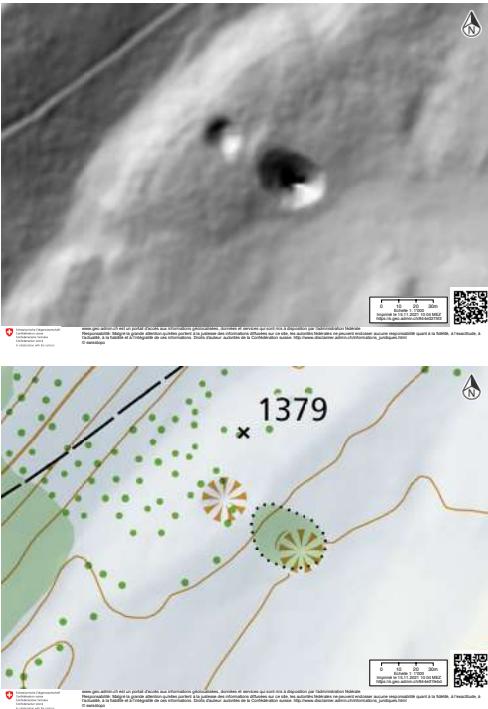


Figure 26: glacielle de St-Livres; doline profonde avec formation de glace (Coo. 46.56528 / 6.29621, carte Swisstopo).



Figure 27 a - d: grottes de Vallorbe, parcours de visite, stalactites, stalagmites et regard sur la rivière (Orbe; Coo. 46.69817 / 6.34554).

4. Flysch: subduction, début des plissements alpins et de l'histoire d'érosion

Le terme de «flysch» a été défini par Bernhard Studer en 1827 pour décrire l'alternance de dépôts de grès et de roches argileuses avec des horizons de conglomérats dans les Préalpes. Les flyschs se sont déposés lors de la formation des Alpes, à partir du milieu du Crétacé, lorsque, à la suite de la subduction et de la formation des premiers chevauchements, des archipels ont émergé de la mer. Ces reliefs ont été érodés et le matériel d'érosion emporté jusqu'à la côte. De là, il a été transféré dans la mer profonde par des turbidites en dévalant des canyons. Ces sédiments se sont ensuite déposés sur des cônes (*deep-sea fan*). Avec la fermeture du dernier bassin profond, due à la formation progressive des Alpes, le dépôt de flysch a pris fin au tout début de l'Oligocène (référence : Caron et al. 1989).



Figure 28: dépôt typique de flysch gréseux et argileux (Flysch à helminthoïdes) formé de turbidites dans les Préalpes.

Les flyschs des localités types dans les Préalpes et dans les régions voisines ont été étudiés par l'Université de Fribourg dans les années 1970 à 1980. La fig. 29 donne une vue d'ensemble des différents flyschs des Préalpes de Suisse occidentale et les caractérise par les directions du transport des sédiments et la teneur en minéraux lourds des grès. Suivent des informations sur la teneur en débris végétaux, sur les séquences de grès importantes et sur les brèches et conglomérats.

Lors du plissement des Alpes, les nappes de flysch se sont facilement décollées de leur substrat et se retrouvent aujourd'hui en partie dans une position tectonique «inadéquate», prises entre des unités qui leur sont «étrangères». C'est notamment le cas des flyschs de la Nappe du Gurnigel, dont les grès riches en grenats indiquent une origine dans le Domaine sud-pennique, au voisinage de l'Astroalpin, mais qui se trouvent aujourd'hui intercalés entre l'Ultrahelvétique et les Préalpes Médianes.

Sur la fig. 29, on distingue trois familles de flyschs clairement distinctes les unes des autres :

- les flyschs d'une zone septentrionale, proche du continent européen, avec des minéraux lourds de la famille zircon- tourmaline-rutile,
- les flyschs à forte teneur en grenat du Sud-pennique,
- les flyschs contenant des spinelles chromifères de l'Astroalpin.

Une importante variété de flyschs des Alpes de Suisse occidentale ne figure pas sur ce schéma. Il s'agit de la "Série Grise" (M. Marthaler), qui est restée liée à la Nappe du Tsaté au sud de la vallée du Rhône valaisanne.

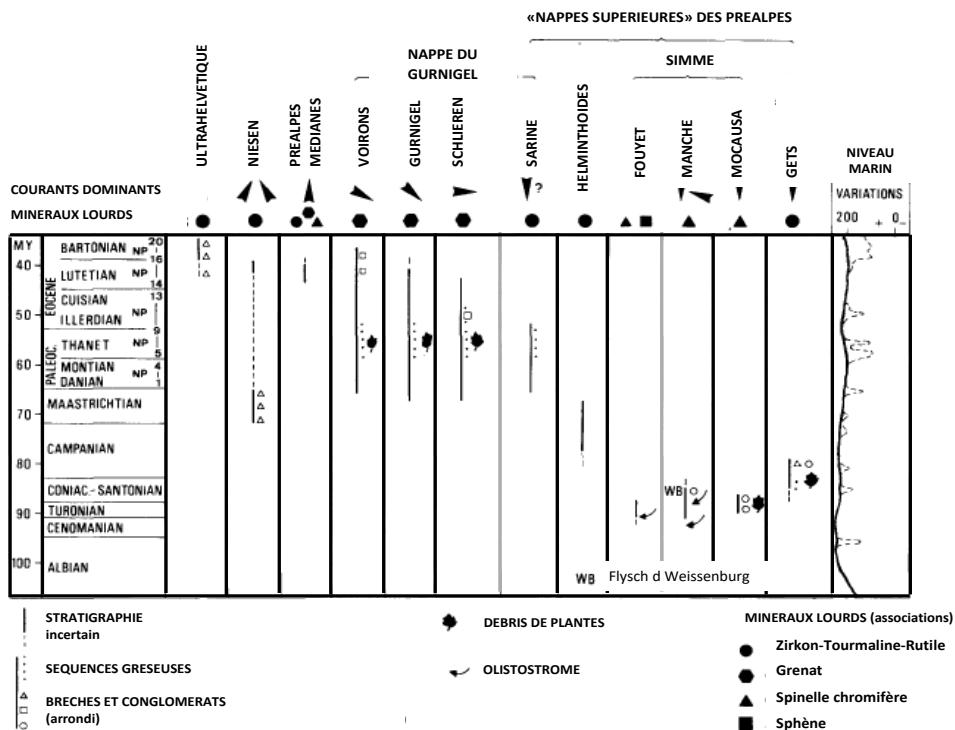


Figure 29: compilation des principales caractéristiques des flyschs des Préalpes romandes (Caron et al. 1989, adapté).

Il convient enfin de mentionner que les géologues alpins ne sont pas unanimes quant à l'origine paléogéographique de certaines nappes de flysch.

Trois flyschs typiques sont présentés ci-dessous, avec leurs congolomérats et leurs brèches.

Turonien (94 mio d'années): début de la subduction entre Austroalpin et Sudalpin

Flysch de Mocausa, Nappe de la Simme

Littérature:

- J.M. Wicht 1984: *Le Flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes Romandes. Thèse Univ. Fribourg 877, 166 S.*
- voir également Elter et al. 1966 et Plancherel et al. 2020.

Dans les Préalpes, le Flysch de Mocausa appartient à la deuxième plus haute nappe tectonique, la Nappe de la Simme, juste sous la Nappe des Gets (fig. 3, 29). Il surmonte le Flysch de la Manche, appartenant également à la Nappe de la Simme, et le Flysch à helminthoides de la Nappe de la Dranse. En dessous se trouve la Nappe des Préalpes Médianes, qui provient de la plate-forme du Briançonnais du Pennique moyen. De sa position tectonique élevée, on peut déduire que le Flysch de Mocausa s'est déposé dans la mer alpine la plus méridionale, probablement dans le bassin du Canavese des Alpes du Sud ou de l'Austroalpin (fig. 4).

Le Flysch de Mocausa a été étudié en détail par J.M. Wicht (1984). Il se compose de grès turbiditiques, souvent chenalés et de pélites (argile, silt) et comporte des bancs de congolomérats. Les grès contiennent de nombreux débris de roches fraîches, ce qui indique une courte distance de transport entre l'érosion et le dépôt. L'analyse des minéraux lourds montre une nette prédominance de Spinelle chromifère, un minéral qui provient soit de roches volcaniques océaniques, soit (plutôt) du manteau terrestre supérieur (fig. 34).

Les figures sédimentaires indiquent que le transport s'est fait d'une source située au nord vers le bassin de dépôt en direction du sud et du sud-est (fig. 29).

Les galets des conglomérats sont parfaitement arrondis (fig. 31 -33), indiquant un transport fluviatile où un séjour dans les eaux côtières. Il s'agit en premier lieu de roches sédimentaires remaniés:

- roches calcaires 37%
- dolomies 16%
- silex et radiolarites 17%
- grès (arénites) 10%
- roches cristallines 7%
- matrice et autres 13%

Parmi les rares roches cristallines, on trouve des roches vertes dites "basiques", comme des spilites et des serpentinites. La matrice des conglomérats est sableuse.

L'âge déterminé à l'aide des foraminifères va du Turonien (début du Crétacé supérieur) au Coniacien (milieu du Crétacé supérieur, fig.2). Il s'agit de l'un des premiers flyschs des Alpes occidentales et de l'une des premières manifestations du début du plissement alpin (orogenèse alpine). D'après les informations sur la composition des grès et des conglomérats et sur les directions de transport, on peut déduire que le bassin de dépôt se situait au sud d'un seuil tectonique émergeant avec des sédiments mésozoïques du faciès Austroalpin. Les spinelles dans les grès et les rares roches vertes dans les conglomérats indiquent une source dans les roches du manteau supérieur en bordure des Alpes du Sud. Toutefois, des roches océaniques (ophiolites) ne peuvent pas être exclues.



Figure 30: paysage de flysch sur les bords du Lac de Hongrin.



Figure 31: bancs de 1.5 m de conglomérats de Mocausa sur le talus de la route en rive gauche du Lac de Hongrin (Coo. 46.412948 / 7.042757).



Figure 32: les composants exclusivement sédimentaires des Conglomérats de Mocausa sont parfaitement arrondis. Traces de matrice sableuse; en bas : galet de calcaire rouge fin (couteau : 9 cm).

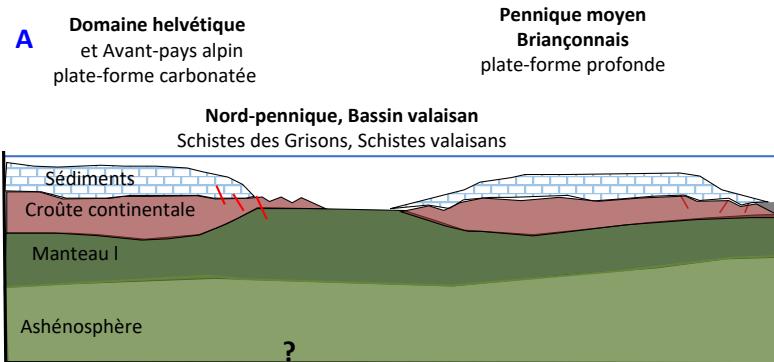


Figure 33: surface altérée d'un Conglomérat de Mocausa avec des composants sédimentaires parfaitement arrondis.

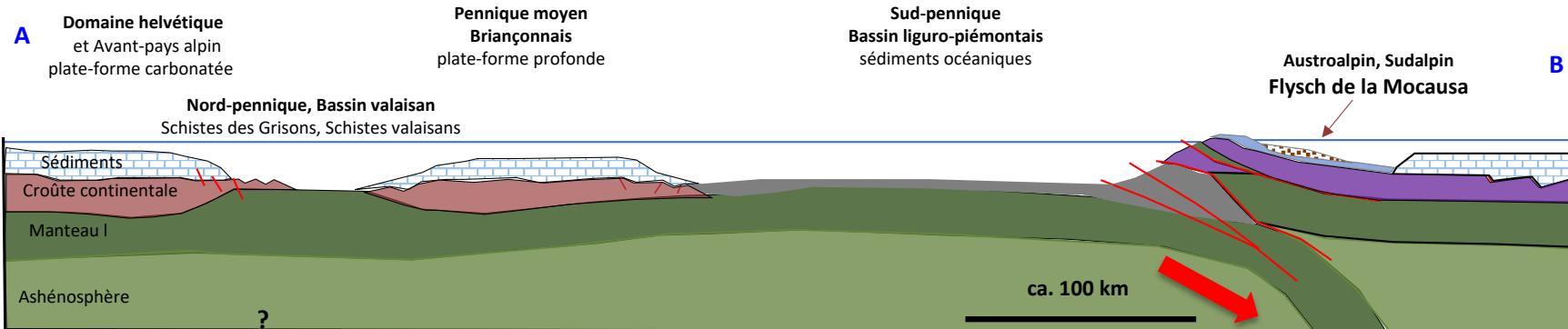


Figure 34: coupe géologique schématique à travers la mer alpine au début du Crétacé supérieur (Turonien 94, millions d'années); modèle de formation du Flysch de Mocausa.

Maastrichtien (72-64 mio d'années): subduction dans le Sud- et le Nord-pennique

Flysch du Niesen

Littérature: Ackermann, A. 1986: *Le Flysch de la Nappe du Niesen. Eclogae Geol. Helv., 79 (3): 641-684.*

La Nappe du Niesen et son flysch s'étendent du Lac de Thoune à l'est jusque sur les hauteurs au-dessus de la vallée du Rhône, près du village de Sepey à l'ouest. Elle forme une chaîne de montagnes marquante. Le Flysch du Niesen a une épaisseur de 400 à 1300 m; il se compose de conglomérats et brèches de tous genres, de grès et de pélites. Pour une grande partie de la séquence stratigraphique, le nannoplancton calcaire et la faune de Globotruncana indiquent un âge maastrichtien (Crétacé supérieur, fig. 2). A l'ouest de la Simme, l'âge le plus jeune peut atteindre l'Eocène moyen.

L'étude sédimentologique permet de caractériser différents environnements de dépôt sur la pente continentale (fig. 35). La conservation des coquilles de foraminifères indique un dépôt à grande profondeur, en dessous de la limite de dissolution de la calcite.

Ackermann (1986) a distingué trois séquences de flysch typiques et différentes les unes des autres: Flysch de Frutigen, Flysch de Niesenkulm et Flysch de Seron.

- Le **Flysch de Frutigen**, à la base de la Nappe du Niesen, est constitué des dépôts d'un cône sous-marin avec des brèches et des conglomérats dans la partie ouest du bassin sédimentaire et d'un deuxième cône tout à l'est.

- Au-dessus du Flysch de Frutigen, le **Flysch de Niesenkulm**, avec ses turbidites composées de matériaux fins et riches en carbonates, occupe l'ensemble du bassin.
- La partie supérieure du Flysch du Niesen, le **Flysch de Seron** contient dans toute la région beaucoup de matériel grossier, brèches et conglomérats, intercalés dans des sédiments fins.

Les marques de courant à la base des bancs de grès des trois séquences mentionnées indiquent des directions de transport du sud vers le nord.

Le Flysch du Niesen impressionne par ses séquences sédimentaires massives, formées de matériaux gréseux grossiers et de matériaux bréchiques et conglomératiques. Souvent (mais pas toujours), les composants, quelle que soit leur taille, sont anguleux, avec ou sans matrice. Il s'agit de brèches et de micro-brèches formées sur le relief sous-marin abrupt et transportées sur les cônes sédimentaires à la sortie des canyons.

Les composants sédimentaires (calcaires, dolomies) et les roches cristallines (gneiss, granites, pegmatites, etc.) indiquent une origine dans la partie nord de la mer alpine avec une croûte continentale européenne classique et sa couverture sédimentaire. Ackermann place l'origine du Flysch du Niesen dans le Nord-pennique et suggère que la région source a été surélevée par des chevauchements tectoniques pour former un archipel baptisé «Cordillère tarine».

