

LES EAUX CONTINENTALES : NOTIONS D'HYDROGÉOLOGIE, DE GLACIOLOGIE ET DE GÉOMORPHOLOGIE

MOTS-CLÉS

- ▶ Eau, ruissellement, bassin-versant.
- ▶ Torrent, fleuve, lac, réseau, méandre, incision, terrasse.
- ▶ Capture, surimposition et antécédence.
- ▶ Nappe, piézomètre, puits artésien.
- ▶ Karst, canyon, doline, lapiaz, fontaine vauclusienne.
- ▶ Glacier alpin, inlandsis, calottes, dômes.
- ▶ Zone d'accumulation, zone d'ablation, ligne d'équilibre, langue glaciaire, crevasses, séracs, verrou, écoulement, glissement, déformation.
- ▶ Cirque, auge, strie, moraine, varve.
- ▶ Domaine périglaciaire, déflation, lœss, limon, permafrost, cryoturbation.

Nous avons déjà évoqué au chapitre 23 la prépondérance de l'eau de mer (97,5 %) sur les eaux continentales (2,5 %) dans la composition de l'hydrosphère (*fig. 26.1*). Malgré cette faible importance quantitative, les eaux continentales jouent un rôle géologique majeur vis-à-vis de l'altération et du modelé des continents (**géomorphologie**) et du développement de la biosphère continentale. Enfin l'accès pour tous à l'eau douce potable est un problème capital pour les sociétés humaines. Du fait de la rareté et de la



Voir chap. 27

fragilité de cette ressource (il n’y a environ que 30 % de l’eau douce qui soit utilisable, *fig. 26.1*), la maîtrise de l’approvisionnement en eau est devenue un enjeu géostratégique dans de nombreuses régions (Moyen-Orient, Afrique). De plus, les sociétés industrielles sont contraintes d’intégrer dans leurs politiques de développement une dimension de limitation du gaspillage et de préservation de la qualité des ressources hydriques vis-à-vis de la pollution par les activités industrielles et agricoles.

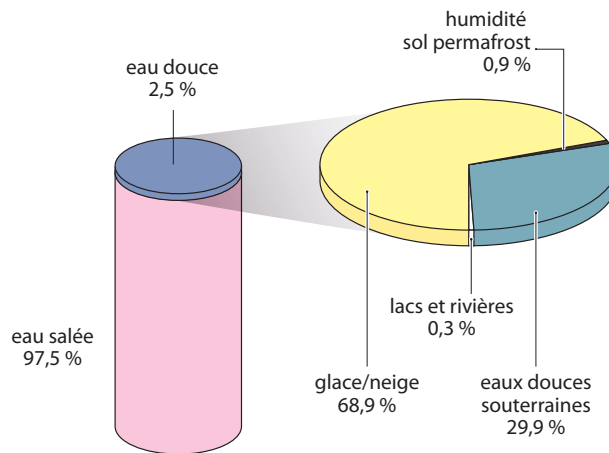


Figure 26.1 Abondance relative des différents types d’eaux constituant l’hydrosphère.

On notera la prépondérance de l’eau de mer et la faible quantité d’eau douce susceptible d’être utilisable par les sociétés humaines.

26.1 LES EAUX DE SURFACE

26.1.1 Introduction

Les précipitations reçues par un sol en un point donné peuvent connaître trois évolutions : (i) l’eau peut s’évaporer directement du sol ou via la végétation par **évapotranspiration** ; (ii) elle peut être absorbée par ce sol (elle *s’infiltré*) ; (iii) elle peut ruisseler sur ce sol. L’eau évaporée participe directement au cycle de l’eau (*fig. 26.2*). *Le ruissellement commence lorsque l’intensité des pluies est supérieure à la capacité d’infiltration du sol.*

Les cours d’eau ont pour origine la concentration des eaux collectées dans un **bassin versant** (surface drainée par un ensemble d’affluents ou tributaires d’une même rivière). Cette notion est valable à toutes les échelles (bassin-versant d’un torrent, bassin-versant de l’Amazonie). Un grand bassin-versant collecte donc un ensemble de bassins-versants d’ordre inférieur. Les limites de bassins-versants sont appelées **lignes de partage des eaux**. La ligne où coule la rivière (ligne qui réunit les points les plus bas de la vallée) est le **talweg**. Les rivières s’unissent pour former les fleuves qui se jettent dans la mer au niveau de deltas, d’estuaires plus ou moins prononcés ou de rias (anciennes vallées aériennes lors des périodes de bas niveau marin, aujourd’hui envahies par la mer).

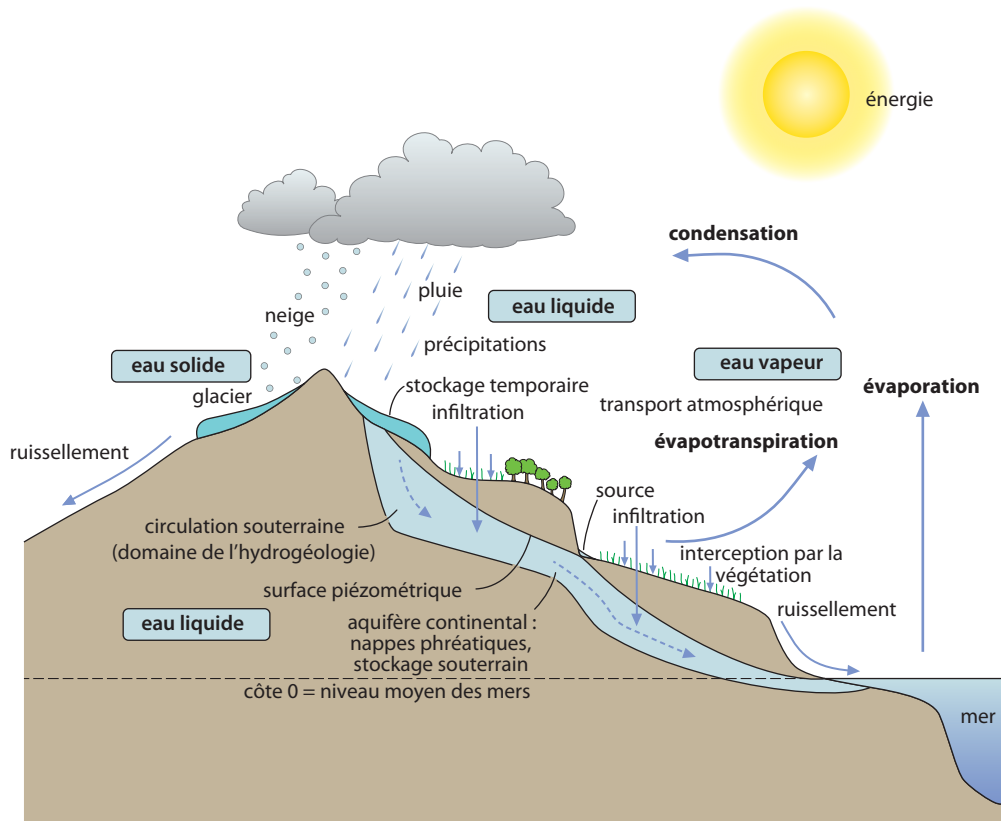


Figure 26.2 Le cycle de l'eau.

L'étude de l'organisation des cours d'eau en réseau permanent ou temporaire fait l'objet de l'**hydrographie**. Les cours d'eau non permanents sont les oueds (écoulement spasmodique) et les torrents (écoulement temporaire). L'**hydrologie** est la science qui étudie les eaux courantes, leur dynamique et les flux des éléments qu'elles transportent. Le débit liquide des cours d'eau se mesure en litres (ou en m³) par seconde (L/s). Les cours d'eau transportent les particules résultant de l'érosion mécanique qui forment la charge solide (exprimée en kg par m³). Les particules qui sédimentent dans le lit du cours d'eau (stockage local) forment les alluvions. Les eaux courantes transportent aussi la matière dissoute issue de l'altération chimique (charge dissoute).

Voir fig. 23.8 et 27.17

La hauteur des précipitations moyennes sur la Terre est estimée entre 1 050 et 1 123 mm par an. Soit un volume total moyen annuel d'environ $5,1 \times 10^{14}$ m³. En France, la pluviométrie annuelle moyenne varie entre 800 et 1 200 mm. Les maxima de pluviométrie se trouvent dans les Pyrénées-Atlantiques, le Tarn, le Doubs et l'Ain. Ces précipitations ont pour destinée en moyenne : 60 % d'évapotranspiration, 6 % de ruissellement et 24 % d'infiltration.

L'intensité de l'action des eaux de ruissellement dépend moins de la pluviosité moyenne que de la **quantité d'eau précipitée par unité de temps** : ce sont les pluies d'orages exceptionnels qui sont catastrophiques (voir chap. 21.6.3). Ainsi 4 000 mm d'eau sont tombés en 13 jours lors du cyclone Hyacinthe, qui passa trois fois à proximité de l'île de la Réunion en janvier 1980, entraînant une forte érosion et causant la mort de 23 personnes. Il tomba plus de 200 mm en 48 heures lors des inondations exceptionnelles de septembre et décembre 2003 en Languedoc causant la mort de 7 personnes. Dans la même région, les inondations de septembre 2002, provoquèrent la mort de 23 personnes et des

dégâts évalués à 1,2 milliard d'euros. En janvier et novembre 1996, également dans le Languedoc et le Roussillon, les inondations ont entraîné la mort de 4 et 35 personnes respectivement. Le 22 septembre 1992, les débordements de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine faisaient 42 victimes. *Le risque « inondation » est le premier risque naturel considéré en France.* Les coûts des dégâts faits aux hommes et aux constructions sont énormes et pèsent durablement sur l'économie régionale ou nationale.

26.1.2 Le ruissellement



Par leur potentiel de puissance localisée, les eaux de ruissellement sont l'**agent le plus actif de l'érosion des continents**.

a) En terrain homogène

► Ravinement

En terrain argileux, marneux ou schisteux, après une forte pluie, les eaux empruntent les fissures du sol généralement dues à la dessiccation, les élargissent progressivement en rigoles, puis en chenaux parallèles qui fusionnent par écroulement des crêtes (interfluves) qui les séparent. En même temps, la tête des chenaux recule (**érosion régressive**) entraînant une masse toujours plus grande de terre végétale (exemple des profonds *lavakas* ouverts dans les latérites à Madagascar ou en Nouvelle-Calédonie, fig. 26.3 B).

Les effets de cette érosion sont souvent catastrophiques : au Tennessee (États-Unis), au Brésil aussi, des déserts appelés *badlands* (fig. 26.3 A) se sont formés en moins d'un demi-siècle, à la suite de la destruction de la forêt. On observe en France de tels paysages dans les *Terres-Noires* du Jurassique supérieur du bassin de la Durance (Hautes-Alpes et Alpes de Haute-Provence).



Figure 26.3 L'érosion par ravinement.

A. Les badlands. Exemples dans le Pliocène de la formation Furnace Creek (silts, grès et évaporites) au fond de la Vallée de la Mort (Californie). Le relief de badlands résulte de l'érosion d'un sédiment peu consolidé soumis à des précipitations brutales. L'absence de végétation favorise le départ de matière par ruissellement. Ce bassin, dont le point le plus profond est situé à -850 m sous le niveau de la mer, est lié au jeu décrochant d'une faille appartenant au système extensif de la bordure ouest de la plaque nord-américaine, au sud du Basin and Range (Photo R. Metge).

