

Géologie des Alpes

Les **Alpes** font partie des chaînes alpines péri-téthysiennes, formées pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, qui s'étendent du Maghreb (par exemple le Haut Atlas marocain) à l'Extrême Orient (Himalaya). Une partie de ces chaînes de montagnes (les chaînes péri-méditerranéennes) est issue de l'ouverture, puis de la fermeture de bassins océaniques du système téthysien. L'existence de ces orogènes est liée à la convergence des plaques africaine et européenne et à l'interposition de blocs ou de microplaques. Les Alpes proprement dites s'étendent sur un millier de kilomètres, entre Gênes et Vienne, avec une largeur comprise entre 100 et 400 kilomètres. On peut les subdiviser sur des critères géographiques, géologiques et topologiques, en trois parties distinctes : les Alpes occidentales, qui forment un arc entre la mer Méditerranée et le Valais, les Alpes centrales, entre le Valais et les Grisons (Suisse orientale), et les Alpes orientales et méridionales, qui s'ensellent dans la plaine de Pannonie à l'ouest des Carpates.

L'arc des Alpes occidentales est classiquement subdivisé en deux parties, séparées par le chevauchement pennique crustal : la zone externe et les zones internes^[1]. Ce chevauchement majeur juxtapose des unités paléogéographiques distinctes, ayant eu des histoires tectoniques et métamorphiques différentes : globalement, les unités de la zone externe correspondent aux parties proximales de la marge européenne, qui ont été peu raccourcies et peu métamorphosées lors de l'histoire alpine, alors que les unités internes correspondent aux parties plus distales et au plancher océanique, qui ont subi un métamorphisme et un raccourcissement plus fort. Les déformations dans les Alpes (observables grâce aux séismes et à la géodésie) sont actuellement faibles à très faibles^[2]. Cependant, des taux de soulèvement de l'ordre de 1 mm/an sont observables en Suisse^[3]; des données comparables ne sont pas disponibles en France ou en Italie, mais il est probable que les vitesses verticales soient comparables. L'origine d'un tel soulèvement reste aujourd'hui largement débattu, le raccourcissement dans les Alpes occidentales étant faible à nul.

De la chaîne hercynienne à l'océan alpin (Téthys alpine)

La chaîne Hercynienne se forme du Carbonifère au Permien et disparaît à la fin du Paléozoïque par un amincissement crustal tectonique (caractérisé par de grandes faille (normales et décrochantes), des bassins sédimentaires et des intrusions granitiques. Ces structures sont recouvertes par les sédiments triasiques. La direction Nord-Est-Sud-Ouest, actuellement très bien exprimée dans les Alpes par la foliation métamorphique et les failles d'âge hercynien (dans les massifs cristallins externes du Mont Blanc et de Belledonne en particulier) est l'une des directions hercyniennes principales. Ces directions constituent un prédécoupage du continent pangéen qui a permis de localiser les déformations lors de l'extension jurassique et de la compression alpine.

Ainsi, le rifting (Jurassique inférieur) qui abouti au Jurassique moyen à l'ouverture de la Téthys alpine (océan liguro-piémontais) réutilise ces directions. Une autre ouverture océanique, au Crétacé reprend les sédiments post-rift et conduit plus au Nord à la formation de l'océan valaisan. Ce bassin océanique étroit délimite le micro-continent briançonnais, également intégré au prisme alpin. Ces ouvertures océaniques font partie d'un contexte global d'extension qui voit l'éclatement de la Pangée et la formation de l'océan Atlantique au cours du Jurassique moyen. Elles s'expriment par un rifting créant des bassins en demi-graben de dimension décakilométrique séparés par de grandes failles normales crustales, puis la création de marges passives subsidentes. Les séries sédimentaires des marges continentales sont issues de blocs de socle basculés et de sédiments déposés sur ces blocs^[4]. Les séries sédimentaires océaniques, quant à elles, sont issues du plancher océanique (roches basiques et ultrabasiques) et des sédiments sus-jacents.