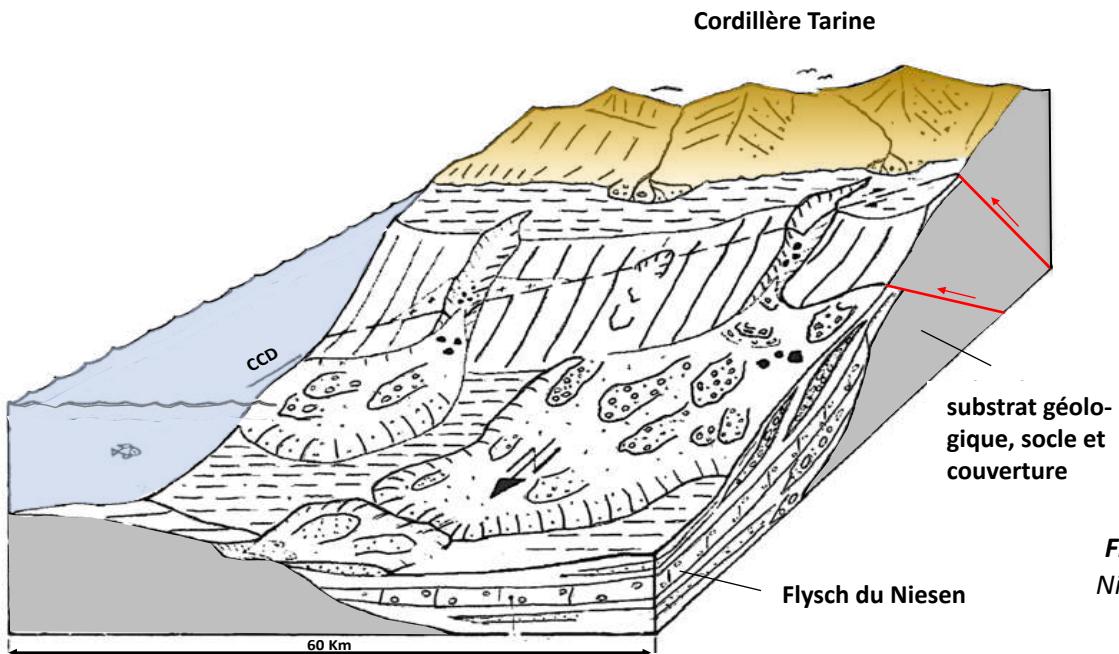


Figure 35: modèle paléogéographique de la formation du Flysch du Niesen (Caron et al. 1989, modifié). Le matériel qui compose le flysch provient de l'érosion d'un relief qui a été soulevé à la suite de la subduction alpine. CCD: profondeur de la mer en dessous de laquelle la calcite devient instable (tiré de Wildi 2020).

Figure 37: puissante succession de grès de flysch, de microbrèches et de brèches (hauteur de l'affleurement: env. 15 m) à la bifurcation de la route Col des Mosses/Diablerets, près du village de Seppey (Coo. 46.412948 / 7.042757).



Figure 36: vue du Col des Mosses vers le sud-est, sur la Nappe du Niesen avec les sommets de La Pare, Cape au Moine et Arne-Hore.





Figure 38 **a:** bloc de gneiss à chlorite dans une brèche (flèche, diamètre 20 cm); bifurcation de la route Col des Mosses/Diabletrets, près du village de Sepey (Coo. 46.412948 / 7.042757 ; **b:** brèche avec composants sédimentaires et matrice de sable grossier; éboulis sur le chemin pédestre en dessous de la route Le Sepey - Les Diabletrets (Coo. 46.361254 / 7.068624) ; **c:** conglomérat grossier avec des composants sédimentaires légèrement aplatis par la tectonique, même chemin pédestre que fig. b.

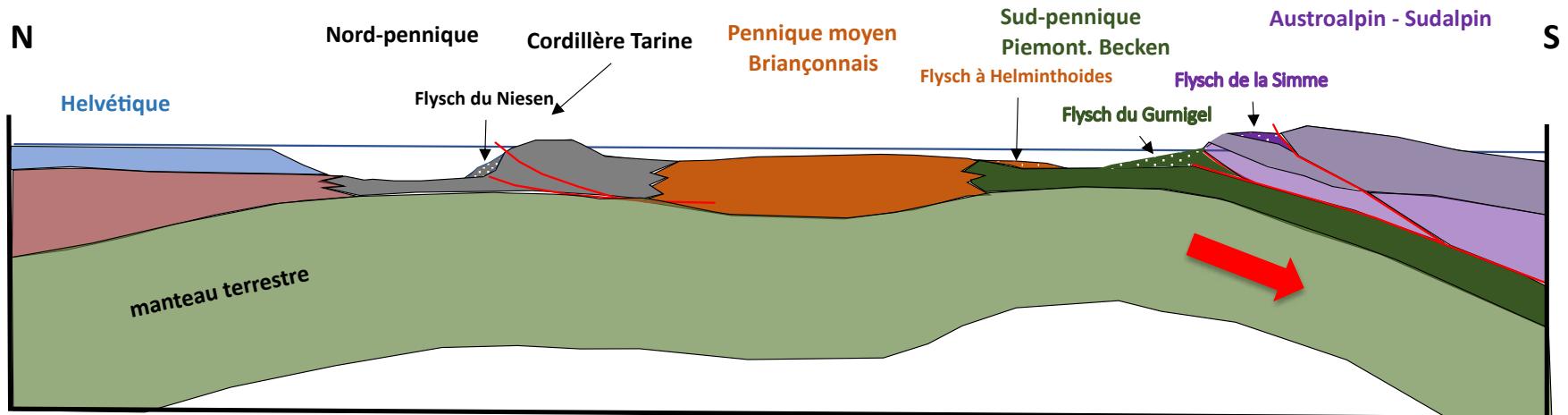


Figure 39: coupe géologique schématique, non à l'échelle, de la mer alpine de Suisse occidentale à la fin du Crétacé (Maastrichtien, 72 - 64 millions d'années).

Eocène (56 - 34 mio d'années): formation de l'édifice des nappes

Flyschs ultrahelvétiques de Habkern et du Meilleret

Au cours de l'Éocène, des flyschs se déposent plus au nord, jusque dans la zone ultrahelvétique. Entre le lac de Thoune et la vallée du Rhin, une zone géologique étroite, de faible épaisseur, située au toit de l'Ultrahelvétique, est attribuée au **Mélange de Habkern**. Celui-ci se compose généralement d'affleurements lenticulaires composés d'autres flyschs et de marnes qui ont été remaniés dans la zone ultrahélvétique pendant la progression des nappes. Des blocs de «Granite de Habkern» de couleur rose, d'un diamètre de l'ordre du mètre, caractérisent cette formation (Bayer 1982). L'origine de ces granites est énigmatique. Certains auteurs croient à une origine sud-alpine, d'autres à l'existence d'une érosion locale le long d'un seuil formé par des mouvements tectoniques.

Bibliographie: Bayer, A.A. 1982: *Untersuchungen im Habkern-Mélange ("Wildflysch") zwischen Aare und Rhein.*, Diss. ETHZ Nr. 6950.

Le **Flysch du Meilleret** se limite à l'ouest des Préalpes. Le flysch a une épaisseur d'environ 150-200 mètres (Homewood, 1974). Il est constitué d'une alternance de pélites anchimétamorphiques et de turbidites sableuses peu épaisses, entaillées par des dépôts grossiers. Ces derniers sont constitués de conglomérats polymictes et de brèches avec des fragments de roches magmatiques acides, de roches métamorphiques (granites, gneiss et schistes) et moins souvent de roches sédimentaires. La taille des éléments varie de quelques centimètres à plus d'un mètre. Les galets se soutiennent mutuellement ou sont enrobés d'une matrice sableuse. Des arénites riches en feldspaths (grès ou "arkoses") forment des couches distinctes entre les conglomérats. La succession stratigraphique se termine par des microbrèches et des conglomérats contenant des algues, des foraminifères et des bryozoaires en abondance ainsi que des débris de coraux. Des marques de courant indiquent un transport sédimentaires du sud vers le nord.

Bibliographie: Homewood, P. 1974: *Le Flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités encadrantes.* Eclogae Geol. Helv., 67 (2): 349-401.



Figure 40 a: conglomérat grossier dans le Flysch du Meilleret , diamètre maximal : 50 cm. Hauteur d'affleurement env. 10 m. **b:** galets sédimentaires légèrement aplatis et granite verdâtre anguleux (G). Matrice d'environ 5% de schistes argileux noirs (Col du Meilleret, Coo. 46.336052, 7.120841).

5. Molasse: collision, soulèvement et érosion du relief alpin

Le terme de **molasse** désigne les dépôts de matériel d'érosion des Alpes dans l'avant-pays alpin. Les principaux dépôts comprennent:

- des galets grossiers cimentés en conglomérats (appelés »Nagelfluh»),
- des dépôts de sable durcis en grès,
- des roches argileuses et marneuses, formées par la compaction et le durcissement de boue.

La molasse s'est déposée sur d'immenses cônes alluviaux, sur des plaines alluviales et dans des lacs sous forme de molasse d'eau douce, ou dans un étroit bras de mer orienté est-ouest sous forme de molasse marine. Intercalées dans les roches détritiques (grès, marnes et Nagelfluh), on trouve également de rares roches calcaires et des évaporites, surtout du gypse et éventuellement de l'anhydrite. Dans l'avant-pays septentrional des Alpes, la sédimentation de la molasse a commencé au Rupélien, au début de l'Oligocène, il y a 34 millions d'années et s'est terminée au Miocène supérieur, au Tortonien, il y a un peu plus de 10 millions d'années (fig. 2).



Figure 41: Molasse marine supérieure, avec des structures sédimentaires marquées par les marées (carrière près de Zofingen, Coo. 47.29272 / 7.96485).

Rupélien 34 – ca. 30 mio d'années Molasse marin inférieure (UMM)

Au début de l'Oligocène (au Rupélien), à partir de 34 millions d'années environ, la collision entre les continents africain et européen a commencé. La plaque continentale européenne a alors été chevauchée par la chaîne alpine en formation. Le long du front alpin, l'avant-pays européen, la région allant du sud du Plateau (ligne Lausanne - Lucerne - Saint-Gall) jusqu'aux futurs massifs externes (massifs de l'Aar et Aiguilles Rouges), s'est retrouvé sous le niveau de la mer et des sédiments sablo-argileux issus de l'érosion précoce des Alpes se sont déposés dans un bras de mer s'étendant d'ouest en est, d'abord à plusieurs dizaines à probablement plus de 100 m de profondeur, puis s'ensablant progressivement. Au début, ces sédiments ressemblaient encore à des sédiments de flysch, mais ils présentent ensuite de plus en plus de structures sédimentaires indiquant qu'ils se sont déposés dans une mer peu profonde. Leur épaisseur est généralement inférieure à 150 m, avec un maximum de 500 m au Speer en Suisse orientale.

(Bibliographie: www.strati.ch, Horwer Sandstein, Grès de Vaulruz, Grès de Bonneville, Grès des carrières).

Rupélien supérieur – Chattien – Aquitanien, ca. 30 – 21 mio d'années Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Il y a 32 à 30 millions d'années (fin du Rupélien, début du Chattien), la croûte européenne s'est brisée sous le poids de l'avancée des nappes alpines et les cimes des alpes ont été propulsées vers le haut (Schlunegger & Casteltord 2016), avec des taux de soulèvement supérieurs à 1 mm/an.

Le relief alpin a été rapidement creusé et des matériaux d'érosion grossiers se sont déposés sur d'immenses cônes alluviaux aux débouchés des vallées. Le lexique stratigraphique www.strati.ch définit la Molasse d'eau douce inférieure (USM) comme suit: "L'USM est caractérisée par des sédiments fluvio-continentaux. Le passage d'un milieu marin à un milieu continental est lié à une baisse globale du niveau de la mer. Dans l'USM, plusieurs cônes de débris se sont construits les uns à côté des autres. Au sud, des conglomérats grossiers clastiques proximaux («Nagelfluh») ont été charriés avec des galets provenant des nappes austroalpines, constituées de sédiments mésozoïques et d'un substratum cristallin. En conséquence, les Nagelfluh anciens contiennent un spectre de composants avec des dolomies, des calcaires, des grès et des radiolarites. Les roches cristallines n'apparaissent sous forme de galets que dans les Nagelfluh plus récentes. Les grès et les marnes dominent dans la partie distale des cônes alluviaux. Les marnes ont également été déposées sur les

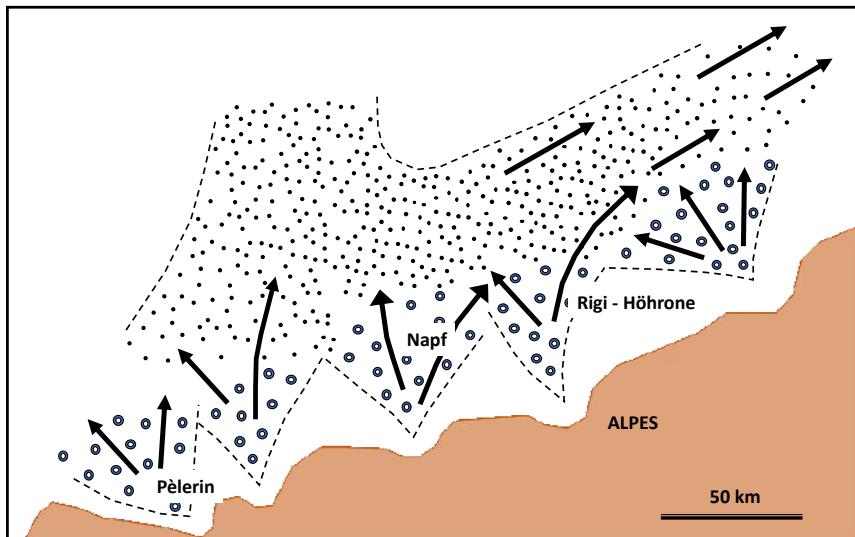


Figure 42: paléogéographie l'avant-pays au nord des Alpes pendant le Miocène inférieur et la formation de la Molasse d'eau douce inférieure (d'après Trümpy 1980, Abb.7).

bassin de l'avant-pays, raison pour laquelle des sédiments grossiers proximaux s'y sont déposés au-dessus de sédiments distaux plus fins". En Suisse romande, on trouve en outre des veines de charbon, intercalées dans des séquences sablo-argileuses. A proximité des Alpes Trümpy (1980) estime que l'épaisseur de l'USM peut atteindre 4'000 m.

Les cônes alluviaux de la Molasse d'eau douce inférieure sont (d'ouest à l'est, fig. 42) : Mont Pélerin, Lac de Thoune-Honegg, Beichlen, Rigi-Rossberg, Höhronen, Speer, Gäbris-Kronberg et Sommersberg. Les vallées alpines correspondent à des précurseurs de la vallée du Rhône (cône du Pèlerin), de la vallée de l'Aar (Thunersee-Honegg), de la vallée de la Reuss (Rigi-Rossberg) et de la vallée du Rhin (Speer). D'un point de vue morphologique, les cônes seraient comparables à ceux que l'on trouve aujourd'hui au pied de l'Himalaya (fig. 43).



Figure 43 : pied de l'Himalaya au nord de Lucknow: des torrents provenant de l'intérieur de l'Himalaya emportent le matériel d'érosion dans les avant-pays et déposent d'énormes cônes alluviaux, comparables aux cônes de molasse dans les avant-pays alpins pendant l'Oligocène supérieur (image: Google Earth).

Nagelfluh (ou: Poudingues) du Mont Pèlerin

Bibliographie: Trümpy, R. & Bersier, A. 1954: *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin : pétrographie, statistique, origine*. Eclogae geol. Helv. 120 -164.