B. Les lavakas. Exemples dans les latérites de Nouvelle-Calédonie. Lavaka est un mot malgache (grand trou) qui est d'emploi international en géomorphologie pour décrire des excavations dans les altérites de roches magmatiques ou métamorphiques qui résultent à la fois de ravinelements de surface et de soutirages par des sous-écoulements dans les altérites.



► *Lapiez*

Dans les pays calcaires, certains plateaux sont creusés de sillons, profonds de quelques centimètres à plusieurs mètres, formant un réseau correspondant aux diaclases ; ce sont des lapiaz ou lapiez (de *lapis*, pierre). Les eaux de ruissellement ont attaqué le calcaire de deux façons, en l'usant mais aussi en le dissolvant, si bien que les lapiez peuvent être aussi considérés comme une forme karstique. Le désert de Platé (Haute-Savoie) ou le massif de la Pierre-Saint-Martin (Pyrénées) sont des immenses lapiaz (fig. 26.23 à 26.25).

b) En terrain hétérogène

Les eaux de ruissellement ont alors tendance à évacuer les matériaux les plus fins, les plus meubles ou les plus solubles pour laisser en saillie les parties résistantes ou insolubles.

► *Cheminées de fées*

Un gros bloc coiffe un pilier protégé ainsi de l'érosion. Elles apparaissent surtout dans les **dépôts morainiques ou volcaniques** à forte hétérométrie, où l'argile, les cendres et les graviers empâtent des blocs de plusieurs tonnes. Bien souvent, les dépôts plus tendres, sous le « chapeau », ont été cimentés au préalable par des dépôts liés à des circulations de fluides minéralisants (fig. 26.4 A).



Figure 26.4

A. Cheminées de fées.

B. Necks (ancienne cheminée volcanique dégagée par l'érosion). (Photos Y. Lagabrielle)

► *Chaos*

Dans les régions granitiques, les chaos sont dus à l'entraînement de l'arène, ce qui dégage les boules de granite non altéré, empilées en désordre : chaos de Ploumanach ou de Huelgoat (Bretagne), du Sidobre (Massif central) et de Targassonne (Pyrénées-Orientales). Les chaos de grès (Fontainebleau, Annot) sont, d'une manière analogue, dégagés des sables à l'intérieur desquels ils avaient subi une cimentation.

► *Édifices volcaniques*

C'est encore le ruissellement qui contribue à dégager des édifices volcaniques : anciennes cheminées ou **necks** (fig. 26.4 B), comme l'aiguille Saint-Michel en Puy-en-Velay, murailles de lave ou **dykes**, comme ceux du Val d'Enfer sur les flancs du Sancy.

 Voir fig. 27.8

 Voir chap. 18

► Paysages ruiniformes

Ils caractérisent des formations hétérogènes qui présentent, soit *une différence de solubilité* (par exemple dans des calcaires dolomitiques où la dolomie, moins soluble, reste en relief : Montpellier-le-Vieux, Mourèze, Causses), soit *une différence de dureté* (exemples de nombre de paysages de westerns où l'érosion inachevée laisse en saillie de pittoresques buttes et aiguilles : Monument Valley en Arizona, méandres des Goosenecks de la San Juan River (cous d'oie, fig. 26.5) et pinacles de Brice Canyon en Utah.



Figure 26.5

L'un des Goosenecks, méandres creusés par la San Juan River dans les sédiments rythmiques (grès fins et schistes continentaux) du Carbonifère supérieur (Pennsylvanien) du Sud de l'Utah (États-Unis). (Photo C. Pomerol)

26.1.3 Les cours d'eau

a) Les torrents

Ce terme s'applique à des cours d'eau rapides en pays montagneux. Les torrents sont, au sens strict, des cours d'eau temporaires. Un torrent comprend trois parties (fig. 26.6) :

- *le bassin de réception*, sorte de cirque (souvent ancien cirque glaciaire) où se rassemblent les eaux de ruissellement. Il est modelé par le ravinement et les éboulements. L'érosion y est prédominante ;
- *le chenal d'écoulement*, étroit, en V aigu, rectiligne, à forte pente et le plus souvent sans affluents. Il y a encore érosion mais surtout transport ;
- *le cône de déjection*, lieu essentiel du dépôt des matériaux enlevés (sédimentation). Au plus fort de l'action du torrent, celui-ci coule en nappe sur le cône, transportant boue et pierres qui envahissent la vallée. C'est ainsi que le cône de déjection, en s'agrandissant, repousse, contre le versant opposé, le lit de la rivière dans laquelle il aboutit. Selon sa puissance à un temps donné, la rivière peut ou ne peut pas débiter les débris formant le cône (fig. 26.8). Les variations de puissance de la rivière sont avant tout sous l'influence (le forçage) du climat.

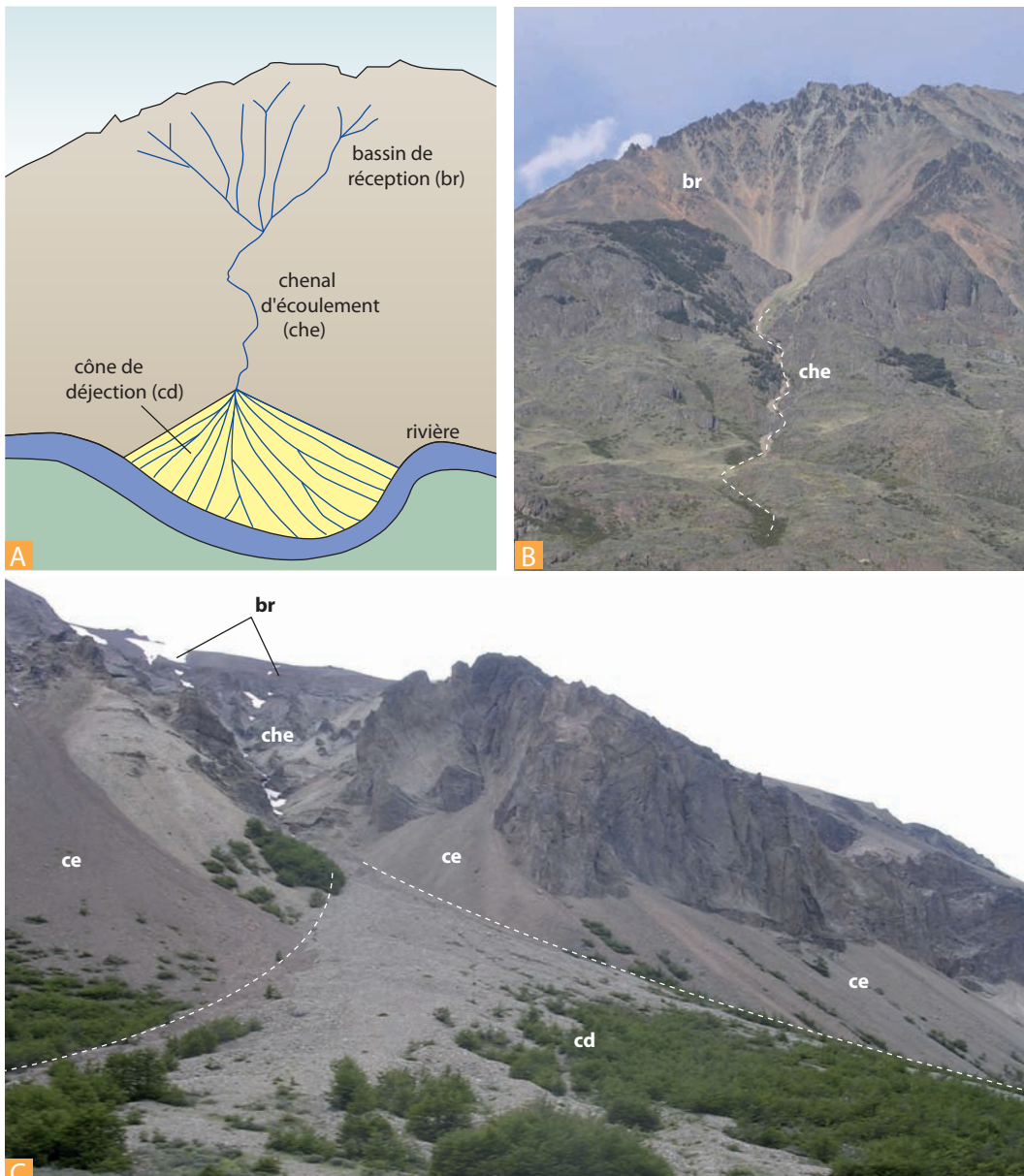


Figure 26.6 Les différentes parties du cours d'un torrent.

A. Noter l'absence d'affluents le long du chenal d'écoulement et du cône de déjection ainsi que l'incurvation du cours de la rivière due à la croissance du cône.

B. Photographie du bassin de réception (br) et du chenal (che) d'un torrent.

C. Association de cônes d'éboulis (ce, sans chenaux, en pied de paroi) et d'un cône torrentiel actif (cd), alimenté par un chenal incisant la paroi. Noter que la végétation est absente localement, ce qui souligne le caractère actif du cône. (B, C : Andes de Patagonie, Sud Chili, *photos Y. Lagabrielle*).

Concernant le fonctionnement des torrents, on doit noter les points suivants (*fig. 26.7*).

- Le creusement de son lit par un torrent se fait en remontant à partir d'un point donné représentant le niveau de base local (x) : le point de rupture de pente (P, knick point) recule. On utilise le terme d'*érosion régressive* pour décrire ce phénomène.

- Le profil longitudinal tend vers une courbe d'équilibre concave vers le haut (*profil d'équilibre*), tangente vers le bas au plan horizontal (niveau de base). Lorsque le profil d'équilibre est réalisé, l'érosion cesse.
- L'érosion régressive est d'autant plus rapide que la pente initiale est plus forte et que le débit est plus élevé. Autrement dit, l'énergie du ruissellement dépend à la fois du volume ruisselé et du carré de la vitesse de celui-ci.

$$E_{\text{Ruiss}} = 1/2 mv^2$$

Cette formule montre que la vitesse, et par conséquent la pente, est le facteur prépondérant dans l'érosion.

- En contexte d'érosion active, la crête originelle fermant un bassin-versant peut reculer. Les torrents qui coulent sur des versants proches de la mer risquent de capturer ceux qui coulent vers le versant éloigné (capture par érosion régressive, *fig. 26.7 B*). C'est le cas pour les Serres cévenoles qui capturent les hauts affluents de la Loire ou de l'Allier.

Encart 26.1 – Érosion régressive et frontières

Le recul de la tête des torrents par érosion régressive peut conduire à une migration de cols. C'est la cause de difficultés entre le Chili et l'Argentine : un traité avait fixé la frontière à la limite de partage des eaux entre le Pacifique et

l'Atlantique. Mais en raison de l'érosion glaciaire, les hautes crêtes ne correspondent pas forcément à la ligne de partage des eaux, de sorte que des zones restent en litige dans le Sud de la Patagonie.

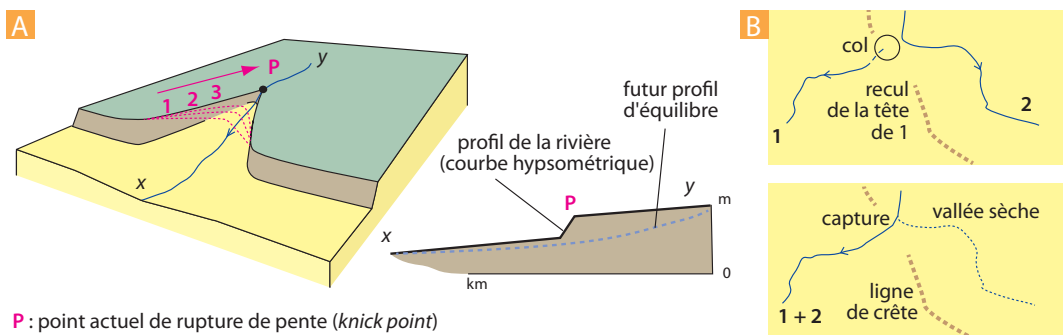


Figure 26.7 L'érosion régressive.