Du continent à l'océan, on retrouve les [domaines paléogéographiques](#) suivants:

- le *domaine Dauphinois* (ou *Helvétique*) est constitué de séries marno-calcaires jurassique épaisses et souligné par de grosses barres de [calcaire](#) massif du Crétacé, qui surmonte le socle paléozoïque (massifs cristallins externes, MCE).
- Les domaines *Ultradauphinois* (ou *Ultrahelvétique*) et Valaisans sont essentiellement constitués de flyschs [paléocènes](#) à [éocènes](#) produits par l'émersion de la chaîne éoalpine.
- Le domaine *Briançonnais* est composé de socle paléozoïque composant les massifs cristallins internes (MCI) recouvert d'une épaisse pile sédimentaire (Trias à Crétacé principalement).
- Les domaines *Liguro-Piémontais* correspondent au plancher océanique recouvert de sédiments profonds (les futurs [schistes lustrés](#)).
- Les unités *austro-alpines* proviennent du socle et de la couverture de la [marge](#) africaine. Ces unités sont particulièrement exprimées dans les Alpes orientales mais ne constituent que la nappe de la [Dent Blanche](#) et de la zone Sésia dans les Alpes occidentales.

Au cours de l'[orogénèse](#) alpine, ces différentes unités paléogéographiques vont constituer la base des zonations métamorphiques et tectoniques. À une échelle locale, des distinctions importantes sont à faire, et des unités juxtaposées peuvent avoir eu des histoires métamorphiques différentes.

Subduction puis collision (histoire compressive)

Au [Crétacé](#) supérieur, l'ouverture de l'[Atlantique](#) Nord provoque l'arrêt de l'ouverture de la Thétys alpine, le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe et l'initiation d'une [subduction](#) à vergence Sud-Ouest. La marge européenne subducte sous la micro-[plaque adriatique](#). Cette micro-plaque, en relation avec la [plaque africaine](#), a joué un rôle déterminant dans l'histoire alpine. La subduction (crétacé à eocène) transporte à grande profondeur certaines parties de la marge européenne ([nappes Lépointines](#), ou nappes Penniques Inférieures), du micro-continent Briançonnais ([Mont Rose](#), [Grand Paradis](#) et [Dora Maira](#)) et les planchers océaniques Ligure (Schistes lustrés) et Valaisan ([Flyschs](#) métamorphiques). Le métamorphisme éoalpin, de haute pression indique des profondeurs d'enfouissement de 50 à 100 km suivant les unités affectées^[6]. Certaines parties du plancher océanique ne sont pas subductées, et on observe dans les Alpes une [suture](#), caractérisée par des roches basiques, d'affinité océanique, obductées et intégrée au prisme pennique ([ophiolites](#) du Mont Chenaillet).

La subduction est suivie dès l'[Oligocène](#) par une collision continentale s.s. entre les marges européenne et apulienne (« africaine »). Cette collision provoque de grands [charriages](#), des [plis](#), des [chevauchements](#), des [schistosités](#), et, d'une manière générale, une importante [déformation ductile](#) compressive à [vergence](#) pro- (vers le Nord et l'Ouest) puis rétro- (vers le Sud et l'Est). Cette déformation ductile est complexe et polyphasée. La juxtaposition des unités Austro-Alpines ([klippe](#) de la Dent-Blanche), penniques (zones internes métamorphiques) et externe (marge européenne peu métamorphique) est directement issue des stades précoces de cette collision. Au [Miocène](#), la déformation s'exprime principalement en domaine plus cassant, avec des chevauchements qui se propagent des domaines internes vers les domaines plus externes (vers le Nord et l'Ouest) et qui affectent principalement la marge européenne. Les nappes de couverture (nappes dauphinoises / helvétiques) mises en place au cours de l'[Oligocène](#) sont déformées par le soulèvement des massifs cristallins externes. Les [massifs subalpins](#) plus externes (Dauphinois) continuent à se déformer pendant le [Miocène](#), en avant des massifs cristallins externes qui se soulèvent. La formation, au

[Miocène](#) supérieur des chaînes d'avant-pays (« folds and thrust belt ») du [Jura](#) et de la [nappe de Dignes](#) signe les derniers épisodes compressifs de l'orogène alpin.