Les graviers qui constitueront les Poudingues du Mont Pèlerin plus tard ont été dispersés sur le cône sédimentaire situé le plus à l'ouest du front alpin pendant le Chattien. Les puissants bancs de conglomérat (Nagelfluh) forment les côtes dures du paysage en terrasses des vignobles du Lavaux. Entre les barres de poudingues se trouvent des dépôts plus tendres, sablo-argileux. Selon Trümpy & Bersier, l'épaisseur de l'USM de la Molasse serait d'environ 1'000 m au Mont Pèlerin. Les composants des conglomérats ont généralement un diamètre inférieur à 10 cm, mais peuvent exceptionnellement être plus grossiers. Le plus souvent, aucune matrice n'est visible. Si une telle matrice apparaît, il s'agit généralement de matériaux conglomératiques fins ou de sable. De leur analyse détaillée des galets, les auteurs déduisent la composition suivante :

- 2/3 de calcaire siliceux, de spongolites et de silex,
- 1/3 de grès et de conglomérats de flysch,
- quelques pourcentages d'autres calcaires et de dolomies.

Il est frappant de constater que les auteurs n'ont pas trouvé de galets de roches cristallines. La fraction de minéraux lourds des grès est dominée par l'apatite, la staurotide et le spinelle. L'épidote est absente.

Selon Trümpy & Bersier, la plupart des composants des Poudingues du Mont Pèlerin proviennent de la Nappe de la Simme, c'est-à-dire de l'étage tectonique le plus élevé des Alpes (fig. 3).



Figure 44: paysage de terrasses de Lavaux, près de St Saphorin. Les escarpements sont souvent formés par les bancs de Poudingue du Pèlerin.



Figure 45: village de Rivaz, construit sur un banc de Poudingues du Mont Pèlerin.



Figure 46: séquence de Poudingues du Pèlerin à intervalles de grès sur la route du lac longeant le Léman à la sortie ouest du village de Rivaz.

Des galets généralement < 10 cm sont insérés dans une matrice conglomératique et sableuse fine. Les galets des roches sédimentaires sont généralement bien arrondies. (Coo. 46.47439/6.78091). Echelle: couteau 9 cm.



Figure 47: petite séquence de conglomérats dans les Poudingues du Mont Pèlerin; galets arrondis de roches sédimentaires; rare matrice gréseuse (Coo. 46.495451 / 6.814763/6.78091). Echelle: couteau 9 cm.



Figure 48: séquence de conglomérats de 50 cm d'épaisseur; diamètre maximal des galets: 15 cm, dans une rare matrice gréseuse. Composition: dolomies, calcaires et quelques galets de radiolarites rouges (Coo. 46.48929 / 6.813345).

Rigi-Nagelfluh multicolore («Bunte Rigi-Nagelfluh»)

Selon l'auteur de l'Atlas géologique R. Hantke, la Rigi est constituée d'un empilement de 1'100 à 1'400 m d'épaisseur de Nagelfluh, donc de conglomérats formés de graviers d'anciens cônes alluviaux avec des intercalations de couches gréso-argileuses. Hantke distingue, de bas en haut, une formation de Weggis riche en couches argileuses, suivie de la Nagelfluh riche en radiolarites et de la formation dite "Bunte Rigi-Nagelfluh" (Rigi-Nagelfluh multicolore). Le Dictionnaire stratigraphique de la Suisse (www.strati.ch) décrit cette formation comme suit: «*La Rigi-Nagelfluh multicolore (. . .) est constituée d'une alternance de conglomérats à galets de roches calcaires, dolomitiques et cristallines avec des marnes et des grès ; la proportion de galets de roches cristallines varie entre 5 et 20%. Les galets de type Conglomérat de Mocausa sont les plus répandus (jusqu'à 16%). Le groupe «calcaires à Aptychus et radiolarites» est bien représenté, avec jusqu'à 15%. Les galets de flysch représentent jusqu'à 45%. Parmi les représentants psammitiques (grès), il faut distinguer deux types :*

- équivalents des flyschs de la Nappe de la Simme; grès de flysch à spinelle chromifère,
- grès calcaires sans spinelle, mais riches en grenat et glauconie provenant du domaine nord-pennique. Peu de galets de dolomie. Le cortège des minéraux légers est dominé par les feldspaths.

La composition de la Rigi-Nagelfluh multicolore ressort déjà des comptages de galets par Renz (1937) à Rigi Kulm et de Speck (1953) à Goldau (matériel d'éboulement).

Parmi les galets de roches cristallines, les granites roses de la Rigi, avec du feldspath rose, du quartz et de la biotite dominent. On trouve également des porphyres granitiques rougeâtres, des porphyres quartzeux gris et rouge-bru, et des roches métamorphiques: schistes et quartzites micacés, gneiss à deux micas et gneiss à biotite et séricite finement fibreux, localement des brèches granitiques rouges et des grès ou arkoses.

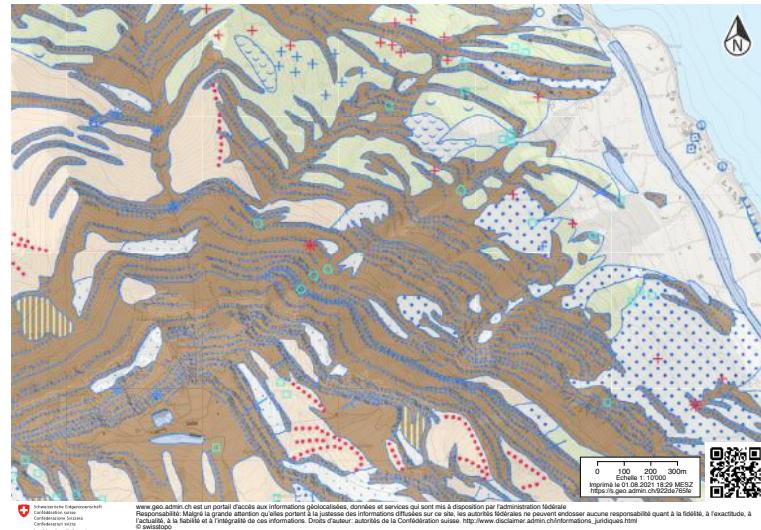


Figure 49: carte géologique Rigi-Kulm-Zugersee. Le massif se compose de Rigi-Nagelfluh multicolore; les puissants bancs de conglomérat sont indiqués par des rangées de points bleus.



Figure 50: flanc est de Rigi-Kulm avec d'imposantes séquences de «Nagelfluh» ; vue depuis Arth.

Les galets de roches cristallines proviennent d'un socle avec sa couverture sédimentaire d'âge mésozoïque de la Nappe de la Simme, (Speck 1953) ou alors d'un équivalent austroalpin (Müller 1970).

.....

*Les roches du Trias sont dominées par des dolomies bitumineuses gris-jaunes; on y trouve également des brèches de dolomie. Le Lias a donné des calcaires tachetés avec des ammonites, un *Dactylioceras* sp. (Naturmuseum Luzern) et un *Asteroceras* sp. (collection J. Gasser, Seewen), des brèches et des calcaires rouges. Le Jurassique supérieur comprend: des radiolarites rouges, vertes et brunes et des calcaires du Malm de la Nappe des Klippes; le Crétacé: des calcaires à *Aptychus*, des calcaires du type des couches de Tristel, des calcaires spathiques et des conglomérats et brèches de Mocausa, déjà connus par De Saussure (1796). On y rencontre de petits galets de roches polymictes avec des composants de calcaire, de dolomie et de silice avec un liant calcaire, parfois rougeâtre. On trouve également des calcaires à *Aptychus*, des radiolarites, des calcaires tachetés, des calcaires siliceux sombres et des granites rouges du type de ceux de la Rigi-Nagelfluh. . . . Les conglomérats de la Rigi-Nagelfluh multicolore, avec des galets de calcaire à *Aptychus*, de radiolarite, de la Dolomie principale et de granite du Rigi, sont identiques aux conglomérats de flysch de type Mocausa de la Nappe de la Simme de Suisse occidentale. Des galets de 20-25 cm indiquent la proximité de la bordure alpine . . . ; c'est ce que souligne également le "galet géant de Mocausa" de 35 m³ à l'est de Vitznau, cité par Speck (1953 ; pl. 6) et Vogel & Hantke (1988, fig. 4; Coo 679.875/207.250/610).»*

Cette étude détaillée indique que les différents apports qui constituent le cône alluvial de la Rigi ont été essentiellement alimentés par l'érosion des nappes austroalpines. (Nous interpréterions les galets de flysch avec leur spectre de minéraux lourds dominé par le grenat comme provenant du Sud-pennique plutôt que de l'Austroalpin). Les granites roses, que l'on observe encore aujourd'hui en Engadine à la base de la Nappe de l'Err et de la Bernina, ainsi que les radiolarites sont typiques de l'Austroalpin.



Figure 51: Rossberg; niche d'arrachement de l'éboulement de 1806 qui a coûté la vie à 457 personnes. Le Rossberg est constitué de poudingues de la Rigi-Nagelfluh multicolore.



Figure 52: bloc de Rigi-Nagelfluh multicolore dans l'éboulement du Rossberg à Goldau; éléments arrondis de dolomies jaunâtres et granites roses. Echelle: couteau suisse 9 cm. Spitzibuelstrasse Arth (Coo. 47.054140 / 8.567024).

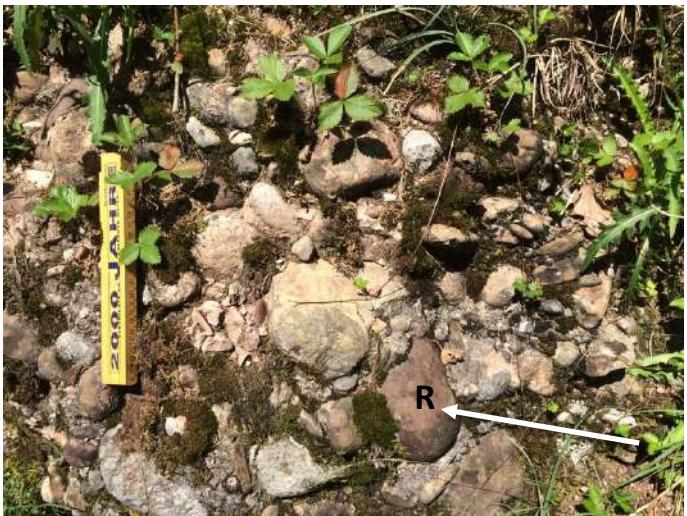


Figure 53: Rigi-Nagelfluh multicolore avec galets de radiolarites (R), Spitzibuelstrasse Arth.



Figure 54: Rigi-Nagelfluh multicolore avec galet de granite rose, diamètre 20 cm, Spitzibuelstrasse Arth.



Figure 55: bloc de Rigi-Nagelfluh multicolore avec de nombreux galets de radiolarite rouge, Parcours Vita à Goldau (Coo. 47.047053 / 8.0559487).

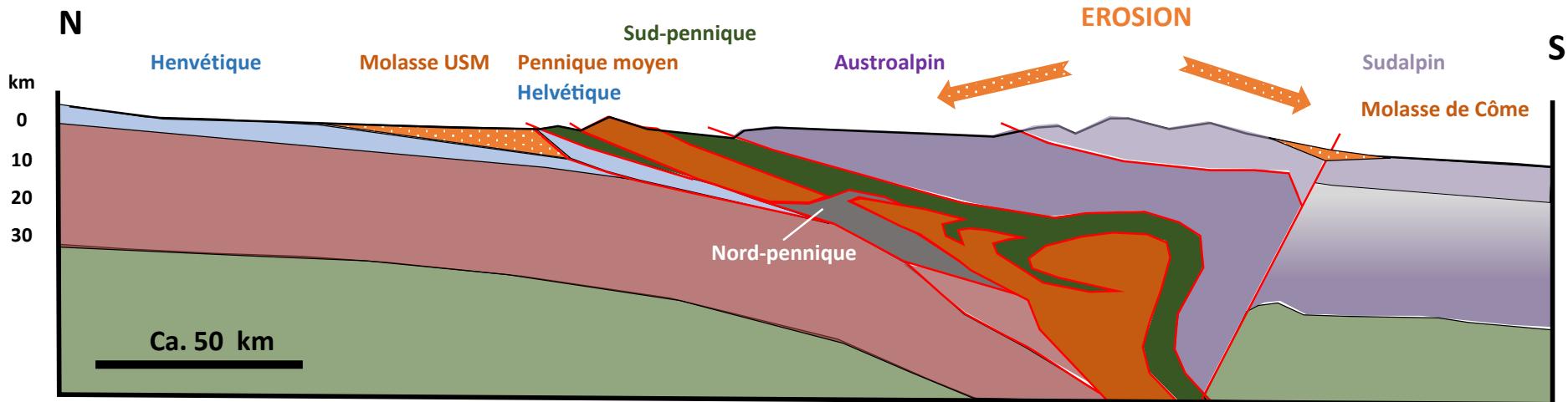


Figure 56: érosion des Nappes austroalpines, formation de la Molasse d'eau douce inférieure et de la Molasse de Côme (Chattien – Burdigalien).

Chattien – Burdigalien des Alpes du sud: Conglomérat de Côme (ca. 28 – 16 mio d'années)

Sur les collines les plus méridionales de la Suisse, au sud de la ville de Chiasso, le Conglomérat de Côme affleure sur les talus. Selon le Lexique stratigraphique de la Suisse (www.strati.ch), son épaisseur peut atteindre 2000 m. Le long des routes d'accès de Chiasso au village de Pedrinate, il s'agit de conglomérats grossiers avec des galets parfaitement arrondis pouvant atteindre 1 m de diamètre (fig. 57 - 59). Outre le beau granite du Bergell, on trouve d'autres composants, parfois assez anguleux, notamment des roches vertes (amphibolites) de la zone d'Ivrée. La matrice des conglomérats est constituée de sable grossier. Celui-ci peut aussi former des corps lenticulaires de plusieurs mètres d'extension latérale. Il s'agit de remplissages de chenaux.



Figure 57 a: Conglomérat de Côme avec des galets de granit parfaitement arrondis, à peine triés, dans une matrice de sable grossier (route Chiasso–Pedrinate, Coo. 45.82944 / 9.000708).
b: Galets de granite du conglomérat de Côme, diamètre maximal: 90 cm.



Figure 58: Conglomérat de Côme avec des blocs de granite parfaitement arrondis; même site que fig. 57 (échelle: marteau 33 cm).



Figure 59: Conglomérat de Côme; remplissage sableux d'un chenal (cadre), même site que fig. 57 (échelle: marteau 33 cm).

Top de l'Aquitainien – Burdigalien, ca. 21 – 17 mio d'années
Molasse marine supérieure (OMM)



Figure 60: la ville de Fribourg se trouve sur un éperon de Molasse marine supérieure. Photo: Thierry Basset : les pierres en ville de Fribourg (<https://www.rts.ch/play/radio/monsieur-jardinier/audio/thierry-basset--les-pierres-en-ville-de-fribourg-chapitre-1-une-Molasse-pas-tressée?id=8417920>).

La Molasse marine supérieure témoigne d'une nouvelle élévation du niveau global de la mer, qui a entraîné la formation d'un étroit bras de mer depuis la Méditerranée, le long de la bordure occidentale et septentrionale des Alpes, jusque dans le bassin pannonien à l'est. Cette mer peu profonde était fortement influencée par les courants de marée.

Sur le Plateau, entre Lausanne et la vallée de la Thur, la Molasse marine supérieure forme souvent d'impressionnantes parois rocheuses le long des vallées principales. Il s'agit le plus souvent de grès jaunâtres à bancs épais. Des structures sédimentaires internes montrent des remplissages d'anciens chenaux de marée, des rides de sable provenant de la zone de marée, etc.