- A.** Migration vers l'amont du point de rupture de pente du profil de la rivière (stades 1, 2, 3 antérieurs au stade P actuel). En l'absence de rajeunissement, le profil acquis à l'issue de l'érosion régressive sera du type profil d'équilibre (courbe pointillée).
- B.** Principe d'une capture par érosion régressive.

Le moyen le plus efficace de combattre l'action dévastatrice des torrents est de respecter le couvert végétal ou de le rétablir lorsqu'il a été détruit (reboisement), de manière à éliminer le ruissellement. Les cultures sont un remède préventif pratiqué depuis l'Antiquité. Les remèdes curatifs sont très onéreux et souvent peu efficaces : fascines et clayonnages sur les versants, successions de barrages dans le lit, éventuellement détournement par des tunnels (*fig. 26.8*).

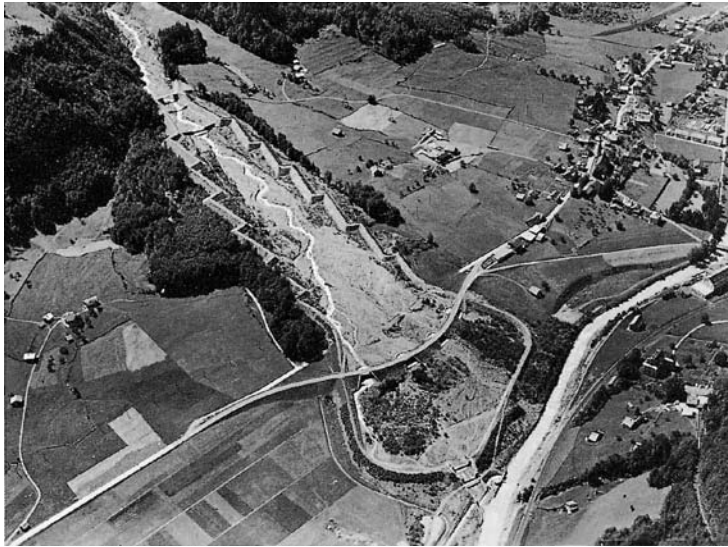


Figure 26.8 Cône de déjection.

Les travaux de correction et d'endiguement du cône torrentiel du Darnagelbach (canton de Glaris, Suisse) au profil transversal convexe nettement apparent : murs de protection endiguant le cours d'eau, déplacement de la route vers l'aval ; on voit la trace de l'ancienne route emportée par le torrent. Noter la position du village à l'abri des divagations et la déviation du cours de la rivière principale.

b) Cours d'eau permanents

► Réseaux fluviaux

Les cours d'eau permanents forment un réseau hiérarchisé de rivières convergeant vers un fleuve qui se dirige vers la mer (**exoréisme**) mais peuvent aboutir à des lacs ou des lagunes dans des dépressions fermées (**endoréisme**). Lorsqu'une région est dépourvue de réseau hydrographique organisé, elle est dite **aréique**. Le plus vaste bassin-versant du monde, celui de l'Amazonie, atteint près de 6 millions de km², les 3/4 de la superficie des États-Unis, 12 fois celle de la France. Avec un débit de 200 000 m³·s⁻¹, l'Amazonie conduit à la mer 15 % des eaux fluviales du monde.

 Voir fig. 27.17

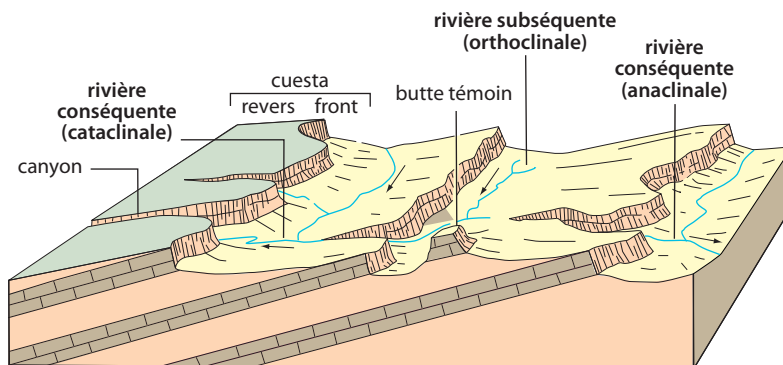


Figure 26.9 Hiérarchie d'un réseau hydrographique dans une structure monoclinale.

Les couches résistantes (calcaires, grès) arment des cuestas précédées par des buttes témoins. La rivière consécutante cataclinale suit le pendage du revers des cuestas. Les rivières subsécutantes sont parallèles aux cuestas et coulent à leur pied. La rivière anaclinale recoupe les couches en sens opposé au pendage.

Voir fig. 13.49
et 14.41

Dans une région moyennement plissée en anticlinaux et synclinaux, un cours d'eau est dit **conséquent** quand il suit la pente des couches (à partir du dos des anticlinaux). En domaine monoclinale où alternent des couches dures (**cuestas** ou côtes, fig. 26.9) et tendres, les dépressions monoclinales sont drainées par des cours d'eau parallèles à la ligne de cuestas : ils sont dits **subséquents** (ou orthocliniaux). Les rivières conséquentes sont perpendiculaires à la ligne de cuestas. Dans ce cas, une rivière **cataclinale** va dans le sens des couches, une rivière **anaclinale** s'écoule dans le sens inverse du pendage du monoclinale. Le résultat est l'établissement d'un réseau fluvial en quadrillage et hiérarchisé.

Selon leur énergie, qui est dépendante du climat (précipitations) et de la pente, les fleuves et les rivières peuvent transporter une charge de fond (graviers, galets) plus ou moins importante (en sus de la charge en suspension et de la charge dissoute) qui va influencer sur le tracé des chenaux. En fonction de la **sinuosité** (rapport de la longueur du chenal à la distance parcourue suivant la ligne de plus grande pente) et du nombre de **barres** (accumulations en relief dans un chenal de galets et de graviers de la charge de fond laissée par une crue) ou îles qui les divisent, on distingue trois types principaux : les chenaux rectilignes, les chenaux en méandres et les chenaux en tresse (fig. 26.10).

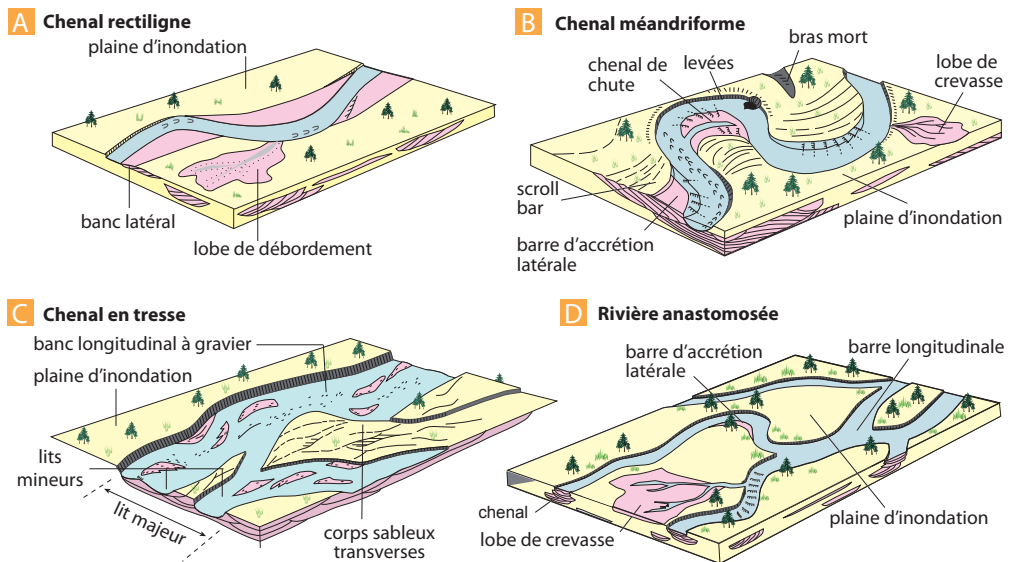


Figure 26.10 Les principaux types de chenaux.

Classification fondée sur les formes et la stabilité du chenal. La variation de l'énergie du cours d'eau et donc sa capacité à transporter ou non d'importantes charges de fond est le facteur principal de cette variabilité morphologique.

Les **chenaux rectilignes** ont une sinuosité faible ($< 1,5$) et présentent un chenal unique étroit et profond (rapport largeur sur hauteur du chenal (l/h) très inférieur à 10). La stabilité du cours du chenal est importante à moyenne (en fonction de l'importance des barres [bancs] latérales).

Voir § 29.2.2

Les **chenaux en méandres** (du nom du fleuve Maiandros en Asie Mineure) présentent aussi un chenal unique mais une sinuosité forte ($> 1,5$). Le rapport l/h augmente mais reste inférieur à 10. La stabilité du cours est moyenne, la migration des méandres est complexe et peut se faire, soit latéralement, soit vers l'aval ou encore dans des directions intermédiaires (fig. 26.10 B).

Les **chenaux en tresses** ont une sinuosité faible ($< 1,5$) et présentent dans l'axe de l'écoulement de nombreux petits chenaux dessinant un motif complexe autour de bancs et d'îlots de taille variable (fig. 26.10 C). Le rapport l/h augmente et devient supérieur à 10. Lorsque les chenaux se divisent puis se réunissent dans la plaine alluviale, on parle de **rivière anastomosée** (fig. 26.10 D).

À décharge constante, les rivières en tresses se développent sur des pentes plus fortes que celles des rivières à méandres. À pente constante, un accroissement de la charge ou l'augmentation de la largeur de la rivière conduisent aussi à un réseau en tresses.

► *Les méandres et leur évolution*

Lorsque les méandres sont cantonnés au lit majeur, ils migrent vers l'aval (méandres divagants, fig. 26.10 B), par fermeture des boucles et formation d'un délaissé de forme arquée (méandre abandonné, fig. 26.11) qui se colmate et se comble peu à peu, lors des crues.