Au cours de cette longue histoire compressive, un important bassin d'avant-pays (le [bassin molassique](#)) subsida par [flexure](#), en avant de la chaîne alpine de l'Oligocène au [Miocène](#) moyen. Les sédiments qui s'y déposent sont progressivement déformés et intégrés aux structures alpines. Le transfert de la déformation en avant du bassin molassique, au front du [Jura](#), provoque le soulèvement de celui-ci et l'arrêt de la sédimentation de [molasse](#)^[7]. L'histoire alpine est également marquée par une importante déformation [décrochante](#) qui affecte toutes les unités tectoniques. Le rôle de ces mouvements décrochants liés à des rotations est considéré comme majeur par certains auteurs. L'origine [géodynamique](#) de ces décrochements reste discutée, mais ils sont pour une grande partie liés aux mouvements et à la rotation anti-horaire de la [micro-plaque apulienne](#).

L'évolution extensive tardive

L'histoire la plus récente des Alpes occidentales internes s'exprime par une déformation principalement [extensive](#) et [décrochante](#), alors que l'évolution précoce se caractérisait dans des déformations principalement [compressives](#). Des déformations extensives des zones internes sont décrites dès l'[Oligocène](#), en condition [ductile](#)^[8]. Des déformations extensives cassantes ont été observées dans l'ensemble des zones internes, et reflètent un mécanisme prépondérant dans la partie interne de l'arc alpin occidental^[9]; elle se place nécessairement pendant le [Néogène](#), pendant que les zones externes sont soumises à un régime compressif. La déformation active, caractérisée par la [sismotectonique](#), est principalement extensive dans les zones internes, alors que le régime tectonique de la zone externe est décrochant et compressif^[10]. La comparaison avec d'autres orogènes ([Himalaya](#), [Andes](#), [Apennins](#), [Basin and Ranges](#), [Chaîne hercynienne](#)...) montre que l'évolution tardive d'une chaîne de montagne passe par des processus extensifs. Les origines géodynamiques de ces processus extensifs sont nombreuses, et dépendent de l'équilibre entre les forces internes (forces de volumes) et externes à la chaîne (forces aux limites).

QUESTIONS ET RÉPONSES EN VRAC

Quel est l'âge des Alpes ?

On ne peut d'abord pas chiffrer une date de formation car les Alpes sont nées à la suite d'une gestation qui s'est étalée sur une longue période (plus de 100 millions d'années)

Quand cette gestation a-t-elle commencé ? il faut distinguer deux étapes successives, très différentes :

1- la "**conception**", par la formation d'une toute première entité alpine.

Cet embryon est un sillon marin dont la formation est due à une submersion par extension horizontale de la croûte terrestre (formation d'un océan "alpin").

Ce sillon marin commence à s'ébaucher à la fin du paléozoïque (= ère primaire) soit à environ 240 MA, par un affaissement accompagné de déchirures. Il s'y fabrique de nouveaux fonds, à croûte océanique (par volcanisme sous-marin), au Jurassique moyen -supérieur (160 MA).

2- la **vraie naissance**, par l'apparition d'un bourrelet saillant à l'emplacement de l'ancien océan (orogénèse)

Ce relief s'est formé par rapprochement des bords du sillon, qui ont pincé et expulsé son contenu puis sont entrés en collision. Il s'est accru ensuite plus ou moins progressivement par l'effet d'écrasement résultant de cette collision.

Cette histoire orogénique proprement dite des Alpes comporte elle-même plusieurs épisodes majeurs, qui sont à répartir en deux lots :

- ceux de la fin du Crétacé (souvent dits "éo-alpins"), remontant à 80 - 90 MA, surtout connus en Autriche,
 - ceux de la fin du Tertiaire (néo-alpins) particulièrement prédominants dans les Alpes françaises.
- Les mouvements de serrage transversal à la chaîne sont plus spécialement importants autour de - 28 MA puis de - 5 MA.