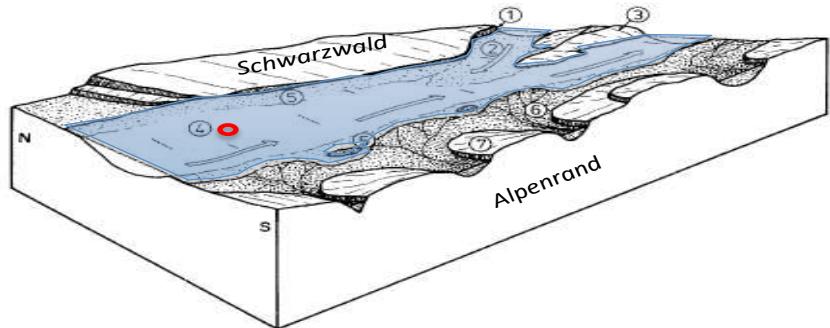
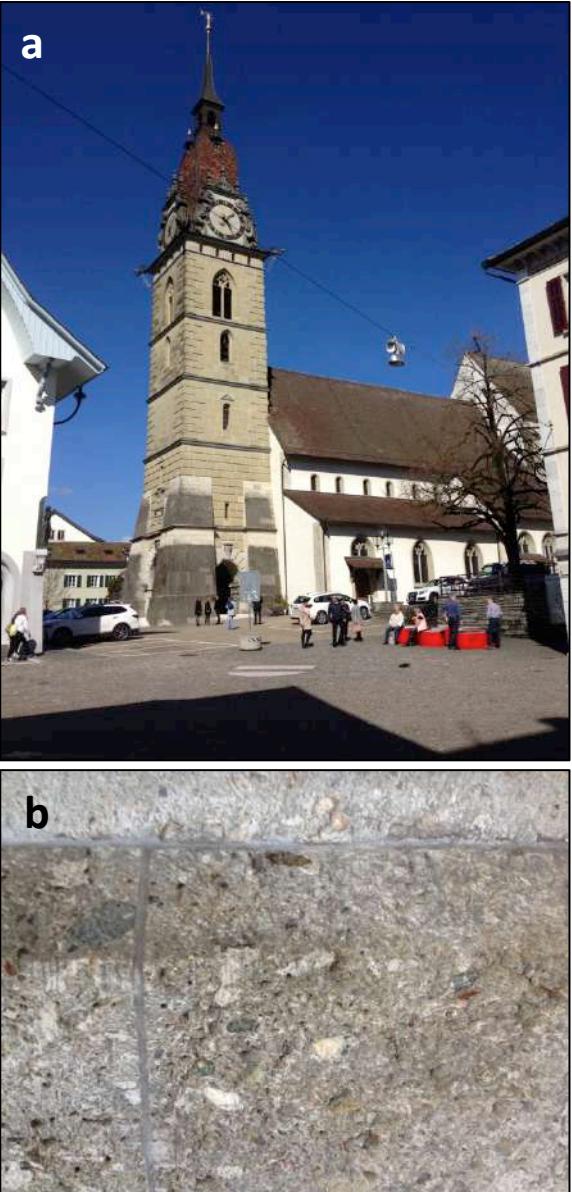


Figure 61: bras de mer de la Molasse marine supérieure à l'époque des Grès coquillier (Burdigalien); Plateau suisse à l'est du Fossé rhénan.
 1) falaise (Kliff), 2) cône d'épandage de sable grossier venant de l'est,
 3) seuil de l'Albstein, 4) cercle rouge : position approximative de Zofingue
 5) cordons littoraux, 6) cônes alluviaux au front des Alpes,
 7) bordure des Alpes; (W.H. Müller et al. 1984, fig. 60, modifié).



Figure 62: carrières «Chuzehöhli» dans la Molasse marine supérieure de la ville de Zofingen. Bancs massifs de grès avec remplissages de chenaux de marée (Coo. 47.29272 / 7.96485, Wildi 2017 a).



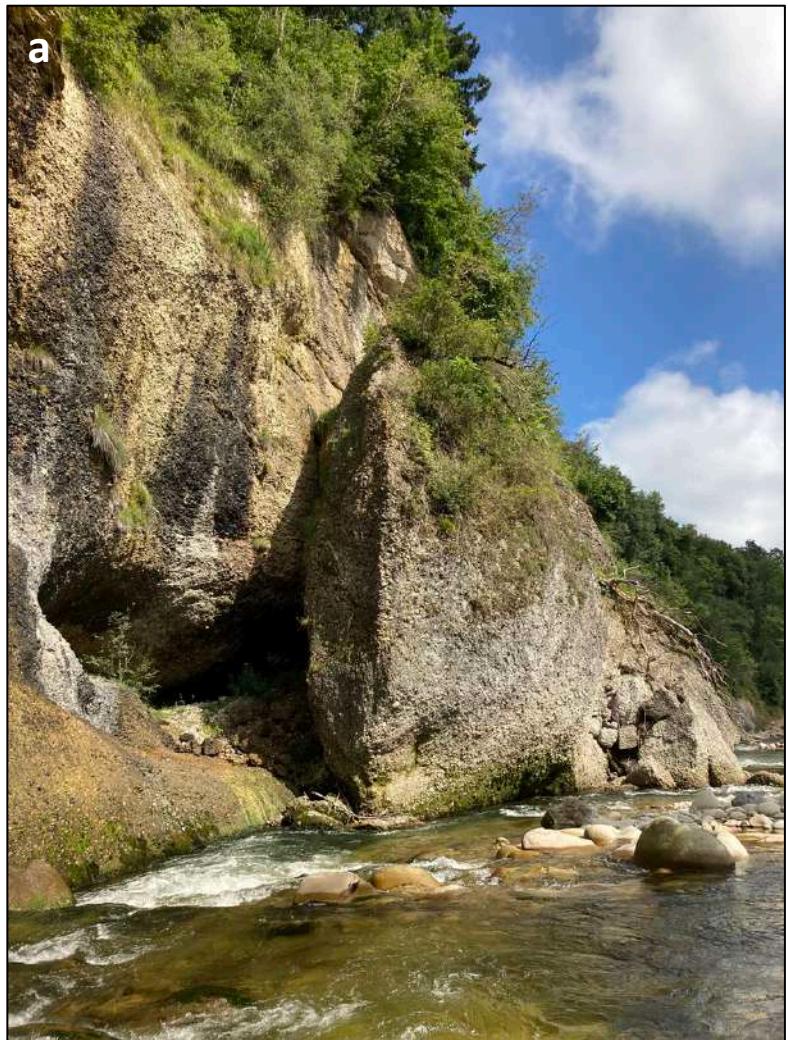
Dans d'anciennes zones côtières, par exemple dans la partie inférieure de la vallée de la Reuss près de Mägenwil, de véritables bancs de coquillages se sont formés (fig. 63 b, voir aussi les descriptions dans Wildi 2017 a et b). Les grès et les intercalations argilo-marneuses fournissent dans toute la région des dents de requin.

Plusieurs villes médiévales, de Mellingen jusqu'à Fribourg en passant par Lenzbourg, Zofingue, Berthoud et Berne, ont été construites dans les roches de la Molasse marine supérieure (fig. 63).

Dans l'Entlebuch, entre Schüpfheim et Hasle, on trouve les dépôts d'un ancien cône de déjection par lequel les matériaux érodés dans les Alpes ont été transférés vers la mer pendant le Burdigalien. Matter (1964) décrit une séquence de Nagelfluh pouvant atteindre 450 m d'épaisseur, la **Schüpfereggennagelfluh**, qui est ici intercalée dans la Molasse marine supérieure (fig. 64).

Selon les comptages de galets, cette roche compacte est de composition très variable, avec 8,5 à 36% de galets cristallins, dont beaucoup de granites clairs, rouges et sombres, de flyschs, un peu d'ophiolites, environ 10% de calcaires sombres, etc., une véritable "Nagelfluh multicolore". La composition des galets de la Schüpfereggennagelfluh indique, du moins en partie, une provenance des Nappes austroalpines. Mais des unités tectoniques plus profondes, des nappes du Sud-pennique et peut-être même des Nappes helvétiques ont également fourni du matériel érodé.

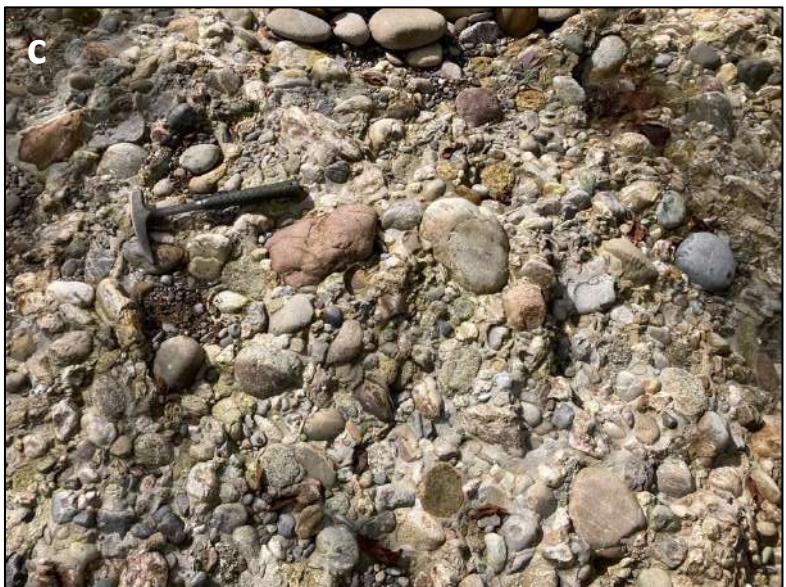
Figure 63 a: église municipale de Zofingue de style roman tardif à gothique primitif, construite en grès de la molasse locale de la carrière de Chuzeöhli et **b:** "Muschelkalk" (ou calcaire ou grès coquiller) de la carrière de Mägelwil (hauteur de l'image: 30 cm, Coo. 47.40751 / 8.24098, Wildi 2017 a).



a



b



c

Figure 64: Schüpfernagelfluh dans la Kleine Emme près d'Entlebuch (Coo. 46.994881 / 8.058789). **a:** banc de Nagelfluh épais de 30 m; **b:** base d'un banc de conglomérat dans le lit de la rivière avec une structure chaotique, indice d'un événement de crue. **c:** conglomérat polygénique multicolore.

Miocène moyen (Langhien, Serravallien, Tortonien); ca. 17–13 mio d'années, localement 10.5 mio Molasse d'eau douce supérieure

Le Lexique stratigraphique de la Suisse (www.strati.ch) décrit cette dernière séquence sédimentaire du bassin molassique comme suit: "Séries molassiques de faciès continental déposées dans un paysage diversifié: rivières et cônes alluviaux (Napf et Hörnli), lacs, marais et horizons pédologiques. Le transport des sédiments dans l'axe du bassin s'est fait en direction du SW. Dans la zone distale du cône du Hörnli, dépourvue de conglomérats, la bentonite joue le rôle

d'horizons marqueur. Mais l'horizon qui est de loin le plus frappant de l'OSM est le "granite d'Appenzell", un dépôt indiquant un événement catastrophique plus ou moins isochrone. Faciès marneux jaune typique avec des bancs de Nagelfluh".

Vers la fin de l'histoire sédimentaire, un système fluvial en provenance des Alpes orientales autrichiennes a entraîné des sables micacés vers l'est du Plateau et dans le Jura tabulaire argovien (fig. 65). Dans le Fricktal, ces grès micacés alternent avec les marnes à Helix et des lentilles de conglomérat. Cette "Juranagelfluh" est constitué de galets arrondis issus de la succession sédimentaire locale.



Figure 65 **a:** grès micacés sur la paroi de l'exploitation de la carrière de Schüracher, Iberg (Coo. 47.46834/8.11514). Les sables fins étaient utilisés comme agrégats dans la tuilerie de Frick. **b:** détail avec des strates obliques provenant de canaux de rivières à méandres à l'époque du dépôt des sables micacés. Les parties dures et saillantes (concrétions) sont cimentées par du calcaire. Des lignes blanches soulignent la stratification. **c:** lentilles de conglomérats («Juranagelfluh»), d'anciens remplissages de chenaux dans des marnes à Hélix (Coo. 47.46667/8.05149, Wildi & Lambert 2019).

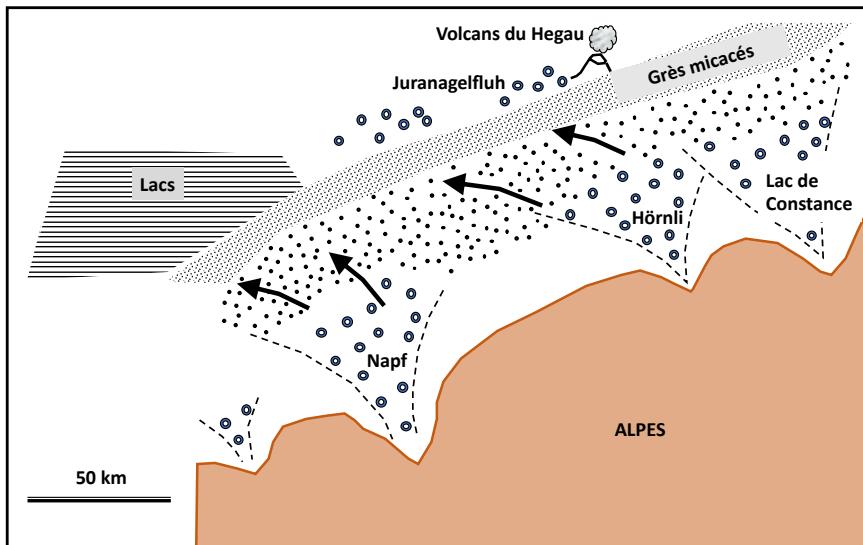


Figure 66: paléogéographie du bassin molassique au nord des Alpes pendant le Miocène moyen et la formation de la Molasse d'eau douce supérieure (d'après Trümpy 1984, Abb.7).

L'apport de sédiments par le biais du cône de déjection du Napf est particulièrement bien documenté au Miocène supérieur. Matter (1964) décrit les «**Napfschichten**» (**Couches du Napf**) avec une base marneuse, suivie des Couches du Napf proprement dites. Les conglomérats des couches de base marneuses contiennent jusqu'à 20% de roches vertes (ophiolites, surtout spilites), qui proviennent probablement d'une nappe tectonique appartenant au Sud-pennique.

Les Couches du Napf proprement dites sont constituées par une succession de grands bancs de conglomérat d'une épaisseur d'environ 600 m avec des intercalations de couches marneuses multicolores (fig. 67, 68). L'éventail de la composition des galets est similaire à celui de la Schüpferegg-Nagelfluh, bien qu'un peu moins "coloré". Les principaux galets sont des flyschs, des quartzites clairs, du quartz formé dans des fractures et des calcaires clairs et denses. Les galets de granite rouge et les radiolarites sont en revanche rares.

Concernant l'interprétation des analyses de galets, l'auteur écrit : "Les différentes images peuvent être assemblées pour former un film sur le devenir des montagnes alpines (Cadicsh 1928). Bien entendu, les éboulis contenus dans un banc de poudingue ne correspondent pas quantitativement aux conditions d'affleurement réelles dans l'arrière-pays, car un enrichissement des roches plus résistantes a lieu pendant le transport vers l'avant-pays. L'analyse des galets donne donc une image déformée des processus érosifs et tectoniques dans l'arrière-pays".

En conclusion, Matter attribue l'origine de plusieurs types de roches aux nappes de l'Austroalpin inférieur, mais il est probable que des unités tectoniques plus profondes y aient également contribué.

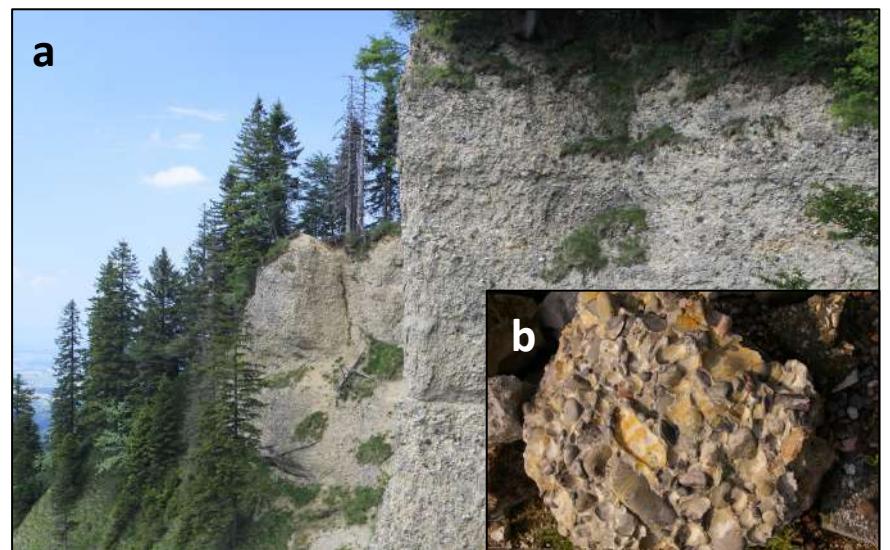


Figure 67 a: Couches du Napf («Napf-Schichten») dans la partie sommitale de la montagne du Napf (www.sac-cas.ch); **b:** Nagelfluh dans les Couches du Napf (<https://www.erlebnis-geologie.ch/nagelfluh-osm/>).