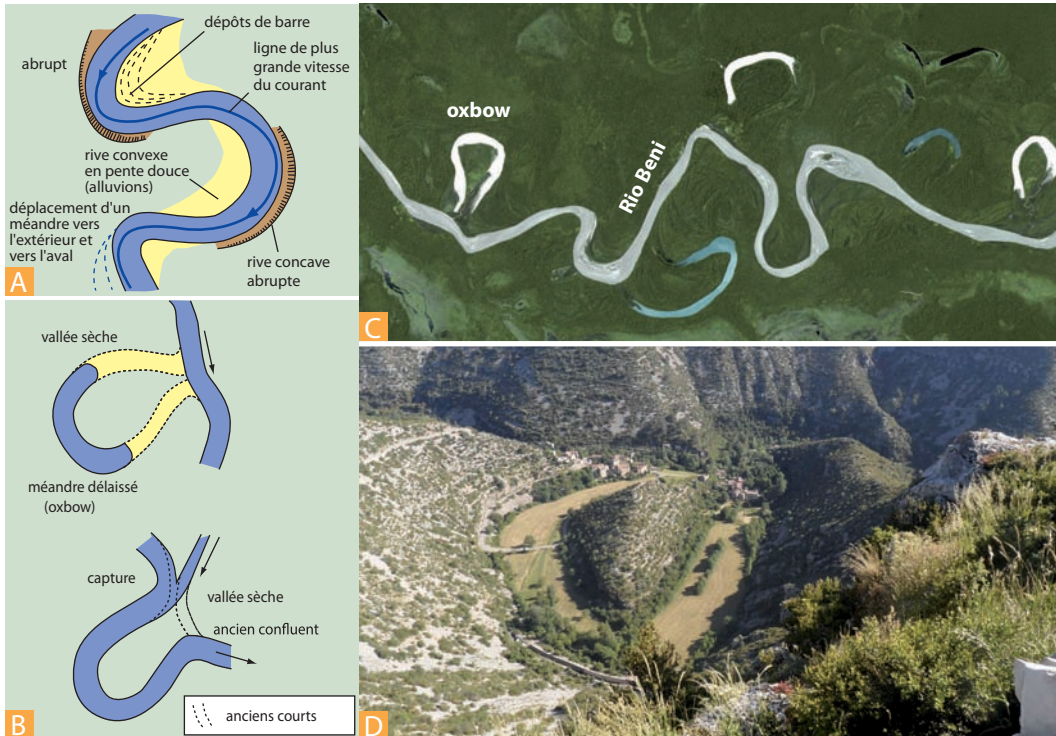


Figure 26.11 Évolution des méandres.

- A.** Morphologie et migration d'un méandre encaissé.
- B.** Méandre abandonné et capture par un méandre conduisant au déplacement du confluent vers l'amont.
- C.** Vue satellitaire du Rio Beni (Bolivie amazonienne) montrant les méandres abandonnés (oxbows).
- D.** Le cirque de Navacelles : méandre abandonné de la rivière la Vis, au nord du causse du Larzac (Hérault) (photo F. Baudin).

Une migration des berges survient lorsque le débit est important et les sédiments meubles. On signale des déplacements de 800 m par an pour le Brahmapoutre, certains bras ayant migré de 96 km en 200 ans.

Lorsque le cours d'eau traverse des zones d'inégale dureté, l'affouillement des couches tendres conduit à la formation de chutes (chutes Victoria du fleuve Zambèze à la frontière entre la Zambie et le Zimbabwe, les plus hautes du monde, 108 m ; chutes d'Iguazu, un affluent du fleuve Parana, à la frontière argentine-brésilienne, cataractes du Niagara à la frontière américano-canadienne) dont l'arête recule progressivement jusqu'à leur effacement.

► Profil transversal des vallées

En s'enfonçant par érosion régressive à la recherche de leur profil d'équilibre (fig. 26.7), les cours d'eau creusent des vallées qui, en terrain meuble et homogène, prennent **un profil transversal en V**. En terrain massif et dur (calcaire, granite), la tendance est à l'enfoncement vertical en gorges ou canyons, comme ceux du Tarn, du Verdon en France, du Rio Quebrada Honda au Chili et du Grand Canyon du Colorado et des Goosenecks de l'Utah (fig. 26.5) aux États-Unis.

Pour les cours en méandres, la rivière a tendance à saper la rive concave qui devient abrupte (voir fig. 26.11 A), et à alluvionner la rive convexe qui descend en pente douce vers le lit du cours d'eau (Meuse dans les Ardennes, Seine à l'aval de Paris, fig. 26.12 B). Ce phénomène est particulièrement marqué en climat périglaciaire (ce qui fut le cas sur une grande partie du territoire français pendant les périodes froides du Quaternaire), du fait de l'action conjuguée de la pluie et de l'insolation ; le profil transversal des vallées devient alors très dissymétrique (fig. 26.12 A).

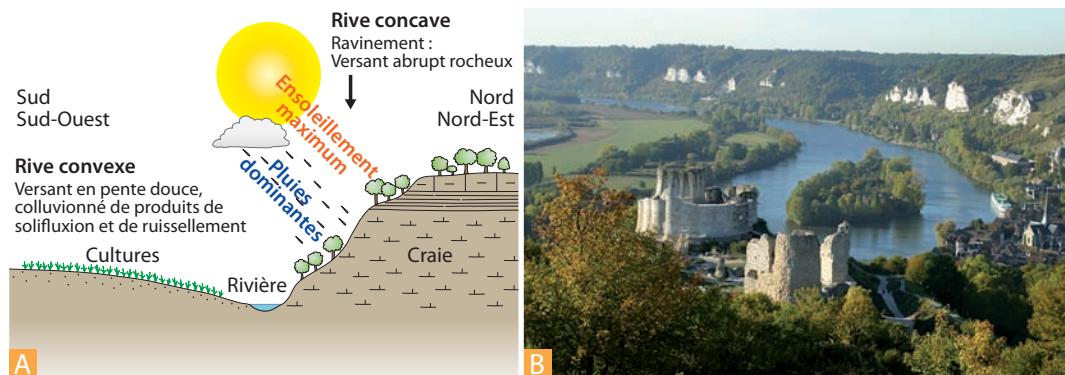


Figure 26.12 Formation de vallées dissymétriques sous climat périglaciaire.

A. Schéma général : le versant exposé au sud ou sud-ouest, plus ensoleillé et plus arrosé, est soumis au ravinement au moment du dégel de printemps tandis que sur le versant opposé s'accumule un limon de solifluxion ou de ravinement.

B. Exemple de la Seine (méandre des Andelys). Château-Gaillard est construit sur la rive concave où le ravinement intense lors des dégels printaniers au Quaternaire a découpé des promontoires escarpés. On notera que la Seine actuelle ne coule pas au pied de l'escarpement de la rive concave. Le flux responsable de cette morphologie était sans doute 5 à 10 fois supérieur à celui du fleuve actuel (*photo M. Renard*).

► Surimposition et antécédence

Nous avons vu que si la région où serpente une rivière se soulève, ou si le niveau de la mer s'abaisse, la rivière s'encaisse par érosion et les méandres s'impriment dans le plateau. Ce phénomène géomorphologique porte le nom général d'**épigénie** : phénomène par lequel une rivière qui coulait sur une surface plane traverse des reliefs comportant des roches et des couches de résistances différentes sans que leurs structures ne guident le trajet de la rivière. On distingue deux cas :

- La surimposition lorsque la rivière, qui coulait originellement sur une surface d'érosion plane (fig. 26.13) établie sur des structures plissées ou sur une couverture horizontale discordante sur des structures plissées, s'est enfoncée lentement dans ce substratum (par abaissement de son niveau de base) en gardant l'orientation de son cours primitif (méandres encaissés de la Meuse). Au cours de son enfoncement, la rivière rencontre des couches dures (calcaire massif, granite...) qu'elle incise en gorges escarpées. C'est le cas de la Sarthe entre Alençon et Le Mans (fig. 26.13 A) qui incise le massif cristallin des Coëvrons alors qu'un parcours plus facile lui aurait été offert à la périphérie du massif dans une dépression sédimentaire.

- L'antécédence lorsqu'un cours d'eau qui a établi son cours avant qu'un mouvement tectonique ne déforme la surface d'érosion. La rivière s'enfoncé au fur et à mesure du soulèvement en maintenant l'orientation de son cours. Il en résulte une région où le cours d'eau apparaît mal adapté au relief environnant. C'est le cas de la majorité des fleuves himalayens. En France, on peut citer le cas classique du Fier aux environs d'Annecy (fig. 26.13 B) et de l'Orne au sud de Caen.

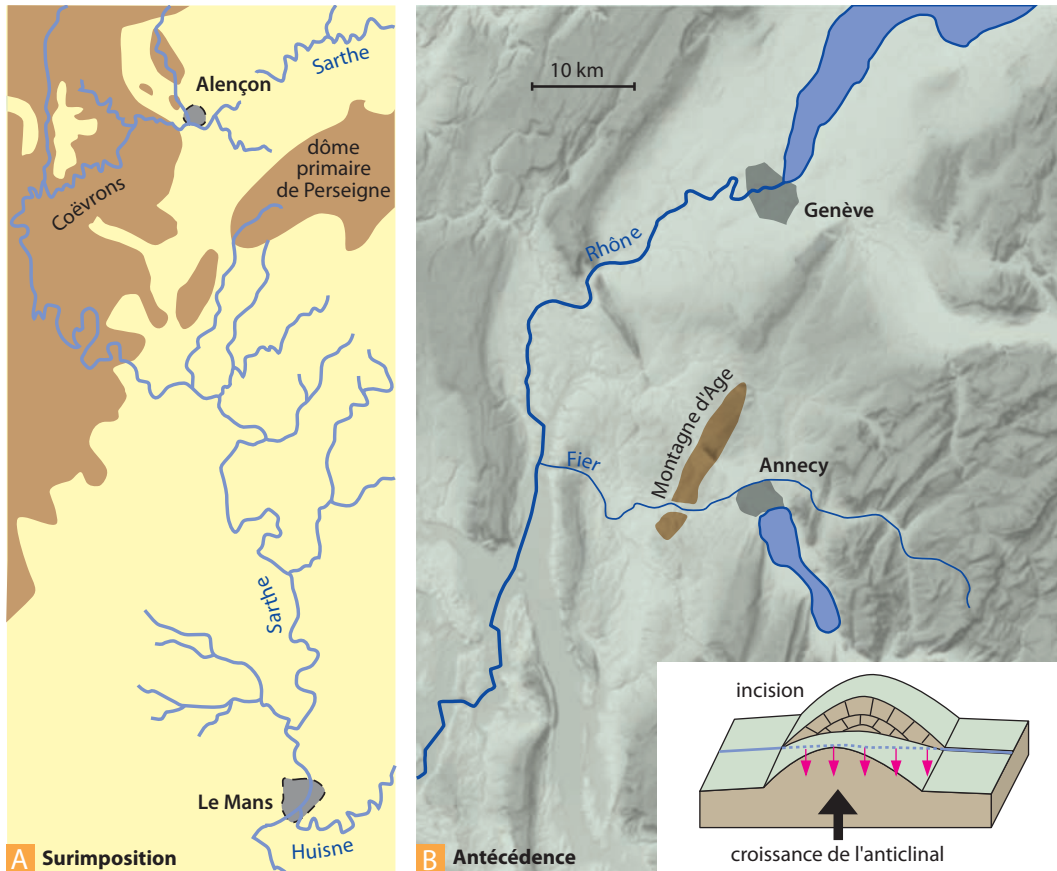


Figure 26.13 Épigénie : surimposition et antécédence.

A. Surimposition de la vallée de la Sarthe. En brun, le cristallin ; en jaune, le sédimentaire dont deux témoins subsistent sur le cristallin à l'ouest d'Alençon. La Sarthe traverse en gorge le massif cristallin des Coëvrons alors qu'il existe à sa périphérie une dépression de terrains sédimentaires. Primitivement, la couverture sédimentaire s'étendait beaucoup plus loin vers l'ouest, formant une hernie vers le Massif armoricain. En raison de l'existence en profondeur d'un bombement cristallin, le dôme de Perseigne, la rivière s'était installée à la limite du cristallin et du sédimentaire. L'érosion ultérieure a fait reculer le sédimentaire vers l'est, ne laissant qu'un isthme étroit, déprimé entre le dôme cristallin de Perseigne maintenant à nu et le Massif armoricain : c'est la dépression périphérique du dôme mais elle n'est pas occupée par une rivière importante car la Sarthe a conservé son ancien cours par surimposition.