Si l'on veut délivrer un acte de naissance de la chaîne on a donc le choix de prendre en compte l'apparition de ses premiers reliefs montagneux, soumis à érosion (vers -28 en France) ou la fin des mouvements de raccourcissement créateurs du relief (autour de - 5). On retient en général -37 millions d'années.

Qu'y avait-il à l'emplacement des Alpes, avant leur formation ?

Le domaine alpin appartenait, à la fin du Permien, au vaste continent unique de la fin du paléozoïque, la Pangée,

Le relief était aplani : c'était celui de la "pénéplaine anté-triasique" qui a fait suite à l'arasement de la chaîne hercynienne.

Le soubassement des futures Alpes était, avant cet aplanissement un tronçon de la chaîne hercynienne qui se poursuivait vers l'ouest par l'actuel massif central notamment

La largeur de cette chaîne était plus grande que celle des Alpes et sa disposition globalement différente, mais localement, dans le secteur des Alpes françaises, l'orientation de ses structures n'était pas très oblique à l'allongement de la future chaîne alpine.

Les Alpes ont-elles fini de se former, ou bien continuent-elles ?

Elles se soulèvent encore, avec une vitesse qui décroît progressivement vers les marges de la chaîne : les zones les plus hautes (plus de 3000 m) sont celles dont le soulèvement est le plus rapide (jusqu'à 1,5 mm/an).

Mais ce mouvement est essentiellement vertical et ne semble pas poursuivre ce qui s'est produit d'essentiel dans la formation de la chaîne, savoir son raccourcissement transversal. En effet les mesures par GPS indiquent plutôt un allongement transversal à la chaîne et seulement des raccourcissements très localisés et modestes.

La formation des Alpes est donc maintenant terminée en tant qu'accumulation de matériaux et l'on est rentré depuis longtemps dans leur phase de destruction par l'érosion.

Jusqu'à quelle altitude se sont élevées les Alpes avant d'atteindre l'altitude actuelle ?

Si l'on essaie de reconstituer les structures que l'on sait déchiffrer et d'évaluer ce qui manque on serait tenté de penser qu'elles aient pu dépasser 10.000 m. Il en va de même si l'on se base sur les accumulations de matériaux d'érosion qui en sont issus (et notamment ceux accumulés au Miocène dans le sillon péri-alpin).

Mais ce raisonnement est faux car il néglige le fait que l'érosion a toujours contrecarré le soulèvement en abaissant les reliefs au fur et à mesure de leur formation. De plus une bonne partie de l'accumulation de matériaux créée par le raccourcissement transversal à la chaîne s'est faite par enfoncement (en particulier lors du fonctionnement des "subductions"). Le soulèvement s'est produit en grande partie après, lorsque les forces qui faisaient plonger la croûte terrestre vers la profondeur du manteau ont cessé d'agir : cette remontée est encore en cours et semble même par places gagner le match qui l'oppose à l'érosion.

Les Alpes n'ont donc peut-être jamais beaucoup dépassé leur altitude actuelle (une valeur de 6000 m est plausible).

Dans quelles conditions (à quelle profondeur) se sont formés les plis et les failles ?

La réponse ne saurait être univoque car il y a beaucoup de variétés de plis et de failles, qui correspondent à des conditions physico-chimiques différentes.

Les failles les plus communes sont en général des structures qui apparaissent à de faibles profondeurs, ne dépassant guère, pour la plupart quelques centaines de mètres. Mais il existe aussi des failles majeures qui affectent presque toute l'épaisseur de la croûte continentale. L'évolution d'une faille est un phénomène lent mais qui se produit par une multitude de ruptures mineures instantanées successives (ce sont elles dont le "bruit" constitue la plupart des tremblements de terre)

Les plis peuvent apparaître à la surface du sol ou (de préférence) sous l'eau, dans des roches particulièrement malléables telles que sédiments gorgés d'eau (cas des slumpings*).

Ils se forment plus souvent dans des conditions de surcharge correspondant à quelques centaines ou milliers de mètres de roches, par des processus de dissolution aqueuse qui permettent à la roche de se déformer lentement. C'est ainsi que se forment la plupart des beaux plis bien réguliers, plus ou moins cylindriques, dont le rayon de courbure dépend avant tout de l'épaisseur des plaques de roches ainsi cintrées. C'est un phénomène lent qui demande des milliers d'années.