Figure 68: partie inférieure des Couches du Napf au bord de la Kleine Emme près de Wolhusen (Coo. 47.051229 / 8.065662); alternance de marnes et de grès à la base d'une séquence massive de conglomérats.

Miocène supérieur (Messinien) et Pliocène 10.5 – 2.6 mio d'années La grande lacune

Pendant env. 8 millions d'années, nous ne trouvons aucun dépôt au nord des Alpes et par conséquent aucune information sur le déroulement de l'histoire de la Terre.

En revanche, le sud des Alpes a été touché par un événement exceptionnel (Wildi 2020): le Détroit de Gibraltar s'est fermé et la Méditerranée s'est retrouvée isolée des océans du monde. Les fleuves qui se déversaient dans la Méditerranée ne suffisaient pas à compenser l'évaporation de l'eau. Ainsi, la Méditerranée s'est asséchée et du sel s'est déposé dans des bassins profonds ("crise de salinité du Messinien"). Durant cette période, les fleuves se jetant dans la mer ont creusé de profonds canyons. Les vallées fluviales les plus profondes atteignaient le sud du Tessin à partir du bassin du Pô. Des dépôts fluviaux grossiers (Conglomérat de Pontegana) sont corrélés avec cet événement. Lorsque le détroit de Gibraltar s'est rouvert au Pliocène et que la Méditerranée est remontée, des argiles contenant une riche faune marine se sont déposées près du village de Balerna. Il s'agit des dépôts marins les plus récents en Suisse.

Au nord de la Suisse, le plissement des montagnes du Jura et le chevauchement du Jura plissé sur son avant-pays (Bresse, Jura des plateaux, Jura tabulaire) correspondent à cette période (fig. 69-71). Parallèlement, le réseau hydrographique s'est développé, notamment avec les cluses entaillées à travers les chaînes de montagnes. L'érosion chimique a joué un rôle important dans la formation de ces vallées.

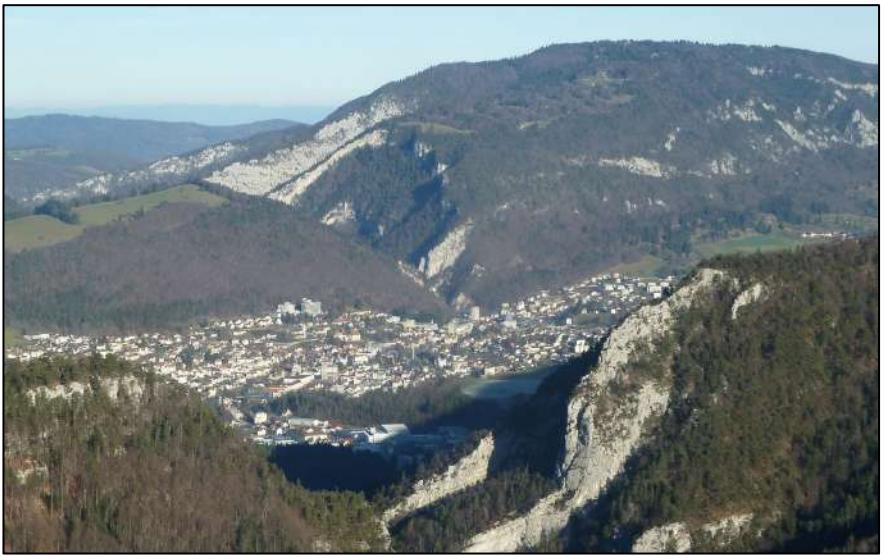


Figure 69: cluse de Moutier; percée de la Birs à travers l'anticlinal de Raimeux, formé au cours du Pliocène; vue du SW (Photo: <https://www.sac-cas.ch/de/huetten-und-touren/sac-tourenportal/klettergebiet-moutier-7584/alpinklettern/>).



Figure 70: plus hautes crêtes du Jura au nord du bassin genevois: Crêt de la Neige (1718 m) et Reculet (1717 m). Sur les crêtes du Jura, les couches du Crétacé ont été érodées depuis le plissement, sur une épaisseur d'environ 200 m.



Figure 71: panorama du paysage du Jura plissé à l'ouest de la Staffelegg (Canton d'Argovie). Vue depuis le parking du TCS vers l'ouest (Wildi & Lambert 2019). Le relief est conservé presque dans sa forme originale et n'a subi qu'une légère empreinte glaciaire dans les dépressions.

6. Pléistocène, période glaciaire: creusement et surcreusement des vallées

Pléistocène ancien et moyen, 2.6 mio à 347'000 ans: Creusement des vallées, période des Graviers de couverture

Après le Pliocène, pendant lequel il ne nous reste pratiquement aucune trace d'événements géologiques dans les Alpes, une période froide s'est ouverte il y a 2,6 millions d'années avec le Pléistocène (fig. 74): les températures ont chuté et une calotte glaciaire s'est développée sur les Alpes. Les témoins géologiques de cette époque sont de vastes étendues de gravier qui ont été déposées dans le nord-est de la Suisse, d'une part dans les vallées de la Reuss et de la Linth-Limmat et d'autre part dans la vallée du Rhin (et au-delà dans l'avant-pays alpin du Bade-Wurtemberg), les **Graviers de couverture supérieurs**. Ces graviers et conglomérats occupent les plus hautes crêtes du nord-est de la Suisse, de l'Albis à l'Üetliberg sur le Plateau, les hauteurs de Mandach et du Studenland dans le Jura tabulaire, de l'Egg près d'Oberweningen ainsi que de l'Irchel, entre les vallées de la Töss et du Rhin. Comme l'avaient déjà remarqué les auteurs Penck et Brückner au début du 20ème siècle, ces graviers ne suivent pas des vallées clairement définies. On peut donc supposer qu'à cette époque, l'Avant-pays alpin présentait encore à peu près le même relief de surface avec ses immenses cônes de déjection qu'à la fin du Miocène, c'est-à-dire à la fin du dépôt de la Molasse d'eau douce supérieure. Cela signifie que dans un premier temps, les glaciers ne se sont probablement pas avancés sur le Plateau suisse sous forme de langues glaciaires, mais plutôt sous forme de lobes reliés à la calotte glaciaire alpine. Le glacier du Rhin est probablement resté séparé d'un glacier de la Reuss-Limmat, encore mal défini (fig. 72).



Figure 72: extension du glacier du Rhin à l'époque de la formation des Graviers de la couverture supérieure (période glaciaire de Günz, d'après Keller 2009). Près de Saint-Gall, la base du glacier se trouvait à environ 850 m d'altitude.



Figure 73: extension du glacier du Rhin à l'époque de la formation des Graviers de couverture inférieurs (période glaciaire de Mindel, d'après Keller 2009). Au niveau du lac d'Überlingen, la base du glacier se trouvait à environ 600 m d'altitude

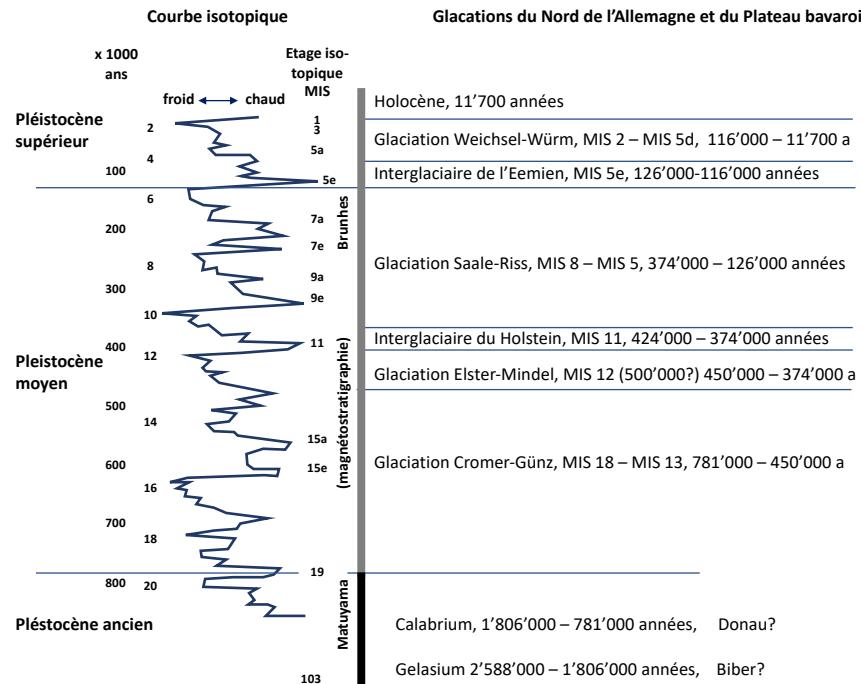


Figure 74: chronologie quaternaire : un essai de corrélation entre la stratigraphie isotopique marine et la stratigraphie glaciaire en Allemagne du Nord, dans l'avant-pays des Alpes bavaroises et dans le nord-est de la Suisse (Allemagne du Nord – avant-pays des Alpes bavaroises : <http://www.dandebat.dk/eng-klima5.htm>, Stratigraphische Tabelle Deutschlands 2016, Suisse du Nord : Preusser et al. 2011, fig. 19, Schmincke et al. 2008, fig.20.20). Compilation : Wildi 2020, fig. A 30).

Holocene

Glaciation du Birrfeld

Interglaciaire de l'Eemien

Glaciation de Beringen

Glaciation de Hagenholz

Glaciation de Habsburg

? Interglaciaire de Meikirch

? Glaciation de Möhlin (MEG = «Most extensive glaciation»)

? ? ?

? Glaciation des Graviers de couverture inférieurs

Glaciation des Graviers de couverture supérieurs



Figure 75: Graviers de couverture supérieurs, Egg Schneisingen (Coo. 47.52313/8.35153). S = lentilles et couches de sable, R = remplissage de chenal (Wildi & Lambert 2019, Abb. 76).

Les Graviers de couverture supérieures sont en général cimentés et forment de véritables poudingues. Souvent, ils sont fortement altérés (fig. 75).

Les **Graviers de couverture inférieurs** forment une deuxième terrasse de graviers, dans des vallées larges et légèrement encaissées. A cette époque, les glaciers du Rhin et de la Reuss-Limmat étaient probablement toujours séparés (fig. 73).

Les graviers de couverture sont connus pour contenir en premier lieu des galets de roches sédimentaires et seulement de manière très secondaire des roches cristallines. Graf (2009) a effectué un grand nombre de comptages de galets entre le Lac de Constance et le Kleigau et a mis en évidence une image complexe de différents cônes alluviaux à l'avant du glacier du Rhin. Il cite notamment un spectre de galets provenant d'une gravière près de Reutenen, avec un nombre exceptionnel de galets de roches cristallines: gneiss aplitiques, amphibolites, schistes micacés, diorite de quartz et granite du Col du Julier.

Pour les amateurs de visites de terrain, nous recommandons les affleurements spectaculaires de Graviers de couverture inférieurs dans le Tüfels-Chäller près de Baden. Ici, au Chrüzliberg, des paquets de graviers, épais d'environ 30 m, se sont affaissés sur les marnes de la Molasse d'eau douce inférieure et forment dans la forêt des tours de conglomérats et des structures d'affaissement spectaculaires (fig. fig. 62).

La fig. 77 montre des spectres de galets typiques avec de nombreux éléments de calcaire noir (surtout des Nappes helvétiques), des grès de flysch, des quartzites et d'autres composants sédimentaires. Les galets cristallins sont extrêmement rares et souvent absents.

Figure 76: tours de conglomérats et structures d'affaissement (Coo. 47.462849 / 8.299685) dans les Graviers de couverture inférieurs du Tüfels-Chäller près de Baden (Photo: A. Lambert).





Figure 77: Graviers de couverture inférieurs sous forme de conglomérats dans le Tüfels-Chäller (Baden) composés de galets de roches sédimentaires. **a:** peu de matrice; **b:** matrice de sable grossier; **R:** radiolarite (Coo. 47.462650 / 8.300784).



Figure 78: conglomérats de Graviers de couverture inférieurs dans le Tüfels-Chäller (Baden); diamètre maximal des galets > 50 cm.

Comme nous l'avons mentionné, l'extension des Graviers de couverture se limite aux anciens glaciers du Rhin, de Linth-Limmat et de la Reuss. En ce qui concerne la morphologie de la vallée de l'Aar plus à l'ouest, on ne dispose aujourd'hui que de données issues de quelques forages scientifiques pour le Pléistocène inférieur et moyen (voir par exemple Preusser et al. 2005).

Dans le bassin lémanique, on trouve des moraines glaciaires et des sédiments lacustres interglaciaires d'une période chaude à Ecoteaux près de Palézieux, à 800 m d'altitude (fig. 79). Ces témoins d'un bassin lacustre ancien indiquent, à l'instar des graviers de couverture, un vaste bassin peu encaissé.



Figure 79: delta et sédiments lacustres d'une période chaude à Ecoteaux sur la bordure du Bassin lémanique. Ces sédiments ont été déposés juste après la dernière inversion du champ magnétique terrestre il y a 800'000 ans (Coo. 46.54589 / 6.86073, Pugin et al. 1993).

Fin du Pléistocène moyen et Pléistocène supérieur: Glaciation de Möhlin (ou du Riss), Glaciation Birrfeld-Würm)

347'000 à 10'000 ans:
Surcreusement des vallées

Les deux dernières périodes glaciaires ont façonné les paysages des Alpes et de leur avant-pays tels que nous les voyons aujourd'hui. En de nombreux endroits, les morphologies de terrain créées par les glaciers ont été conservées à ce jour, comme si les glaciers venaient de fondre pour laisser place à la végétation de l'ère chaude de

l'Holocène. La figure 80 montre l'extension maximale des glaciers pendant les périodes glaciaires de Möhlin (Riss) et de Birrfeld (Würm).