B. Antécédence du Fier à l'ouest d'Annecy. Le Fier s'est enfoncé dans les calcaires urgoniens de l'anticlinal de la montagne d'Age au fur et à mesure de son soulèvement au cours du Pliocène.

➤ *Évolution des profils transversaux des vallées le long du cours*

Les rivières déposent leurs sédiments quand l'énergie hydraulique chute brutalement, notamment quand la pente s'adoucit. Les plaines alluviales et le débouché des grands reliefs sont donc des lieux

de sédimentation. En région stable déjà aplanie, les plaines littorales et les deltas (et les cônes sous-marins) sont le lieu d'accumulation des sédiments fluviaux (fig. 26.14 A).

Dans les chaînes de collision, les sédiments constituent des cônes alluviaux ou fluviaux remplissant le bassin flexural au pied des reliefs en cours de construction. Les rivières alimentent ainsi les **molasses**, formations détritiques d'avant-chaîne. La morphologie des cours d'eau est ainsi directement dépendante de la tectonique (fig. 26.14).

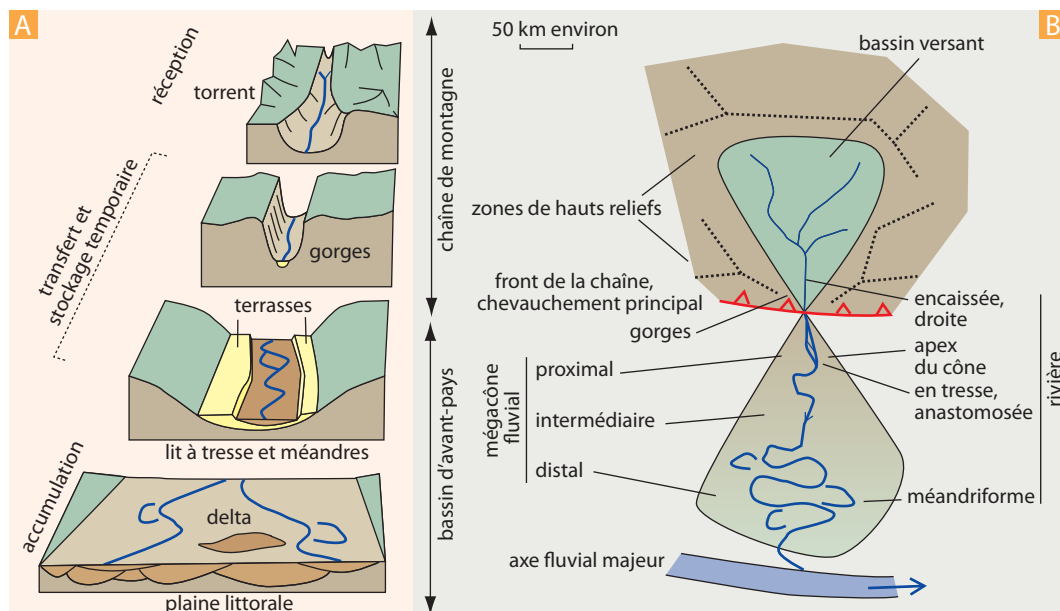


Figure 26.14 Organisation des cours d'eau et des bassins-versants.

A. Une rivière typique des régions du Sud de la France. Le cours supérieur comprend des torrents (réception) puis un cours encaissé allant en s'élargissant (les terrasses sont des zones de stockage temporaire de la charge solide), et enfin une plaine alluviale, souvent plaine côtière servant de réceptacle final.

B. Organisation d'une rivière traversant le front tectonique de l'Himalaya (inspiré de Delcaillau, 2004).

► Morphologie du lit des cours d'eau : les terrasses

Généralement, le lit des cours d'eau est limité par des berges couvertes de végétation ou consolidées par l'Homme, qui délimitent le **lit mineur** occupé entièrement par le fleuve en période de pluviosité normale. Au-delà des berges, se situe la **plaine d'inondation** ou **lit majeur** et en deçà le **lit d'étiage** qui caractérise les périodes sèches. Ces trois lits sont bien distincts pour la Loire et les cours d'eau méditerranéens, alors que les deux derniers sont confondus pour les cours d'eau du Nord de la France, la Seine par exemple.

Une **terrasse** apparaît lorsque la rivière s'encaisse dans ses propres alluvions (fig. 26.15) : la surface de l'ancien lit majeur est alors suspendue au-dessus du fleuve. Si le phénomène se reproduit plusieurs fois, deux cas se présentent (fig. 26.15 A) :

- les *terrasses dites étagées* qui laissent apparaître entre elles des affleurements du substratum ;
- les *terrasses dites emboîtées* qui sont en continuité.

Dans les deux cas, la terrasse la plus basse est toujours la plus récente.

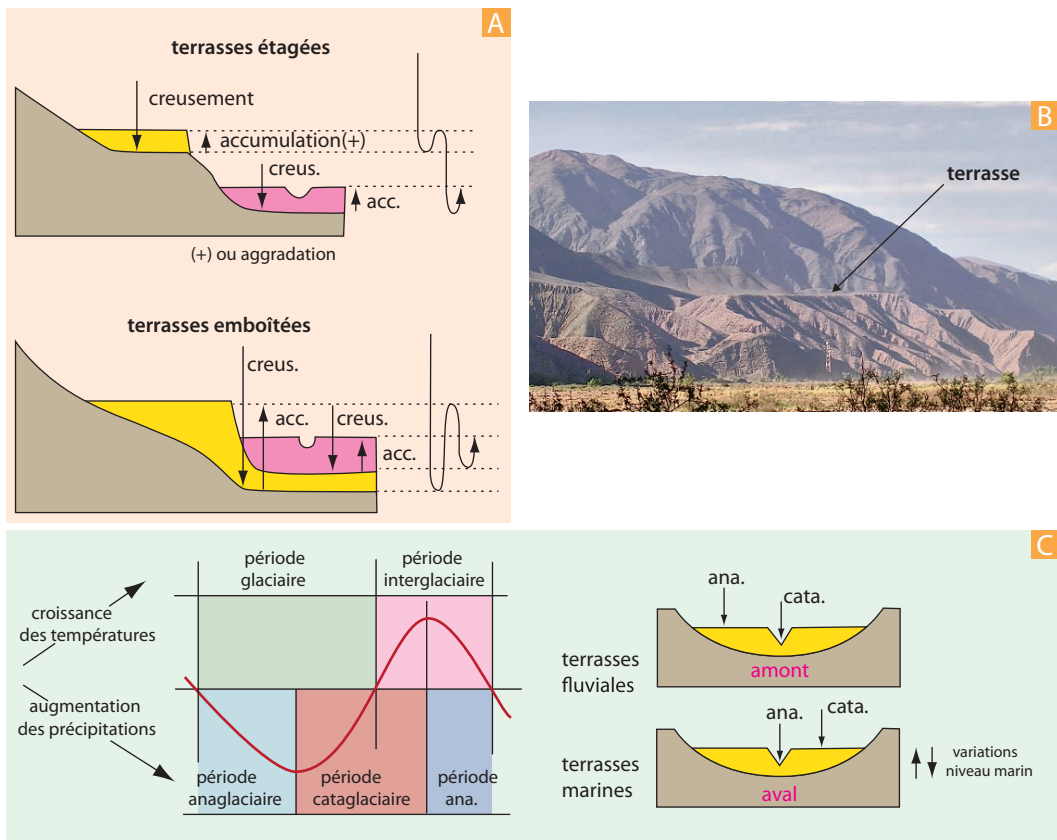


Figure 26.15 Les terrasses des rivières.

A. Morphologie des terrasses fluviales en fonction de l'évolution du niveau de base.

B. Exemple de terrasse fluviale (80 m d'épaisseur) dans les Andes du Sud-Ouest de l'Argentine. Elle correspond au remplissage d'une vallée endoréique qui s'est vidée brutalement lors d'une connexion, par érosion régressive, avec une rivière se jetant dans l'Amazonie. (Photo Y. Lagabrielle.)

C. Position relative des périodes glaciaires et interglaciaires d'une part et anaglaciatres et cataglaciatres d'autre part, en fonction de l'évolution du climat (à gauche). Position des surfaces anaglaciatres et cataglaciatres dans les terrasses fluviales et marines (à droite). Commentaire dans le texte.

Au voisinage des embouchures, l'altitude des terrasses est corrélable avec le niveau marin (**terrasses eustatiques**) tandis qu'à l'amont elle dépend du climat : **terrasses climatiques**, liées aux alternances des pluviaux et des arides en Afrique du Nord et aux périodes **anaglaciatres** et **cataglaciatres** au voisinage des zones englacées (fig. 26.15 C).

Pendant les périodes de formation des glaciers (périodes anaglaciatres), la température diminue tandis que les précipitations augmentent. En réaction à la glaciation, le niveau des mers s'abaisse : il en résulte un remblaiement à l'amont et un creusement à l'aval (fig. 26.15 C). L'inverse se produit pendant les périodes de déglaciation (périodes cataglaciatres). Les eaux de fonte des glaciers provoquent le creusement des terrasses amont et l'élévation concomitante du niveau de la mer conduit au remblaiement à l'aval. **Il n'est donc pas possible de « raccorder » les terrasses en considérant que toutes celles d'un même niveau sont contemporaines.**

En climat tempéré, les **alluvions fluviales** déposées dans la plaine d'inondation, correspondant à la **basse terrasse** des cartes géologiques, sont un matériel fin (limon), alors qu'en climat périglaciaire il s'agit d'alluvions grossières formant le fond du lit majeur et les terrasses plus anciennes où le cours d'eau s'enfonce pendant les périodes de bas niveau marin (périodes glaciaires).

Encart 26.2 – Vitesse des processus d'aggradation-incision

Voir chap. 14.7

Au cours de l'Holocène, l'aggradation (accumulation sédimentaire) moyenne des plaines d'inondation a été de 10 m en 10 000 ans (1 mm par an). Ce taux est plus élevé dans les zones où intervient la déforestation et l'agriculture (4 à 5 cm par an) alors qu'il est plus faible dans les régions très couvertes (0,02 cm par an). Au cours du cyclone Mitch en Amérique centrale (1998), on a pu observer la construction en une nuit de terrasses alluviales de plusieurs mètres d'épaisseur recouvrant le lit majeur des grands fleuves sur des surfaces considérables en ensevelissant des villages entiers. On a pu voir également les rivières inciser rapidement (en quelques jours seulement) ces terrasses nouvellement formées, constituées de matériel encore tendre et gorgé

d'eau. Ainsi, en moins d'une semaine, ont été réalisées la construction puis l'incision d'une terrasse de grand fleuve. Une telle rapidité doit être prise en compte dans toute approche morphotectonique ou paléotectonique. Cela montre que dans l'évolution récente des paysages, les événements catastrophiques jouent un rôle essentiel, même sous nos latitudes où la dernière débâcle post-glaciaire (qui a duré pendant plusieurs milliers d'années après 18 000 ans) s'est accompagnée d'une succession d'événements intenses impliquant de fortes quantités d'eau (fonte de glaciers, fonte de pergélisols, remontée du niveau marin). La morphologie actuelle de notre pays est héritée en grande partie de ces événements.

► Captures

Les **captures** sont dues au détournement de la partie amont d'un cours d'eau par un autre dont la tête recule par suite d'une érosion plus intense. Parmi les diverses modalités de captures mentionnons :

- *Les captures par érosion régressive*

C'est le cas des Serres cévenoles dont le niveau de base (la Méditerranée) est beaucoup plus proche que celui des affluents de la Loire et de l'Allier. Il en résulte une plus grande « agressivité » qui conduit au recul de tête et à la capture en angle droit (coude de capture, *fig. 26.7*).