De nombreux plis, parmi les plus contournés se forment dans les parties profondes de la croûte, là où la pression et la température transforment les roches les plus résistantes en de simples pâtes à modeler : pour cette raison on parle souvent à leur égard de "plis chauds". Ils caractérisent les roches dites "métamorphiques" qui résultent précisément de recristallisations qui s'apparentent à une véritable cuisson.

Qu'entendait-on par "géosynclinal" alpin ?

L'existence d'une étape embryonnaire, marine, avec accumulation de sédiments, dans l'histoire des chaînes de montagnes, avait été reconnue dès la fin des années 1800. On avait alors pensé que cela avait été le résultat d'une simple **torsion** (flexion vers le bas) de la surface de l'écorce, plus ou moins équivalente, en beaucoup plus grand, de celle des synclinaux (que l'on avait, depuis assez peu, appris à reconnaître à l'échelle régionale et locale). Cette vision de synclinaux à l'échelle de l'écorce terrestre fut exprimée par le terme de "géosynclinal" qui a eu un grand succès et un large pouvoir explicatif. Sa conception a fait au milieu du XXe siècle l'objet de vues un peu trop systématisantes associées à un vocabulaire analytique un peu rebutant ("miogéosynclinaux", "eugéosynclinaux" etc..).

Ce terme a été répudié lorsque l'on a compris que le sillon marin résultait en fait d'un **étirement** de l'écorce et de sa rupture (accessoirement) par un système de cassures "normales" (extensives). On peut regretter la disparition de ce vocable commode, qui n'a pas été remplacé, ce qui conduit à pratiquer des périphrases, du genre "domaine des fonds océaniques et des marges passives alpines" pour désigner la même chose.

Quelle a été la cause de l'ouverture océanique ?

A l'origine de tout ça il y a la fragmentation de la pangée. La cause en est la surchauffe qui se produit dans les régions où l'écorce terrestre est protégée de la déperdition de chaleur par une "couette" de croûte continentale. Cela produit une dilatation et donc une baisse de densité de l'écorce centrale par rapport à celle des bordures de la plaque (extérieures au domaine à croûte continentale), qui s'alourdit au contraire en se refroidissant. Il en résulte un déséquilibre avec une traction par les bords (qui tendent à sombrer dans le manteau).

Les mouvements de plaques qui s'ensuivent divergent à partir d'une crevasse (idéalement en forme d'étoile) qui est l'ébauche de futurs sillons océaniques.

Quelle a été la cause de la fermeture du domaine océanique alpin ?

Indéniablement il y a eu rapprochement, collision et écrasement avec chevauchement des deux bordures océaniques qui s'étaient précédemment écartées. La tectonique des plaques nous conduit désormais à conclure que cela signifie que le sens des mouvements relatifs s'est inversé, partant d'une divergence pour arriver à une convergence (plus ou moins oblique ?).

L'origine de tout cela est à rechercher dans le scénario global du mouvement des plaques terrestres au cours des temps, avec ses blocages locaux par collisions continentales et ses ouvertures continentales nouvelles dues à l'échauffement sous la couverture de la croûte continentale.

Quelles traces principales peuvent permettre aux géologues de dire que la formation des Alpes est due à la collision de deux continents ?

La réponse à cette question est que la partie la plus interne des Alpes (proche de la région frontalière avec l'Italie) est constituée de roches sédimentaires déposées sur un fond océanique (les témoins de ce dernier sont reconnaissables à la nature de ses constituants). Cette bande de roches sédimentaires "océaniques" est encadrée, sur les deux flancs de la chaîne, par d'autres roches sédimentaires déposées sur de la croûte continentale. L'intervention d'une collision est déduite du fait que ces trois bandes de roches sont rétrécies par écrasement transversal, comme en témoigne leur structure.

Le déversement vers l'ouest des structures tectoniques les Alpes n'indique-t-il pas le sens de la poussée qui a causé leur surrection ?