L'œuvre la plus impressionnante des glaciers pendant les deux périodes est l'approfondissement définitif et, en de nombreux endroits, le surcreusement des vallées, des Alpes jusque loin dans leur avant-pays, aussi bien au nord qu'au sud des Alpes. Par surcreusement, on entend une érosion qui érode le substrat rocheux à une profondeur telle que l'eau qui s'y est accumulée ne pourrait pas s'écouler par-dessus le seuil rocheux situé en aval (fig. 81, 84). Le surcreusement le plus important des vallées rocheuses, jusqu'en dessous du niveau de la mer, s'observe dans les vallées du

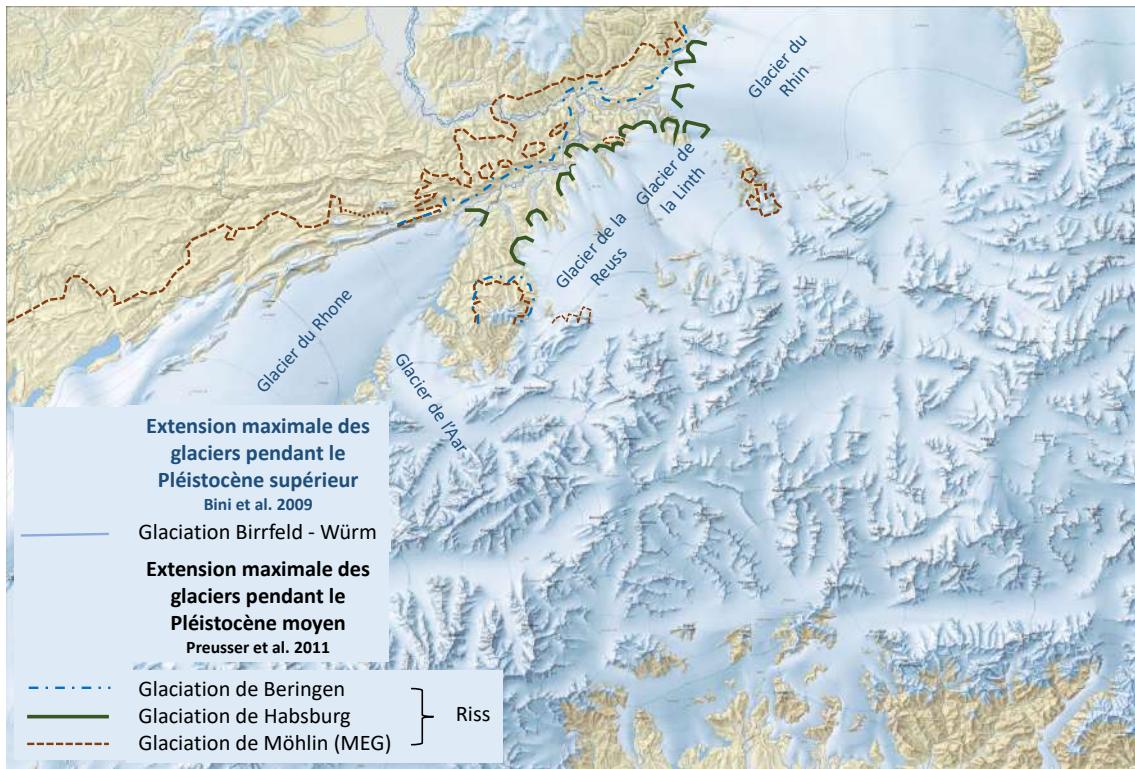


Figure 80: extension maximale des glaciers alpins pendant le Pléistocène moyen et supérieur. Pléistocène moyen (fronts glaciaires): Preusser et al. 2011, Penck & Brückner 1901/1909 ; Pléistocène supérieur (carte du relief): Bini et al. 2009 (copyright swisstopo). La carte ne fait pas de distinction entre les différentes phases froides de la dernière période glaciaire (Birrfeld-Würm). Pour la chronologie, voir fig. 74 et la compilation de Wildi (2020).

Rhône et du Rhin, à peu près à la hauteur du front alpin.

Le fort creusement des vallées alpines a eu pour conséquence l'érosion jusqu'aux niveaux tectoniques les plus profonds des nappes alpines, notamment les Nappes helvétiques avec leurs calcaires sombres à noirs, ainsi que les granites et les gneiss des massifs externes : Aar, Gothard, Aiguilles-Rouge et massif du Mont-Blanc.

Compte tenu du fort encaissement des vallées alpines, on constate une très grande diversité de galets et de blocs erratiques déposés dans les vallées de l'avant-pays alpin, sur les terrasses fluviales (Haute terrasse et Basse terrasse) et sur les vallums morainiques, avec de nombreuses roches carbonatées et de grès, de schistes, gneiss et granites. Les roches cristallines se distinguent particulièrement, car elles ont résisté le mieux à l'altération.

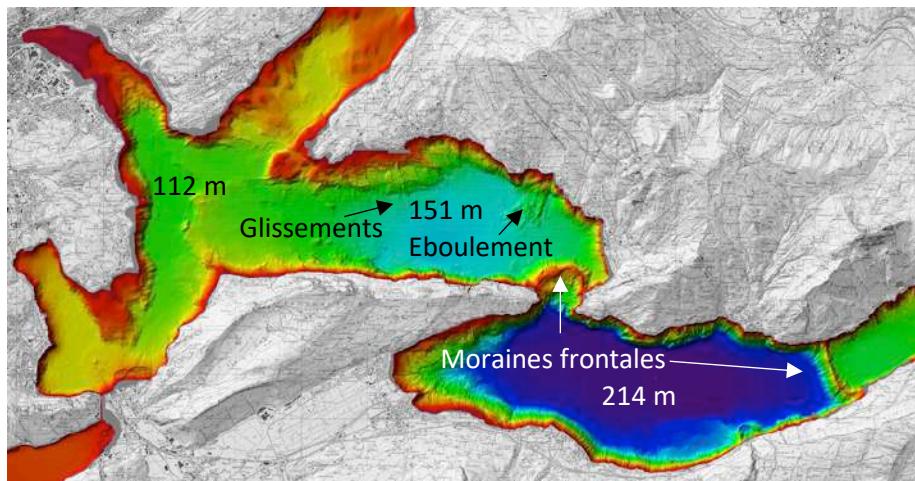


Figure 81: carte bathymétrique (profondeurs de l'eau) du Lac des Quatre-Cantons
(http://www.geo.unibe.ch/research/quaternary_geology_and_paleoclimatology/index_eng.html, Wildi & Uttinger 2019).



Figure 82: gorge de Schöllenen et Pont du Diable ; la profonde entaille dans la roche correspond à la gorge d'écoulement de l'eau de fonte à la base du Glacier de la Reuss pendant la dernière période glaciaire (photo: www.andermatt.ch).

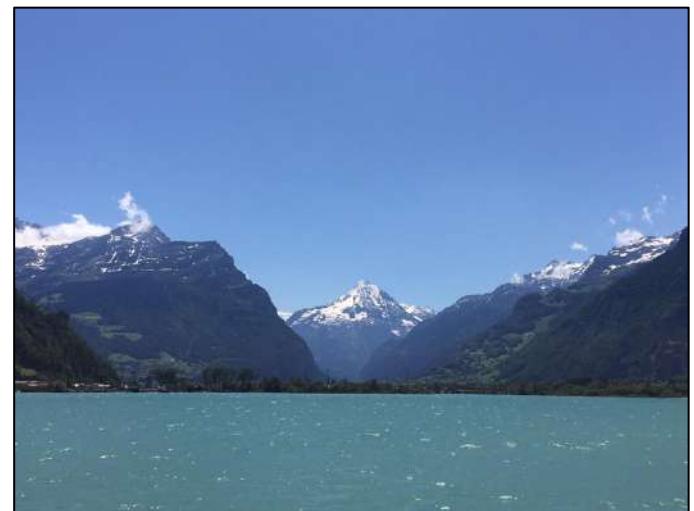


Figure 83: Lac des Quatre-Cantons, vue en direction de la vallée uranaise de la Reuss ; au centre : Bristenstock. Le surcreusement définitif (fig. 81, 84) a eu lieu pendant la dernière période glaciaire, au passage du Glacier de la Reuss (photo: J. Uttinger).

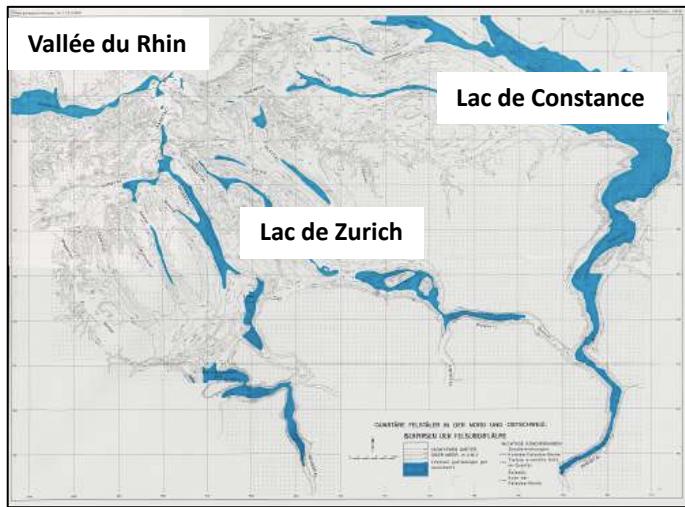


Figure 84: carte des isohypes de la surface rocheuse dans les vallées du nord et de l'est de la Suisse. Les parties des vallées marquées en bleu ont été surcreusées par l'érosion glaciaire, c'est-à-dire qu'elles comportent un seuil rocheux par lequel l'eau ne pourrait pas s'écouler depuis les parties les plus basses de la vallée (Wildi 1984).

Dans l'ancienne région d'extension du Glacier Linth-Limmat en particulier, on remarque également de nombreux blocs de verrucano rouge, provenant par exemple de la base de la Nappe du Mürtschen (fig. 90).

Les principales vallées des Alpes du Sud (Ticino, Lago Maggiore, Lago di Lugano jusqu'à Chiasso) constituent une exception à cette image de surcreusement extrême pendant la dernière période glaciaire, car elles ont été érodées à grande profondeur par leurs rivières déjà pendant l'assèchement messinien de la Méditerranée, il y a 5 millions d'années ("crise de salinité du Messinien").

Une partie des matériaux érodés pendant les périodes glaciaires forme les moraines, les terrasses fluviatiles et le remplissage des vallées dans les Alpes, sur le Plateau et jusqu'à la Méditerranée, la mer du Nord et la mer Noire.

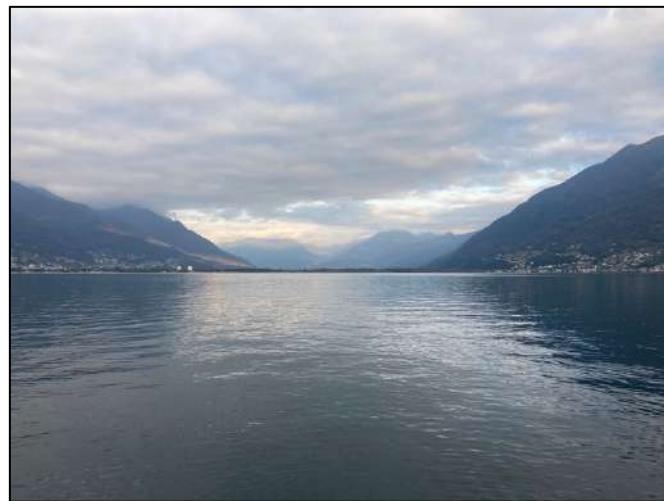


Figure 85: Lac Majeur, vue du delta de la Maggia (Locarno) vers la plaine de Magadino, le delta du fleuve Ticino. Cette vallée a probablement été érodée par le fleuve dès le Messinien et a ensuite subi des modifications glaciaires.

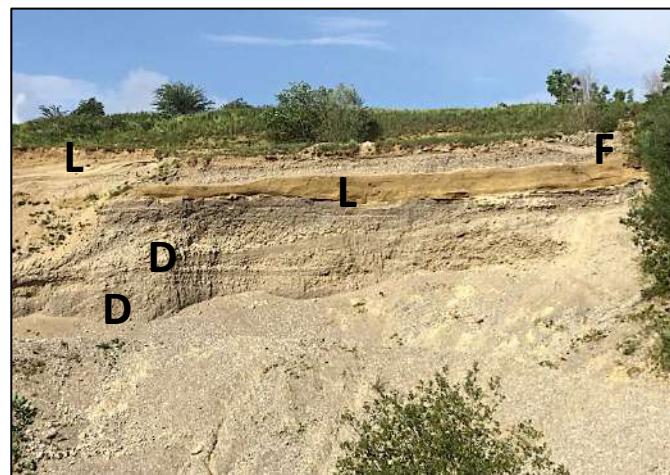


Figure 86: dépôts de la Glaciation de Möhlin (ou Riss) sur les hauteurs du Jura tabulaire près de Bossenhaus (Leibstadt, Coo. 47.57488/8.16508). D : Gravier avec stratification deltaïque, F : sédiments fluviaux, L : loess.



Figure 87: vue depuis Schönenegg sur le village de Wallbach et la vallée du Rhin en direction du nord. Le relief doux sur la gauche correspond à la moraine finale de la Glaciation de Möhlin (ou de la Riss, Coo. 47.56100 / 7.87700, Wildi & Lambert 2019).



Figure 88 a: percée de la Suhre à travers les remparts morainiques de Staffelbach près du moulin. Sur le côté droit (sud), le bassin de la langue du lobe de la vallée de la Suhre du glacier de la Reuss (Coo. 47.27789/8.04731). **b:** bloc erratique de Nagelfluh de la Molasse subalpine (Wildi & Lambert 2019).



Figure 89 : gravier de la Basse terrasse près de Verbois (Genève) avec une extraordinaire diversité de galets cristallins et sédimentaires.

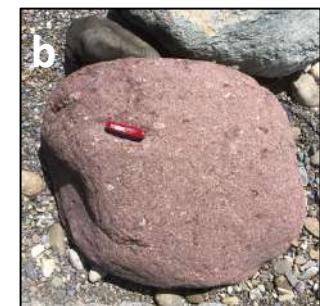


Figure 90 a: bloc erratique de Verrucano des Alpes glaronaises sur la moraine latérale du dernier âge glaciaire à Würenlos (Coo. 47.43719/8.37166).
b: bloc de Verrucano de la Glaciation de Möhlin (Riss) dans les jardins du village de Würenlingen (Coo. 47.53589 / 8.26135, Wildi & Lambert 2019).



Figure 91: cirque de drumlins morainiques à Schwand (Menzingen), formé à la limite entre les Glaciers de la Reuss et de Linth-Limmat au cours du dernier âge glaciaire (Wildi 2017 c).

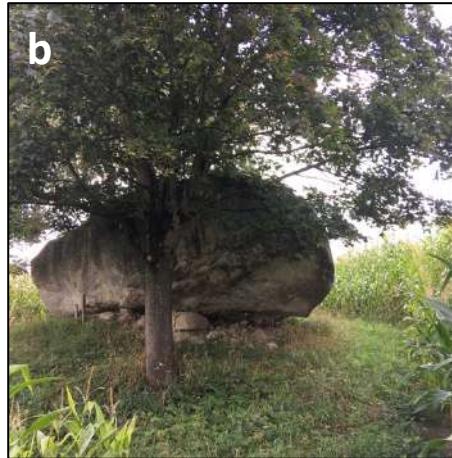


Figure 92 a: Pierre Féline, bloc erratique du Glacier du Rhône du dernier âge glaciaire; bord de l'autoroute A1 près de Crans-près-Céligny. longueur: ca. 20 m (Coo. 46.36414 / 6.18960). b: Honigstein, bloc erratique du Glacier du Rhône de la Glaciation de Möhlin (Riss) près de Roggliswil (canton de Lucerne, Coo. 47.20606, 7.88272) c: Erdmannlistein, bloc erratique du dernier âge glaciaire dans la forêt de Wohlen (Coo. 47.34739/8.31451, Wildi & Lambert 2019).



Figure 93: «Graviers de la Côte»: dépôts de gravier proches du glacier, recouverts par la moraine de fond de la dernière avancée glaciaire sur le versant nord du Bassin lémanique (Coo. 46.47569 / 6.32520).

7. Erosion post-glaciaire et actuelle

Dès le début du retrait glaciaire il y a env. 20'000 ans, l'érosion a commencé à diminuer. Deux raisons sont à mentionner en particulier:

- d'une part la diminution de la surface soumise à l'action des glaciers et
- d'autre part l'augmentation de la couverture végétale qui protège les sols de l'érosion.

Aujourd'hui encore, l'érosion la plus forte se trouve sur les surfaces abradées par le mouvement des glaciers et dans les zones rocheuses soumises à la gélification.

A la fin de la dernière glaciation et jusqu'à nos jours, de grands éboulements ont laissé leur empreinte dans les vallées alpines.



Figure 94: «Alluvion ancienne», dépôts de gravier proche du glacier, recouverts par la moraine de fond de la dernière avancée glaciaire, "Bois de la Bâtie", Ville de Genève (Coo. 46.19968 / 6.12476).

Les premiers de ces événements étaient provoqués par la déstabilisation des flancs de montagne par la disparition des glaciers (éboulements de Sierre et de Flims). L'éboulement historique du Rossberg en 1806 n'a pas d'explication autre que l'altération du rocher et l'infiltration d'eau dans les couches marneuses de la molasse. Enfin, l'éboulement d'Elm en 1881 a été provoqué par la surexploitation d'une mine d'ardoises.