Voir chap. 26.2.1

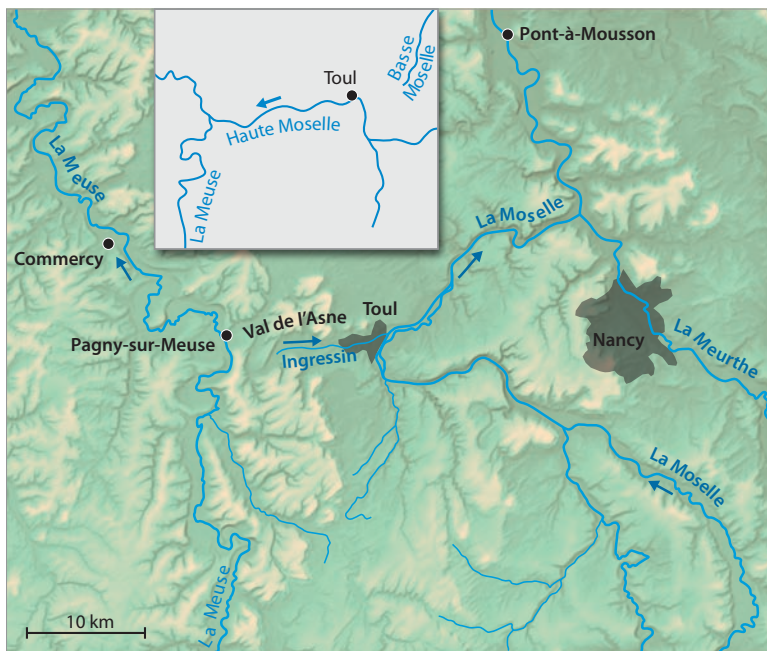


Figure 26.16 La capture Meuse-Moselle.

En cartouche, la disposition antérieure à la capture. Remarquez le coude à angle droit de la Moselle à Toul. À l'amont, elle possède 5 nappes alluviales et une seule à l'aval. Le Val de l'Asne est une large vallée disproportionnée avec le ruisseau qui la draine. Elle est empruntée par la route N4, le canal de la Marne au Rhin et la ligne de chemin de fer Paris-Strasbourg. À l'aval de Pagny, on trouve dans les alluvions de la Meuse des galets de grès rouge vosgiens, mais pas à l'amont.

- *Les captures dues à la superposition de couches d'inégale dureté*

Dans ce cas, l'évolution du réseau hydrographique aboutit fréquemment à la capture des cours supérieurs des rivières conséquentes par les rivières subséquentes (fig. 26.9) : celles-ci, installées sur des terrains tendres, creusent rapidement et reculent leur source. Il s'ensuit une capture de la rivière conséquente avec formation d'un coude de capture. C'est le cas de la capture de la Haute Moselle par la Basse Moselle (ex-affluent de la Meurthe). Le coude de capture se situe à Toul ; l'ancienne rivière était conséquente, la Haute Moselle franchissant la barre de relief par une vallée actuellement morte, le Val de l'Asne, entre Toul et Pagny et se jetant dans la Meuse (fig. 26.16). La démonstration de la capture est apportée par l'existence, en aval de Pagny, dans les terrasses de la Meuse, de cailloux de grès vosgien, qui ne peuvent provenir du haut bassin actuel de la Meuse situé en pays calcaire.

26.1.4 Les lacs

Les lacs sont des étendues d'eau sans communication avec la mer. Leur étude est appelée **limnologie**. Comme dans tous les cas où l'on recherche à définir d'une façon rationnelle un concept populaire, on se heurte à des problèmes de terminologie difficiles à résoudre. Le critère d'étendue est inapplicable : c'est ainsi que la mer Caspienne dont la superficie est les 3/4 de celle de la France est un lac, comme la mer d'Aral (64 500 km²) qui est d'ailleurs plus petite que le lac Supérieur (81 000 km²) en Amérique du Nord et le lac Victoria (68 000 km²) en Afrique.

Encart 26.3 – La catastrophe écologique de la mer d'Aral

De 1960 à 1990, à la suite de prélèvements inconsidérés dans le bassin-versant pour la culture intensive du coton, le niveau de la mer d'Aral s'est abaissé de 14 m et sa surface a diminué de 28 000 km² soit plus de 40 % de son étendue, provoquant une terrible catastrophe écologique et économique (couche de sels sur les surfaces asséchées, disparition de la pêche). Des travaux sont engagés depuis 2003 pour essayer de sauvegarder au moins la partie nord (la petite mer) avec une certaine réussite (augmentation de 30 % de la surface de la petite mer dès 2009).

On ne peut invoquer non plus **un critère de profondeur** : le lac Léman (320 m) est plus profond que la Manche. Il est d'ailleurs largement dépassé par le lac Tanganyika (800 m), et le lac Baïkal (1 600 m). On appelle généralement étangs des lacs peu profonds plus ou moins envahis par la végétation, ils sont souvent d'origine anthropique.

Le **critère de salinité**, enfin, est aussi inopérant. Il existe en effet de nombreux lacs salés comme la mer Morte (ou lac Asphaltite), à 392 m au-dessous du niveau de la mer, à peine plus étendue que le lac Léman, qui, avec ses 580 km², est le plus grand lac d'Europe, et le Grand Lac Salé aux États-Unis. La chimie des lacs est complexe, elle dépend de la nature lithologique du bassin-versant, du climat et de la présence ou non d'un exutoire ; les différentes lignées chimiques seront étudiées au chapitre 29.1.2. Les **chotts** sont des lacs temporaires salés de pays à climat désertique, les **sebkhas** sont des plaines côtières marines ou lacustres périodiquement inondées. Quant aux **lagunes**, ce sont des étendues d'eau en relation temporaire ou permanente avec la mer.

Pour que l'eau s'accumule, il faut qu'il existe, soit une cuvette ou dépression qui la recueille, soit un barrage qui s'oppose à son écoulement. On peut donc aussi distinguer les **lacs de dépression** (tectonique, volcanique, météoritique, glaciaire, karstique) et les **lacs de barrage** (morainique, volcanique, glissement gravitaire, artificiel).

26.2 LES EAUX SOUTERRAINES, ÉLÉMENTS D'HYDROGÉOLOGIE

Les eaux souterraines proviennent essentiellement de l'infiltration des eaux météoriques dans le sous-sol ; leur étude fait l'objet de l'**hydrogéologie** qui revêt une importance de plus en plus grande au fur et à mesure que se pose d'une façon cruciale le problème de l'alimentation en eau potable des

sociétés humaines et que les réserves, exploitées inconsidérément, s'épuisent. Il existe cependant des eaux souterraines ayant une autre origine que l'infiltration. Ce sont les **eaux juvéniles** qui proviennent de la profondeur de la croûte ou du manteau, telles certaines **eaux thermales**, et celles qui demeurent en permanence dans les roches (eau hygroscopique et eau de rétention ou eau de carrière). D'autre part, nous ne détaillerons pas ici les nappes profondes et chaudes exploitées en **géothermie**.



Voir chap. 27

Les eaux souterraines jouent à la fois un rôle de vecteur et de solvant (dissolution et altération des minéraux). Lorsque des roches solubles comme le gypse se trouvent dans la zone de battement, il s'en dissout une grande quantité chaque année (*encart 27.3*), d'où la formation d'entonnoirs d'effondrement ou **fontis**. Les eaux souterraines et leur drainage seront donc un agent majeur des altérations et de la géomorphologie (relief karstique, chapitre 26.2.3).

26.2.1 Aquifères et nappes

a) Aquifères

L'aquifère (du latin *aqua fero* : porter l'eau) est la structure géologique perméable contenant l'eau. Il est caractérisé par sa géométrie, sa superficie, sa profondeur et par les propriétés des couches qui le forment (lithologie, porosité, perméabilité, fracturation, homogénéité).

Selon la genèse des vides qui contiennent l'eau, on distingue différents types d'aquifères.

- Dans les aquifères poreux, les vides sont des espaces intergranulaires d'origine sédimentaire (pores sensu stricto) ou diagénétiques (dissolution de cristaux). La porosité est égale au volume des vides divisé par le volume total de la couche considérée. Ces aquifères correspondent à des roches « granuleuses » constituées de blocs, graviers, sables, silts, calcaires grainstones, qui peuvent être meubles (alluvions, colluvions, sables détritiques et oolithiques, arènes granitiques...) ou cohérentes (grès, calcaires) si la cimentation n'a pas oblitéré toute la porosité (*fig. 34.4*). La perméabilité est l'aptitude d'une roche ou d'une couche à se laisser traverser par un fluide. Il ne faut pas confondre ces deux notions : *une roche poreuse peut être imperméable si les pores ne sont pas interconnectés*.
- Dans les aquifères fissurés, les vides proviennent de ruptures (diaclasses et failles, *fig. 14.2 et 6*) inframétriques à plurikilométriques. C'est évidemment le cas des aquifères développés dans les roches magmatiques et métamorphiques qui n'ont pas de porosité intergranulaire mais aussi de certaines roches sédimentaires (grès et calcaires). Les aquifères karstiques sont un cas particulier des aquifères fissurés où les phénomènes de dissolutions (halite, gypses et carbonates) augmentent la porosité et la perméabilité de fractures initiales.

b) Nappes

Une nappe est constituée par l'ensemble de l'eau qui occupe les interstices de roches poreuses dans un domaine défini par son épaisseur et son étendue. La nappe correspond donc à la zone saturée du sous-sol, c'est-à-dire celle où les pores sont entièrement remplis d'eau, ce qui permet les écoulements. Au-dessus, il peut exister une zone non saturée dans laquelle les interstices contiennent aussi de l'air (**zone vadose**, *fig. 34.7*).

La nappe phréatique (de *phreas*, puits) est une nappe de faible profondeur, c'est elle qui alimentait traditionnellement les puits et les sources d'eau potable. C'est aussi la nappe la plus exposée aux pollutions en provenance de la surface (agriculture, industrie, habitat). Son niveau, ou **surface piézométrique**, est défini par la surface haute de l'eau dans les puits. On le mesure avec un *piézomètre* (tube qui permet d'accéder à l'eau de la nappe depuis la surface, le niveau piézométrique était mesuré à l'aide d'une sonde poids, on utilise maintenant un capteur de pression en bout de tube). En climat tempéré, les nappes sont surtout alimentées par les pluies d'hiver (octobre à avril) et le niveau piézométrique est plus ou moins haut en fonction des précipitations (zone de **battement de nappe**). La surface piézométrique n'est pas parfaitement horizontale. Elle suit, avec une certaine atténuation, les

irrégularités de la topographie (fig. 26.17). Son niveau peut aussi varier en fonction de l'intensité des captages (fig. 26.18).

► *Les différents types de nappes*

On distingue classiquement quatre types de nappes.

- *Les nappes libres* qui ont un niveau piézométrique qui peut varier sans être bloqué par une couche imperméable sus-jacente (fig. 26.17 A).
- *Les nappes captives* qui ont leur surface piézométrique située au-dessus de la limite supérieure ou toit de la formation qui les contiennent. Le toit doit nécessairement être imperméable. Une nappe captive est donc en pression et lorsque l'on ouvre un puits le niveau d'eau monte jusqu'au niveau piézométrique (fig. 26.17 B). Une *nappe captive* devient **artésienne** lorsque sa surface piézométrique se situe au-dessus du niveau du sol dans certaines zones (fig. 26.17 B et 26.19). Une des plus importantes nappes artésiennes à l'échelle mondiale est celle retenue sous le Sahara (de 50 à 2 500 m) dans les sables et grès du « Continental intercalaire » comprenant notamment le Crétacé inférieur. C'est elle qui fournit l'eau nécessaire aux exploitations pétrolières.