Ce qu'il faut comprendre, au sujet du "sens de la poussée", c'est que cette notion est dénuée de signification et porte à des erreurs de raisonnement.

En l'occurrence, d'ailleurs, dans le cas de la collision des plaques européennes et africaines, nous ne disposons d'aucun référentiel absolu qui permette de dire que l'une des deux plaques était stable et l'autre mobile (ce qui aurait fait de cette dernière la responsable de cette mythique "poussée"). Aucune plaque n'est fixe et ne peut être comparée à une enclume recevant des coups de marteau... Toutes bougent !

Ce n'est pas le sens d'un mouvement de rapprochement qui détermine le déversement mais celui d'un cisaillement (c'est-à-dire d'un déplacement relatif avec effet de basculement) entre les parties hautes et basses de la tranche de roche concernée.

En fait si la collision avait été un simple affrontement il n'y aurait pas eu de déversement (ou un double déversement dans deux sens opposés). Le sens de déversement prédominant que l'on observe dans les Alpes est principalement déterminé par le fait que l'une des deux plaques a fini par passer sous l'autre : c'est cela qui a déterminé un cisaillement, dans la zone où elles se sont chevauchées. À partir de là ce cisaillement s'est propagé de proche en proche, en décroissant d'intensité, jusque dans les zones les plus éloignées, aux marges de la chaîne.

En l'occurrence c'est l'Europe qui s'est enfoncée sous l'Afrique, de sorte que les tranches de roche les plus élevées de la première de ces plaques ont subi un cisaillement vers l'ouest par rapport à leur soubassement qui tendait à s'enfoncer vers l'est.

Les glaciations quaternaires dans les Alpes

Cet aspect de la géologie alpine met principalement en jeu trois disciplines : la géomorphologie, la sédimentologie, et la chronostratigraphie.

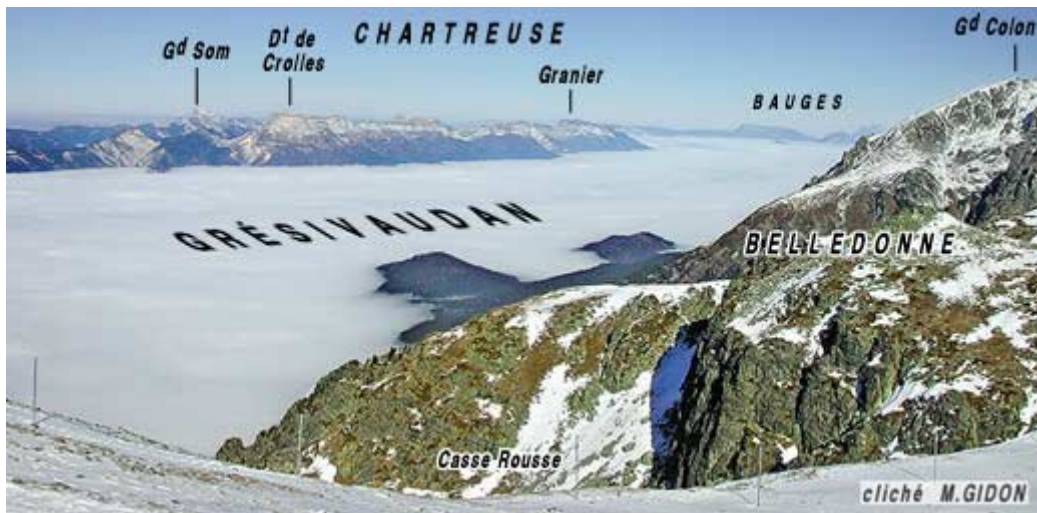
C'est à la première de ces disciplines que les pages de ce site s'intéressent le plus, en cherchant à montrer les traces laissées par les glaciers dans les paysages actuels.

1/ Chronologie des glaciations :

Les quatre époques les plus récentes de glaciation mondiale sont, dans l'ordre d'ancienneté décroissante, celles de Günz (- 900.000 ans), Mindel (- 400.000 ans), Riss (- 180.000 à - 100.000 ans) et enfin Würm (- 70.000 à - 20.000 ans).