Depuis la fin de l'ère glaciaire il y a 10'000 ans, le climat et l'extension des langues glaciaires ont varié à répétition. Depuis 1850 et la fin du Petit-âge glaciaire, nous vivons un réchauffement. En plus de l'augmentation de la couverture végétale, ce changement climatique est accompagné d'une remontée de la limite du permafrost, donc du gel permanent des sols. Les sols ainsi dégelés sont instables et peuvent former des coulées de boues et des laves torrentielles.

8. Bilan de l'histoire d'érosion

Flysch: subduction, début de la construction alpine et de l'histoire d'érosion du milieu du Crétacé à l'Eocène (fig. 96 a)

Le terme "flysch" désigne les sédiments qui ont accompagné le début de la construction des Alpes entre l'Afrique et l'Europe. Ils se sont formés par l'érosion de cordillères et de marges continentales qui se sont élevées le long des zones de subduction. Des matériaux fins et grossiers ont été transportés depuis la côte vers les profondeurs océaniques par des courants de densité (turbidites, coulées de boue) et se sont déposés au pied des talus sur de vastes cônes sédimentaires. Des restes de végétaux et des galets arrondis dans les conglomérats témoignent des reliefs érodés qui s'élevaient bien au-dessus du niveau de la mer (Flysch de Mocausa). Dans d'autres cas (Flysch du Niesen et du Meilleret), l'érosion s'est également produite sous l'eau, sur des talus abrupts.

Les flyschs témoignent du premier rétrécissement de la mer alpine par la subduction du fond marin du Domaine sud-pennique sous les Domaines austroalpin et sudalpin, à partir du milieu du Crétacé, à partir d'environ 94 millions d'années. Ils montrent ensuite comment l'orogenèse a progressé vers le nord jusqu'à ce que, vers la fin de l'Eocène, il ne restait plus qu'une étroite voie maritime au nord, dans le Domaine helvétique.

Les volumes de matériel d'érosion que l'on trouve dans les flyschs sont modestes en comparaison avec la molasse (voir ci-dessous). Ainsi, le volume de l'épais Flysch du Niesen conservé dans les Alpes est d'environ 500 km³. Si nous supposons pour ce flysch une épaisseur maximale de 1'300 m et une durée de dépôt de 6 millions d'années (durée du Maastrichtien), on calcule un taux de sédimentation d'environ 0,2 mm par an. Cela semble très peu, surtout si l'on considère l'épaisseur des couches de brèches grossières

et des conglomérats. Ce faible taux s'explique cependant par le fait que les rares courants de turbidité se répartissaient sur un front de subduction étendu.

Molasse: collision, soulèvement et érosion du relief alpin à l'Oligocène et au Miocène (fig. 96 b)

Tout comme le "flysch", la "molasse" est un terme lié aux processus géologiques de la formation des Alpes. A l'époque de la formation de la molasse, le relief des Alpes s'est élevé au-dessus du niveau de la mer et a progressivement formé des montagnes impressionnantes. L'érosion se produisait souvent à haute altitude, au-dessus de la limite des forêts, probablement comme aujourd'hui, par le biais de la gélification. Les torrents et les rivières ont ensuite transporté les matériaux érodés des Alpes vers les avant-pays au nord et au sud. Contrairement au flysch, les sédiments molassiques ne se sont pas déposés en mer profonde, mais alternativement dans un bras de mer peu profond ou sur le continent. La molasse sableuse et marneuse du Plateau était reliée pendant l'Oligocène et le Miocène par de vastes cônes alluviaux avec des dépôts grossiers au front alpin.

Comme nous l'avons vu au chapitre 5, l'érosion durant l'Oligocène supérieur (Chattien) et le Miocène concerne en premier lieu les unités géologiques austroalpines, c'est-à-dire les plus hautes nappes alpines. En Suisse occidentale (Mont Pèlerin), il s'agissait par exemple du Flysch de Mocausa et de son substrat sédimentaire. Plus à l'est (Rigi- Rossberg), on trouve également des roches cristallines et notamment les granites roses des Nappes austroalpines inférieures. Ce n'est qu'au Miocène que des galets provenant de l'étage tectonique immédiatement inférieur apparaissent dans le Napf, avec des ophiolites érodés dans le Sud-pennique.

Estimation du volume des produits d'érosion de la molasse:

- largeur N-S du bassin de la molasse: 50 km.
 - épaisseur de la molasse: 3 km à proximité des Alpes, 0 km au pied du Jura.
 - longueur E-W du bassin de la molasse: 300 km.
- > volume de la molasse au nord des Alpes: ca. 22 500 km³.
- volume total des Molasses au nord et au sud des Alpes: ca. 45 000 km³.

Estimation de l'épaisseur de roches alpines érodée pendant l'Oligocène et le Miocène:

- largeur N-S des Alpes centrales en Suisse: 140 km
 - longueur E-W de la crête des Alpes: 300 km
- > surface érodée: 42'000 km²
- volume d'érosion: 45 000 km³
 - épaisseur moyenne érodée: 1.1 km

Posons enfin la question des volumes érodés et de l'épaisseur des formations géologiques érodées: L'épaisseur de roche érodée calculée (1.1 km, voir ci-dessus) ne comprend pas les matériaux fins (argile, silt et sable fin) emportés vers la Méditerranée au sud-ouest, le Bassin danubien à l'est ou encore la mer Adriatique au sud. Une épaisseur moyenne effective érodée d'environ 2 km est probable. Cela signifie que les Nappes austroalpines s'étendaient jusqu'en Suisse occidentale et recouvriraient dans toute cette région les nappes plus profondes du Pennique et de l'Helvétique. Aujourd'hui, on n'en trouve plus qu'un maigre reste en Suisse occidentale, sous forme de la Nappe de la Dent Blanche et des plus hautes nappes de flysch (Flysch de la Simme, Nappe des Gets) des Préalpes. En revanche, en Suisse orientale, dans le canton des Grisons et en Autriche, les Nappes austroalpines sont largement conservées jusqu'au front alpin (fig. 95).

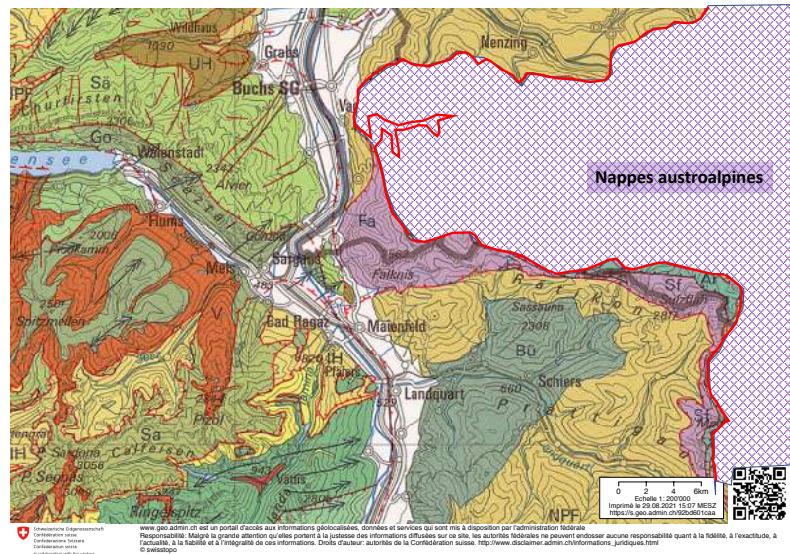


Figure 95: avancée des Nappes austroalpines jusqu'au front alpin à l'est de la vallée du Rhin (Carte tectonique de la Suisse 1:500'000, modifiée; Swissstopo).

L'Oligocène supérieur et le Miocène ont duré en tout environ 20 millions d'années. Pour une profondeur d'érosion totale de 2 km, on calcule un taux d'érosion moyen d'environ 0,1 mm/an.

Pléistocène, glaciations: creusement et surcreusement des vallées (fig. 96 c)

Les "pères fondateurs" de l'histoire des glaciations dans l'espace alpin (Penck & Brückner 1901/1909) postulaient l'existence de quatre grandes glaciations (Günz, Mindel, Riss et Würm), complétées par Biber et Danube au début du Pléistocène. Comme nous l'avons expliqué au chapitre 6 (fig. 74, 80), cette image a été affinée entre-temps. Le relief actuel des Alpes et de leur avant-pays est dû en grande partie à l'action des glaciers au cours des 800 000 dernières années, pendant le Pléistocène moyen et le Pléistocène récent.

A la fin de la sédimentation de la molasse, au Miocène supérieur, la morphologie de l'avant-pays au nord et au sud des Alpes était caractérisée par les énormes cônes alluviaux qui s'étaient formés à la sortie des vallées alpines au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène. On peut toutefois se demander à quelle profondeur ces vallées alpines étaient déjà érodées et jusqu'où l'érosion avait progressé à la fin du Pliocène, respectivement au début du Pléistocène, il y a deux millions d'années.

Au sud des Alpes, les vallées étaient déjà fortement creusées au Miocène supérieur et au Pliocène, à la suite de l'assèchement de la Méditerranée ("crise de salinité du Messinien", chapitre 5).

Au nord des Alpes, le niveau topographique des Graviers de la couverture supérieures de la Suisse orientale donne certaines indications sur le niveau d'érosion au début du Pléistocène. Comme nous l'avons vu au chapitre 6, la base du glacier du Rhin près de Saint-Gall se situait à 850 m il y a environ 800 000 ans. Dans le bassin lémanique, on trouve au cours de la période interglaciaire suivante un premier bassin lacustre près d'Ecoteaux à 800 m d'altitude.

Tant la vallée du Rhin que la vallée du Rhône ont été surcreusées par les glaciers au cours de la dernière période glaciaire, à la hauteur du front alpin, jusqu'en dessous du niveau de la mer. Au cours des quelque 800 000 dernières années de l'histoire de la Terre, ces vallées ont donc été creusées à un rythme moyen d'un peu plus de 1 mm par an. (Ce calcul inclut les périodes interglaciaires).

Si l'on s'éloigne du front alpin, l'érosion glaciaire des vallées diminue et disparaît complètement à Möhlin dans la vallée du Rhin, l'extension maximale jamais atteinte par les glaciers.

L'érosion actuelle des Alpes a été estimée par H. Jäckli (1985, voir aussi à ce sujet A. Lambert, 1987) à 0,25 mm par an à partir de données sur l'apport de sédiments dans les lacs. Cette perte d'altitude est toutefois compensée par le soulèvement tectonique.

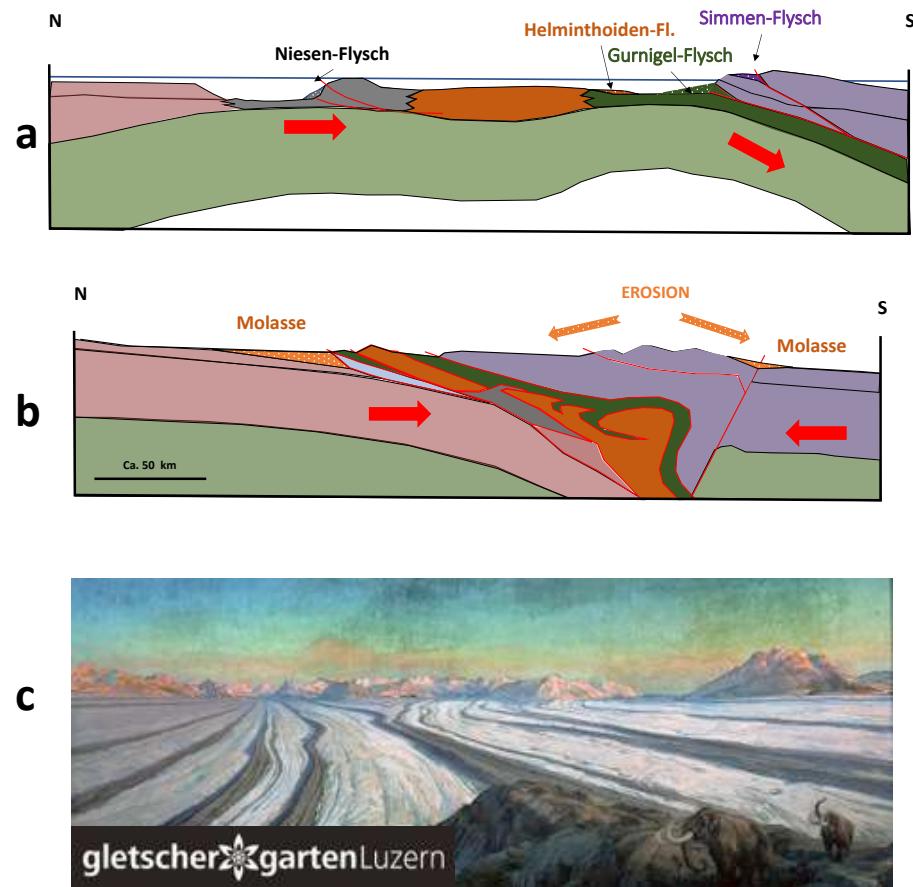


Figure 96: histoire de l'érosion des Alpes en trois phases : **a)** subduction et formation du flysch, **b)** collision, soulèvement et formation de la molasse ; **c)** érosion glaciaire : Lucerne pendant la dernière période glaciaire (Gletschergarten Luzern, peinture à l'huile de Ernst Hodel, d'après un projet du géologue Albert Heim).

Glossaire

Les noms de lieux : Tous les noms de lieux utilisés dans le texte se trouvent sur les cartes de Swisstopo à l'aide de la fonction de recherche :
<https://www.swisstopo.admin.ch/>

Alluvion / alluvial: dépôt de torrent ou de rivière, gravier sable.

Altération: processus physique, chimique et/ou biologique, généralement météorique, qui décompose les roches en leurs minéraux et plus généralement en fractions fines, voire les met en solution.

Amphibolite: roche verte métamorphique composée principalement d'amphibole, un minéral du groupe de la hornblende. L'amphibolite résulte de la transformation métamorphique du basalte, de son équivalent en profondeur, le gabbro, ou d'autres méta-basites.

Anchimétamorphique: roche faiblement métamorphique, n'ayant subi qu'une transformation mineure.

Aptychus: Valves en calcite qui permettaient probablement d'obturer l'ouverture des ammonites.

Arénite: roche sédimentaire de la classe granulométrique des sables. Le terme peut être utilisé en combinaison avec la composition minéralogique ou chimique («calcarénite»).

Arkose (grès): roche sédimentaire de la classe granulométrique des sables. Les arkoses se caractérisent par une forte teneur en feldspath.

Asthenosphère: localisée sous la lithosphère (la terre solide), formée de magmas visqueux. Sous les continents dès env. 60 km (maximum 200 km) de profondeur.

Basalte: le basalte est une roche magmatique volcanique issue d'un magma rapidement refroidi et caractérisée par sa composition minéralogique : plagioclase (50%), pyroxène (25-40%), olivine (10-25%) et 2-3% de magnétite.

Bloc erratique: bloc de roche transporté par un glacier et déposé sur le bord du glacier, généralement d'origine alpine.

Brèche: roche solide constituée de composants rocheux anguleux (non arrondis) de l'ordre du cm au dm.

Bryozoaires: "bryozoaires" formant des colonies similaires aux coraux dans l'eau douce ou salée.

Calcaire: roche sédimentaire marine (ou lacustre) fréquente, composée de carbonate de calcium (CaCO_3). Les roches calcaires sont formées principalement à partir de boues d'algues fines (nanoplancton) et d'une multitude de coquilles fossiles.

Calpionelles: groupe de protozoaires pélagiques éteint qui vivaient au Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. On les trouve généralement dans les calcaires à grain fin (micritiques) qui se sont déposés en mer sous la base des vagues et certainement souvent à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Il arrive qu'on les trouve ici avec des aptychus.

Canyon: gorge étroite et abrupte.

Carbonate, roches carbonatées: roches calcaires et dolomitiques.

Conglomérat: dépôts clastiques consolidés par un ciment, avec des composants rocheux arrondis, granulométrie au-dessus de 2 mm .