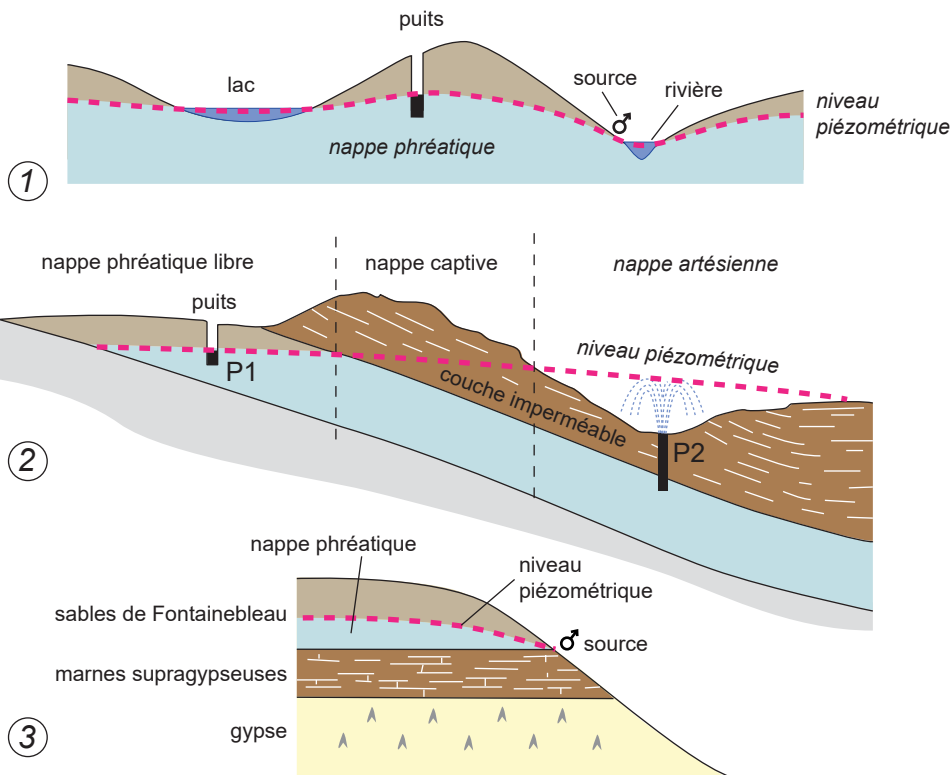


Figure 26.17 Divers types de nappes d'eau souterraines.

- A. Nappe libre.
- B. Passage d'une nappe libre à une nappe captive puis artésienne (voir texte). P1 : puits ordinaire ; P2 : puits artésien.
- C. Nappe suspendue.

- *Les nappes suspendues* sont retenues par une couche imperméable au-dessus du niveau du fond des vallées. Il en est ainsi de la nappe retenue par les marnes à huîtres, sous les sables de Fontainebleau, dans les buttes témoins de la région parisienne (fig. 26.17 C).

- *Les nappes alluviales* sont celles qui s'étendent dans les alluvions des cours d'eau. Elles sont plus ou moins en relation avec les eaux de la rivière, mais suivant le degré de perméabilité et le colmatage des alluvions, leur niveau peut être plus élevé que celui de l'eau libre. La nappe du Rhin, en Alsace, est un exemple de nappe alluviale en équilibre avec le cours d'eau. Les fluctuations du niveau du Rhin, les variations de salinité de ses eaux (en fonction de la quantité de sel rejeté par les mines de potasse) se répercutent avec un certain retard dans la nappe, ce qui a une grande importance pour la végétation et les cultures.

Les nappes peuvent alimenter les rivières. Dans ce cas, la surface piézométrique est au-dessus de la rivière et les rivières coulent toujours, même en période de sécheresse (fig. 26.17 A). L'inverse se produit quand la rivière alimente la nappe (dans ce cas, la rivière n'est pas permanente).

c) Puits

Les **puits ordinaires** sont forés dans la nappe phréatique. Leur niveau est celui de la surface piézométrique, mais leur alimentation dépend de la perméabilité de la roche. Le pompage de l'eau provoque le **rabattement de la nappe** (fig. 26.18). Cet effet est recherché pour faciliter les travaux souterrains dans des terrains sous le niveau piézométrique.

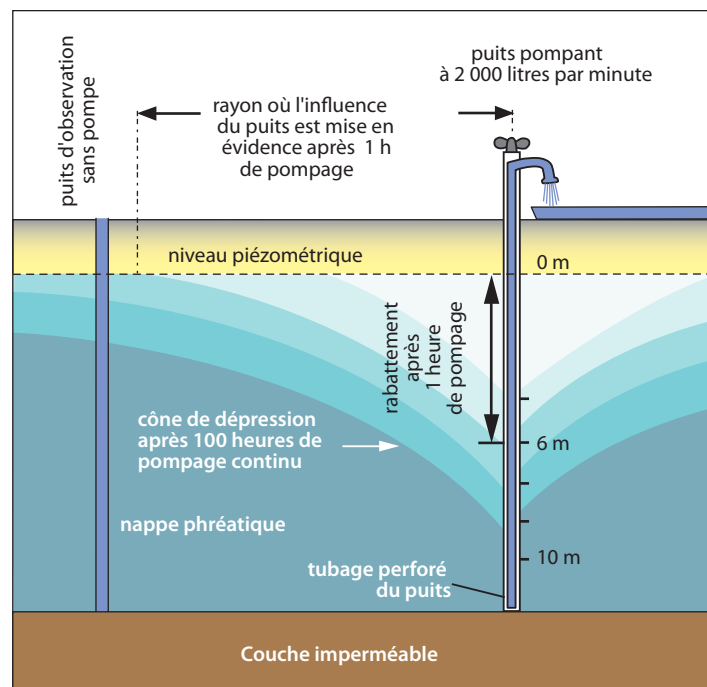


Figure 26.18 La notion de cône de dépression provoquant le rabattement de la nappe.

Lors de la mise en route du pompage, l'abaissement est de 6 m au bout d'une heure. Il n'est que de 9 m environ au bout de 100 heures. On peut admettre qu'un régime permanent s'est alors établi.

Encart 26.4 – Épuisement des nappes et désordres de surface

L'épuisement des nappes peut provoquer des tassements. L'un des plus célèbres est celui de la ville de Mexico qui atteint en certains endroits 5 à 6 m depuis 1889. Cet enfoncement est catastrophique pour certaines villes côtières (Venise, Bangkok...) et affecte aujourd'hui des champs pétrolifères comme celui d'Ekofisk, en mer du Nord, où une plate-forme s'est enfoncée de 6 m après épuisement du pétrole, au sommet d'un anticlinal. Le seul remède a été l'arrêt de l'exploitation de la nappe et sa réalimentation.

Les **puits artésiens** (ainsi nommés car les premiers ont été forés en Artois) sont des puits jaillissants obtenus en perçant le toit des nappes artésiennes. Un exemple célèbre est la nappe artésienne des sables verts, albiens, dont le toit est constitué par les argiles du Gault (Albien supérieur) qui se trouve à – 600 m environ sous Paris. Elle présente une réserve de 425 milliards de m³. Sa surface piézométrique est à + 130 m en Champagne (fig. 26.19 A). Les datations au C¹⁴ montrent un accroissement de l'âge de l'eau depuis les zones d'affleurements vers le centre du bassin de Paris : quelques centaines d'années à quelques kilomètres des affleurements, 11 000 ans à Montbouy (sud de Montargis), 20 000 à Bougligny (Essonne) et 30 000 ans à Viry-Châtillon (sud-est de Paris). Cela correspond à une vitesse moyenne d'écoulement dans l'aquifère de 5 m/an sur un parcours de 150 km. Il faut donc veiller à ce que le débit de soutirage ne dépasse pas les possibilités d'alimentation de la nappe. En un siècle, le niveau piézométrique est passé, à Paris, de + 120 m à + 20 m ; il remonte depuis 1970 grâce à la réglementation du débit. L'exploitation de cette nappe est réglementée dans le cadre du schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux du bassin Seine-Normandie. En 2003, le niveau des prélèvements était de 22 millions de m³ pour quatre départements (Yvelines, Hauts-de-Seine, Essonne, Seine-Saint-Denis). Le **bilan des nappes** est une donnée fondamentale en hydrologie.

Encart 26.5 – Les puits artésiens de Paris

Le puits de Grenelle fut foré à Paris dans la nappe albienne entre 1833 et 1840 par Louis-Georges Mulot (fig. 26.19 B) sous l'impulsion de François Arago qui était intéressé, sur le plan scientifique, par la réalisation d'un sondage de plus de 400 m pour préciser les structures géologiques et développer ses travaux sur le gradient géothermique. L'eau jaillit à 40 m au-dessus du sol (la perte de charge est de l'ordre de 1 m par km). Les sondages se succédèrent : sondage de Passy (square Lamartine, 1855-1861, pour alimenter entre autres les lacs du Bois de Boulogne), de la

place Hébert (18^e arrondissement, 1863-1891), de la Butte aux Cailles (1863-1904, interruption des travaux pendant vingt ans), de la raffinerie Say (boulevard de la Gare, 13^e arrondissement, 1869 et 1933) et de la rue Blomet (15^e arrondissement, 1929). C'est une eau excellente pour la boisson et l'alimentation des piscines car elle est chaude : 28 °C (piscine de la Butte-aux-Cailles, piscine Hébert, piscine Blomet). À partir des années 1950, les forages se multiplient pour le chauffage géothermique (Maison de Radio France, 1964).

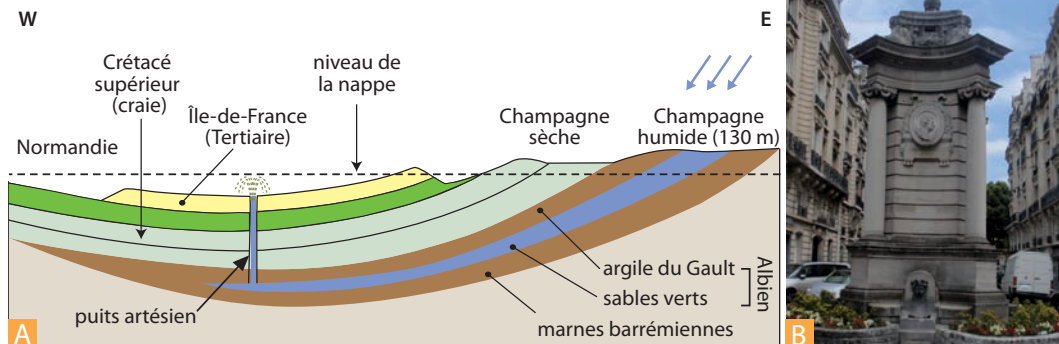


Figure 26.19 Les puits artésiens.

- A.** Disposition de la nappe artésienne des sables verts albiens au centre du bassin de Paris.
- B.** Monument fontaine élevé en 1904 sur l'emplacement du forage de Grenelle (place George-Mulot, Paris 15^e). Le médaillon est un portrait de George-Mulot qui réalisa ce forage.