Les traces glaciaires les plus fraîches datent dans les basses vallées alpines de la glaciation de Würm, dont le maximum d'extension (dite "Würm II") remonte à environ 50.000 ans.

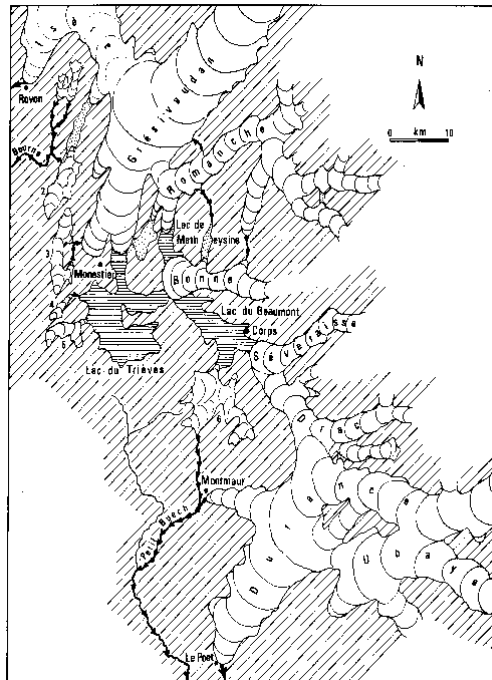
Dans les hautes vallées des traces glaciaires encore plus fraîches, souvent encore mal colonisées par la végétation, sont celles du "petit âge de glace", c'est-à-dire de la période 1550 - 1820 (la décennie la plus froide fut celle de 1690 à 1700).



Une image approximative de l'aspect de la vallée du Grésivaudan à l'époque du maximum de la dernière glaciation (de Würm)

Elle est donnée par la "mer de nuages" qui occupe souvent cette vallée par temps froid anticyclonique : le plafond des nuages de flanc de pente s'élevait, ce jour là, à 1200 m, ce qui est de très peu inférieur au niveau qu'atteignait la surface du glacier isérois il y a quelques 40.000 ans.
(vue prise en direction du nord, depuis la Croix de Chamrousse)

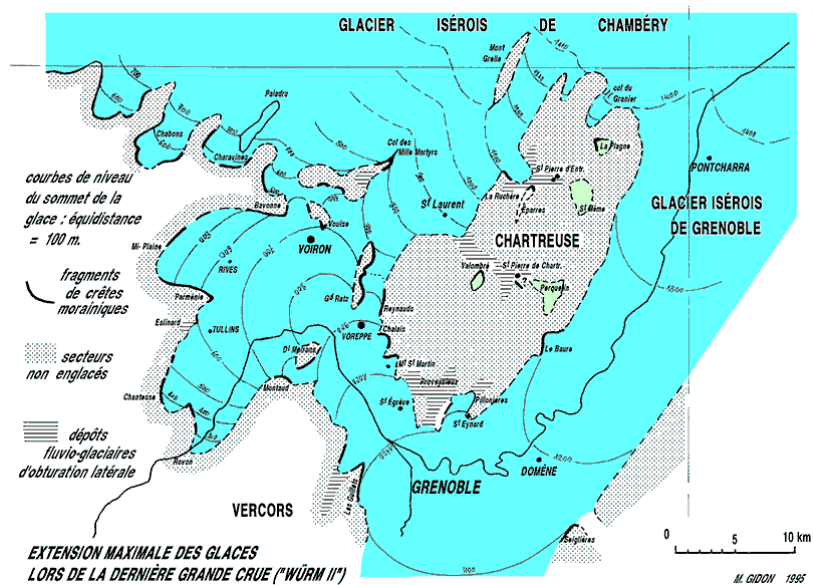
2/ Cartes relatives au glaciations des Alpes françaises :



extrait de MONJUVENT, 1978, p.161

● figure agrandissable ; ● version plus grande de cette image

Les langues glaciaires des Alpes, au sud de la Chartreuse, au maximum d'extension de la dernière glaciation



● figure agrandissable ; ● version plus grande de cette image

Extension des glaces autour du massif de la Chartreuse, lors du maximum d'extension de la dernière glaciation