Croûte terrestre: couche rocheuse supérieure de la Terre solide. La croûte terrestre continentale se compose principalement de granites, de gneiss et de roches sédimentaires. La croûte terrestre océanique est principalement composée de basalte.

Détritique / clastique: matériel minéral meuble, matériau rocheux, souvent issu de l'altération de roches solides (p. ex. sable).

Dolomie: roche formée de minéraux dolomitiques $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, sédimentée dans des eaux fortement minéralisées des lagunes et des déserts salins (sebkhas).

Dolomie principale («Hauptdolomit»): Puissante formation de roches de dolomies litées et laminées du Trias supérieur de l'Astroalpin.

Drumlin: forme de terrain (morphologie) allongée et arrondie ("dos d'éléphant"), constituée de matériaux morainiques glaciaires ou de rocher (drumlin rocheux). Les drumlins se forment sous le glacier par dépôt et érosion alternés de débris glaciaires, et/ou par abrasion du rocher.

Erosion: enlèvement de la roche par l'action des glaciers, de l'eau et/ou du vent.

Faciès: en géologie: terme qui décrit la nature très générale d'une roche et de son origine. L'analyse du faciès d'une roche sédimentaire, de même que la séquence des couches, permet de remonter aux conditions de l'environnement de dépôt ou aider à comprendre son histoire diagenétique (Wikipédia).

Foraminifères (foraminifères): protozoaires unicellulaires, sessiles ou planctoniques, souvent avec un squelette calcaire composé d'une ou plusieurs chambres. Bons fossiles de référence pour la datation des roches sédimentaires marines.

Fossiles : restes de plantes et d'animaux du passé.

Fracture (faille tectonique): surface au niveau de laquelle deux compartiments de roches se sont déplacés l'un par rapport à l'autre.

Gélification : si l'eau pénètre dans des fissures ou des crevasses de la roche et les remplit, le volume augmente lorsque la roche gèle. Il en résulte une augmentation de la pression dans la roche jusqu'à ce qu'elle se fracture . La roche solide se transforme alors en débris.

Géochronologie: la géochronologie est la science qui permet de déterminer l'âge des roches, à l'aide de fossiles et de diverses autres méthodes de datation. Il existe deux types de géochronologie : la géochronologie absolue et la géochronologie relative.

Globotruncana: foraminifères unicellulaires au squelette en calcium, sinuex avec plusieurs compartiments. Les Globotruncana ont habité les mers du Crétacé supérieur et se sont éteints à la fin du Crétacé.

Gneiss: roche métamorphique formée par recristallisation, stratifiée en bancs de cm à plusieurs dm d'épaisseur.

Gneiss oeillé : gneiss avec de grandes inclusions ("yeux") de feldspath.

Granite: roche magmatique massive, formée par l'intrusion de magma dans la croûte terrestre et la cristallisation par refroidissement. Composition : feldspath, quartz, mica et minéraux mineurs.

Granulométrie: dans les roches meubles, nous distinguons dans ce texte les granulométries suivantes : argile (< 0,002 mm), silt (0,002 - 0,063 mm), sable (0,063 - 2 mm), gravier (2 - 63 mm), pierres, galets (> 63 mm).

Günz, Mindel, Riss, Würm: ancienne dénomination des quatre périodes glaciaires classiques au cours des 800'000 dernières années du Pléistocène.

Interglaciale: période climatique chaude entre deux périodes glaciaires. Nous vivons aujourd'hui dans une période interglaciaire, l'Holocène.

Karst: cavités souterraines (grottes karstiques) et superficielles (karst de surface, "dolines") dans les roches carbonatées (dolomies, calcaires) et évaporitiques (roches sulfatées, salines). Le karst se forme par la dissolution de carbonates et d'évaporites par les eaux de surface et souterraines qui circulent.

Marbre: roche carbonatée métamorphique, transformée (recristallisée) à haute température.

Marne: roche solide tendre, composée d'un mélange d'argile et de calcaire.

Méta . . basalte, . . . marbre: "méta-" désigne les roches métamorphiques.

Métamorphose / métamorphisme: processus de transformation des minéraux et des roches, à des températures élevées (> 200 °C) sous forte pression. Dans les Alpes, le métamorphisme est lié au plissement (orogenèse).

Mica: "phyllosilicate" et aluminosilicate, composé principalement d'aluminium, de silicium, de calcium et autres. Les phyllosilicates forment de fines feuilles ou écailles qui scintillent au soleil. Couleurs: transparent (muscovite, séricite), noir à vert foncé (biotite), vert (chlorite). Origine: se forment lors de la cristallisation des roches ignées et à l'occasion du métamorphisme.

Minéraux lourds / minéraux légers: de manière classique, on distingue dans une roche les minéraux légers des minéraux lourds. La limite se situe à une densité de 2,9 g/cm³. Des minéraux lourds typiques sont la tourmaline, le grenat, le zircon et bien d'autres.

Molasse: roches sédimentaires constituées des produits de l'érosion des Alpes au cours de l'Oligocène supérieur et du Miocène: conglomérats, grès, marnes et argiles. On distingue la molasse marine déposée dans la mer de la molasse d'eau douce formée par les rivières et dans des lacs.

Moraine: débris glaciaires avec toutes les tailles de grains possibles («diamicte»).

Nagelfluh: terme populaire pour désigner les conglomérats des molasses d'eau douce et les graviers cimentés de l'époque glaciaire.

Nannoplancton: petit plancton végétal (phytoplancton), souvent doté d'un squelette interne en calcium.

Nappe (tectonique): grande unité géologique (étendue : souvent plusieurs kilomètres). Les nappes ont été charriées (chevauchements) les uns sur les autres lors du plissement des Alpes.

Ophiolites: groupe de roches appartenant à la lithosphère océanique : basalte, gabbro et péridotite.

Orogénèse: processus tectonique complexe qui conduit à la formation d'une chaîne de montagnes.

Paléogéographie: discipline de la géologie qui tente de reconstituer les conditions géographiques du passé géologique.

Palinspastique: se rapporte à une section ou à une carte montrant la position géographique initiale des unités géologiques.

Pegmatite: terme désignant la variété à gros grains d'une roche magmatique. La taille typique des grains est supérieure à un centimètre.

Pélite: sédiment fin dont la taille des grains est < 0,02 mm .

Période glaciaire: période de l'histoire de la Terre caractérisée par un climat froid et une avancée des glaciers alpins jusque sur le Plateau et le Jura.

Prasinite: schiste vert issu du métamorphisme hydrothermal de Metagabbros et pouvant être transformé en schiste bleu lors de la subduction. L'un de ses minéraux caractéristiques est la chlorite, qui lui confère sa couleur verte.

Quartz: minéral transparent ou blanchâtre, composé de silicium et d'oxygène (SiO₂). C'est l'un des minéraux les plus fréquents dans la composition de la croûte terrestre.

Quartzite: roche composée de quartz, soit d'origine sédimentaire (sable), soit issue de la cristallisation dans des fissures.

Radiolarite: roche sédimentaire composée principalement de squelettes de radiolaires unicellulaires marins en forme d'étoile. Ces squelettes sont composés d'acide silicique (quartz, SiO₂). Les radiolarites sont généralement de couleur rouge ou verdâtre, selon le niveau d'oxydation des oxydes de fer qu'elles contiennent à l'état de traces. Elles se sont déposées en mer profonde, en dessous de la limite de dissolution du calcium (CCD).

Roche meuble: roche sans cohésion solide, ni cimentée ni mastiquée ("boue", argile, silt, sable, gravier).

Roches sédimentaires, sédiments: roches sédimentaires continentales et marines. Les roches sédimentaires détritiques telles que les argiles, les marnes, les grès, les brèches et les conglomérats s'opposent aux sédiments biologiques (calcaire en partie) et aux sédiments formés par des processus chimiques telles que le gypse et le sel gemme net éventuellement une partie des carbonates.

Roche solide: roche sédimentaire compacte, souvent consolidée par un ciment ; roches métamorphiques et autres roches cristallines.

Schiste: roche sédimentaire ou métamorphiques en couches millimétriques.

Serpentine: famille de minéraux de la famille des phyllosilicates. Fibreuse, de couleur verdâtre à blanchâtre. Formule chimique générale : (Mg,Fe,Ni)₃Si₂O₅(OH)4.

Silex: roche composée de calcédoine (SiO₂), une forme microcristalline du quartz.

Silicates, roches silicatées: minéraux (roches) contenant une part importante de silicium (quartz, feldspath).

Spongolite: roche sédimentaire marine composée d'aiguilles d'éponges siliceuses.

Subduction / Collision: lorsque deux plaques terrestres se rapprochent (tectonique des plaques, déplacement des continents), une plaque contenant des roches denses (roches océaniques) s'enfonce sous une plaque contenant des roches moins denses (roches continentales). Cette subduction s'oppose à la collision de plaques composées de roches continentales moins denses. Les Alpes, avec leurs nappes empilées les unes sur les autres, sont le résultat d'une collision entre l'Europe et l'Afrique. Celle-ci a fait suite à une subduction antérieure du fond océanique de l'océan liguro-piémontais.

Subsidence: abaissement de la croûte terrestre dans un bassin sédimentaire, sur une marge continentale, dans une zone de subduction ou de collision.

Bibliographie

- Ackermann, A. 1986: Le Flysch de la nappe du Niesen. Eclogae Geol. Helv. 79 (3): 641-684.
- Bayer, A.A. 1982: Untersuchungen im Habkern-Melange ("Wildflysch") zwischen Aare und Rhein. Diss. ETHZ Nr. 6950.
- Bini A., Buoncristiani J.-F., Coutterand S., Ellwanger D., Felber M., Florineth D., Graf H.R., Keller O., Kelly M., Schlüchter C. & Schoeneich P. 2009: La Suisse durant le dernier maximum glaciaire. Swisstopo, Wabern.
- Cadisch, J. 1928: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Geol. Rundschau 19/2, 105-119.
- Caron, C., Homewood, P. & Wildi, W. 1989: The original Swiss flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss prealps. In: Earth-Science Reviews vol. 26, n° 1-3, p. 1-45. doi: 10.1016/0012-8252(89)90002-0
- Elter, G., Elter, P., Sturani, C. & Weidmann, M. 1966: Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablasiennes. Bull. Lab. Géologie, Mineralogie Géophysique du Musée géologique de l'Univ. Lausanne 167, 279–375.
- Graf, H.R. 2009: Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. Quat. Scie J. 58/1, 12 – 53.
- Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter Ch. 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland. , E&G Quaternary Science Journal 60/2-3, 282-305.
- Homewood, P. 1974: Le Flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités encadrantes. Eclogae Geol. Helv., 67 (2): 349-401.
- Jäckli, H. 1985: Zeitmassstäbe der Erdgeschichte. Birkhäuser Basel, 151 S.
- Keller, O. 2009: Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte: Zur Umlenkung eines Flusses im Eiszeitalter. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, H. 127, S. 193-208. file:///Users/wildi/Downloads/Umlenkung%20Alpenrhein%20-%20Schule.at.htm
- Matter, A. 1964: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. Eclogae geol. Helv. 2, 316-429.
- Müller, H.P. 1970: Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schweiz). Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Philosophischen Doktorwürde vorgelegt der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich. Leemann, Zürich
- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Kleboth, P.h 1984: Erläuterungen zur «Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000. Nagra, NTB 84-25, Wettingen.
- Lambert, A. 1987: Sanduhren der Erdgeschichte. Geowissenschaften in unserer Zeit 5/1, 10-18.
- Penck, A. & Brückner, E. 1901/1909: Die Alpen im Eiszeitalter. C. H. Tauchnitz, Leipzig , 1199 S. in drei Bänden.
- Pfiffner, O.A. 2015: Geologie der Alpen. Haupt Bern, 400 S. dritte Aufl.
- Plancherel, R., Braillard, L. & Dall'Agnolo, S. 2020: Château-d'Oex, Notice explicative, Atlas géol. Suisse, 1245, 124 p.
- Preusser, F., Dresch-Schneider, R., Fiebig, M. & Schlüchter, Ch. 2005: Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. J. Quat. Scie. 20/6, 607-620.
- Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter Ch. 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland. , E&G Quaternary Science Journal 60/2-3, 282-305
- Pugin, A., Bezat, E., Weidmann, M. & Wildi, W. 1993: Le bassin d'Ecoteaux (Vaud, Suisse): Témoin de trois cycles glaciaires quaternaires. Eclogae geol. Helv. 86/2, 343-354.

- Renz, H.H. 1937: Zur Geologie der östlichen st. Gallisch – appenzellischen Molasse. Jahrb. St. Gall. Natw. Ges. 69.
- de Saussure 1796: Voyage dans les Alpes. Genève.
- Schlunegger, F. & Castelltort, S. 2016: Immediate and delayed signal of slab breakoff in Oligo/Miocene Molasse deposits from the European Alps. *Sci. Rep.* 6, 31010.
- Schminke, Th., Frechen, H.-U., & Schlüchter, C. 2008: Quaternary. - In: McCann, T. (Ed.): The Geology of Central Europe, vol. 2, Mesozoic and Cenozoic, Chapter 20: 1287-1347.- The Geological Society (London).
- Speck, S. 1953: Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. - Dissertation. Karl-Zehnder, Zug.
- Studer, B. 1927: Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. Ann Scie. Nat Paris, 11, 1-47.
- Trümpty, R. 1980: Geology of Switzerland. Wepf, Bern, 104 S.
- Trümpty, R. & Bersier, A. 1954: Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin : pétrographie, statistique, origine . Eclogae geol. Helv. 47/1, 120 -164.
- Vogel A. & Hantke R. 1988: Zur Geologie des Rigigebietes. Mitt. Naturf. Ges. Luzern 30, 24–50
- Wicht, J.M. 1984: Le Flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes Romandes. Thèse Univ. Fribourg 877, 166 S.
- Wildi, W. 1984: Isohypsenkarte der quartären Felstälern in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. Eclogae Geol. Helv. 77/3, 541-551.
- Wildi, W., Gurny-Masset, P. & Sartori, M. 2015: Führer durch die Gletscherlandschaften des Val d'Hérens. <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/gletscherlandschaften-des-val-dherenspaysages-glaciaires-du-val-dherens/>
- Wildi, W. 2017 a: Baustein Molasse: Geo-Wanderung von der Stadtkirche von Zofingen zu den Steinbrüchen der Chuzenhöhle. www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung--stadtkirche--von-zofingen-zu-den-Molassesteinbruechen-chuzenhoehle.
- Wildi, W. 2017 b: Geo-Wanderung um das Zungenbecken des Reussgletschers von Mellingen. <http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-um-das-zungenbecken-des-reussgletschers-von-mellingen-d-f/>
- Wildi, W. 2017 c: Geo-Wanderung im Drumlinzirkus von Schwand (Menzingen). <http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-im-drumlinzirkus-von-schwand-menzingen/>
- Wildi, W. 2019: Zinal: histoire naturelle et présence humaine. <http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/zinal-histoire-naturelle-et-presence-humaine>
- Wildi, W. & Lambert A. 2019: Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. Aarg. Natf. Ges. Aarau 183 S.
- Wildi , W. & Uttinger, J. 2019:Geologische Schifffahrt auf dem Vierwaldstättersee. <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geologische-schifffahrt-auf-dem-vierwaldstaettersee-d-e-f/>
- Wildi, W. 2020: Sur les traces de l'histoire de la Terre en Suisse. Berne : Erlebnis-Geologie, 92 p. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:140171>

Remerciements

Ce petit guide de l'histoire de l'érosion des Alpes a notamment été rédigé grâce à de nombreux renseignements et du matériel cartographique reçu de la part de des personnes suivantes:

Toni Ackermann, Fribourg
 Thierry Basset, Corsier
 Philippe Favre, La Forclaz
 Jean-Claude Lalou, Boudry
 André Lambert, Baden
 Raymond Plancherel, Chernex
 Jörg Uttinger, Schwyz
 Rémy Wenger, Corbeyrier
 Jean-Marie Wicht, Lussy

Qu'ils soient remerciés ici pour leur générosité!