26.2.2 Circulation des eaux souterraines

Il faut distinguer les **circulations interstitielles**, à l'intérieur des roches poreuses, des véritables **cours d'eau souterrains** qui coulent à l'intérieur de cavités.

a) Circulations interstitielles

Elles dépendent de la perméabilité des roches imbibées : très lentes lorsque la perméabilité est faible, elles peuvent être rapides et même turbulentes lorsque les blocs sont de grande dimension (moraine pierreuse par exemple). Les pertes de charge sont alors très faibles et les pressions se transmettent instantanément. On peut distinguer deux types d'eau présente dans les roches : les eaux de rétention et l'eau libre.

► Eaux de rétention

Elles comprennent :

- l'**eau hygroscopique** maintenue dans les pores par absorption. Très importante dans les argiles où la surface interne spécifique (surface des vides ramenés à l'unité de volume) est considérable (plusieurs centaines de m^2/cm^3), elle n'est pas négligeable dans les granites (10 g d'eau par kg de roche, soit 20 milliards de litres dans 1 km^3). Maintenu par une force qui peut dépasser le millier d'atmosphères, cette eau est irrécupérable par les plantes et ne peut s'extraire que par calcination ;
- l'**eau pelliculaire** soumise aux attractions moléculaires réciproques et non sensible à la gravité ;
- l'**eau capillaire** emprisonnée par la tension superficielle qui, si elle est discontinue, n'est pas non plus sensible à la gravité.

Ces deux dernières eaux peuvent s'extraire par centrifugation ou par évaporation. Dans les roches calcaires, elles abandonnent à la surface un dépôt superficiel de $CaCO_3$ qui durcit les pierres de construction (**calcin**).

► Eau libre, eau gravifique ou eau gravitaire

L'eau libre des nappes circule par gravité (d'où les termes de gravifique ou gravitaire) dans les interstices et les cavités des roches poreuses, à condition que les pores communiquent entre eux. Le débit est régi par la **loi expérimentale de Darcy** (fig. 26.20 A). Le débit Q (en m^3/s) d'un fluide incompressible qui s'écoule au travers d'un tube de sédiment poreux de section S et de longueur est L est donné par la formule :

$$Q = KA(\Delta H/L)$$

K est le coefficient de perméabilité du milieu poreux, il dépend des propriétés du milieu poreux et la nature du fluide (m/s), A est la surface de la section étudiée (m^2), L est la longueur de l'échantillon et ΔH est la différence des hauteurs piézométriques en amont et en aval.

Le rapport $\Delta H/L$ est le gradient hydraulique (i) et l'on exprime souvent la loi sous la forme $Q/A = K \cdot i$; Q/A est appelé vitesse de filtration (U).

L'inconvénient de U pour évaluer la vitesse de circulation est que ce paramètre s'applique à l'intégralité de la section de la nappe comme si celle-ci était une conduite d'eau libre sans tenir compte de la structure solide interne de l'aquifère. Les mesures par traçage isotopique (voir ci-après) mettent en évidence des vitesses plus élevées. En fait, la vitesse réelle est égale à la vitesse de filtration de Darcy divisée par la porosité. Ainsi dans une roche ayant une porosité de 10 %, la vitesse de circulation dans les pores sera 10 fois plus élevée que la vitesse de Darcy (fig. 26.20 B).



Voir fig. 34.4 B

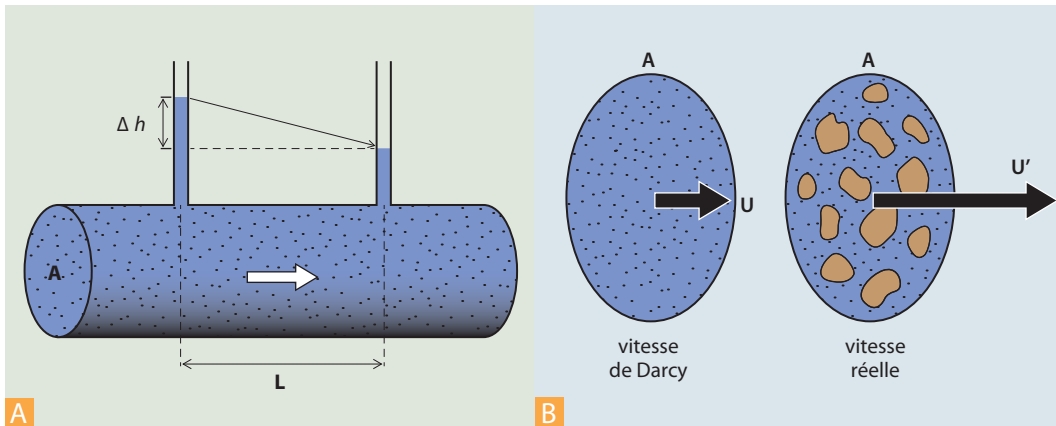


Figure 26.20 La loi de Darcy.

- A.** Dispositif expérimental permettant de vérifier la loi de Darcy pour l'écoulement horizontal d'une nappe.
B. Vitesse de Darcy et vitesse réelle de l'eau d'une nappe (d'après Gilli et al., 2008).

Il existe fréquemment, dans les alluvions sableuses des cours d'eau, un écoulement vers l'aval de la nappe alluviale. Il est appelé sous-écoulement (*underflow*) ou inféro-flux. Le sous-écoulement est parfois la seule circulation d'eau, comme c'est le cas au Sahara. Il se manifeste par une végétation rudimentaire. L'eau peut être recueillie par des puits subhorizontaux ou foggaras. L'écoulement périfluvial peut réapparaître à l'air libre et retourner au cours principal. C'est le cas des eaux que la Loire abandonne vers Gien et Sully (30 à 40 m³/s). Elle les récupère en partie grâce au Loiret, dont la « source », à Olivet, est une résurgence. Des nappes peuvent aussi circuler dans les régions volcaniques (en Auvergne par exemple, sous la coulée andésitique de Volvic).

► Âge et origine des eaux des nappes

L'âge des eaux souterraines correspond au temps écoulé entre l'infiltration dans la nappe et l'exutoire naturel (source) ou anthropique (puits, captage). C'est donc à la fois un **temps de transfert** et un **temps de renouvellement**. Dans la majorité des cas, une nappe correspond à la coalescence de plusieurs écoulements issus de zones d'infiltration différentes, il s'agit donc d'un âge moyen.

La détermination de l'âge et du temps de transfert peut se faire de façon indirecte à partir de modèles de circulation basés sur les équations de Darcy. Cependant, la mesure directe à l'aide de traceurs chimiques ou isotopiques est la plus objective. On utilise des traceurs présents dans l'atmosphère en postulant que l'eau qui s'infiltrait était en équilibre avec l'atmosphère. Les marqueurs utilisés sont le carbone 14 (¹⁴C), le tritium (³H), les chlorofluorocarbures (CFC) et l'hexachlorure de soufre (SF₆, fig. 26.21 A).

Encart 26.6 – Datations des eaux par les CFC et le SF₆

Les CFC (chlorofluorocarbures ou fréons) sont des composés utilisés comme réfrigérants, propulseurs et agents d'expansion qui ne sont pas présents naturellement dans l'atmosphère. Leur utilisation industrielle a débuté dans les années 1930 avec une expansion très forte dans les années 1950/1960. La datation se fait par comparaison des concentrations dans les

eaux et dans l'atmosphère pour laquelle on dispose de mesures à partir des années 1970 (fig. 26.21 B) et des valeurs estimées pour les années antérieures à partir des données de la production industrielle. Il en est de même pour le SF₆ (hexachlorure de soufre) utilisé pour ses capacités isolantes dans la construction électrique et les doubles vitrages.

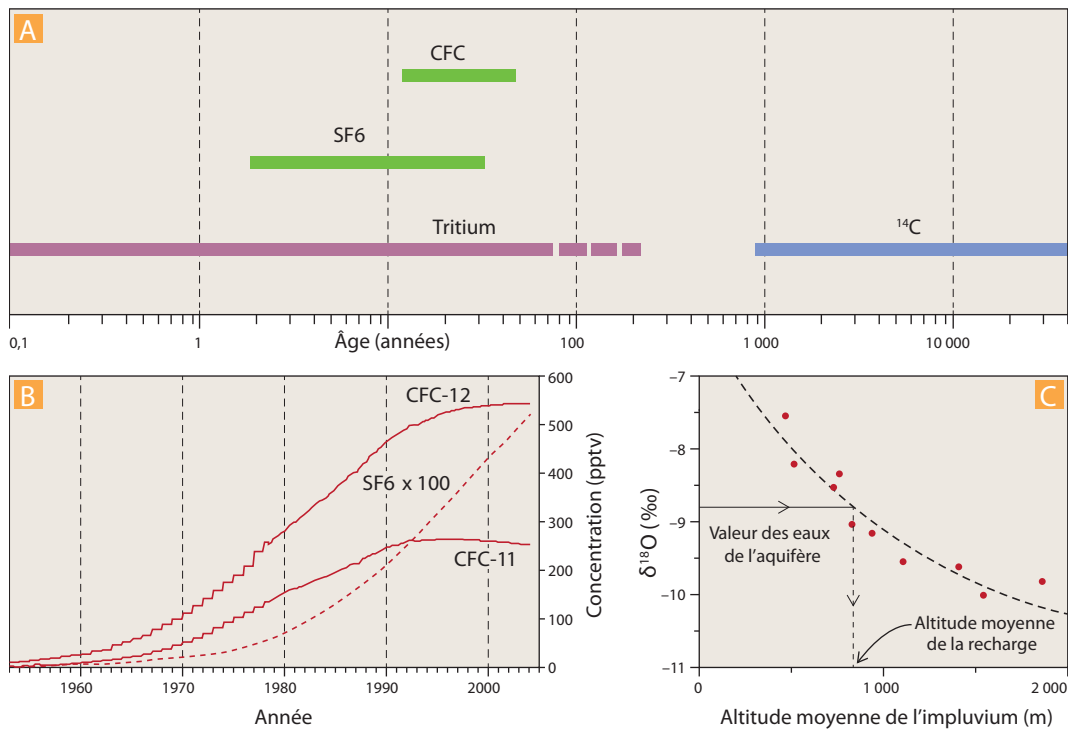


Figure 26.21 Datation et origine des eaux.

- A.** Les domaines d'utilisation des marqueurs classiques utilisés pour évaluer l'âge des eaux.
- B.** Les teneurs en CFC et SF6 dans l'atmosphère.
- C.** Principe de la détermination de l'altitude moyenne de recharge d'un aquifère par le rapport isotopique de l'oxygène (abaque exponentielle pour une région méditerranéenne, les régions à influence atlantique présentent un ajustement linéaire).



Voir chap. 36.2

D'autre part, les isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et ^2H) permettent de caractériser les eaux et de définir les altitudes moyennes d'infiltration car le rapport isotopique de l'oxygène des pluies est fonction de l'altitude (fig. 26.21 C).

b) Cours d'eau souterrains

En principe, les lois et les observations relatives aux cours d'eau superficiels s'appliquent aux cours d'eau souterrains. En particulier, ils transportent une charge solide analogue et donnent lieu à des formes d'érosion mécanique de même type (gorges, marmites). Mais il faut insister sur deux mécanismes d'érosion, qui, sans leur appartenir en propre, se manifestent avec une plus grande intensité.

► Dissolution

Dans le cas du calcaire, la solubilité est maximum à 0 °C (1,5 g par litre dans l'eau chargée de gaz carbonique à la pression ordinaire) :



Dans les Alpes de Haute-Provence, on estime à 20 000 tonnes par an la quantité de calcaire dissous dans un massif de 300 à 400 km² près des gorges du Verdon.

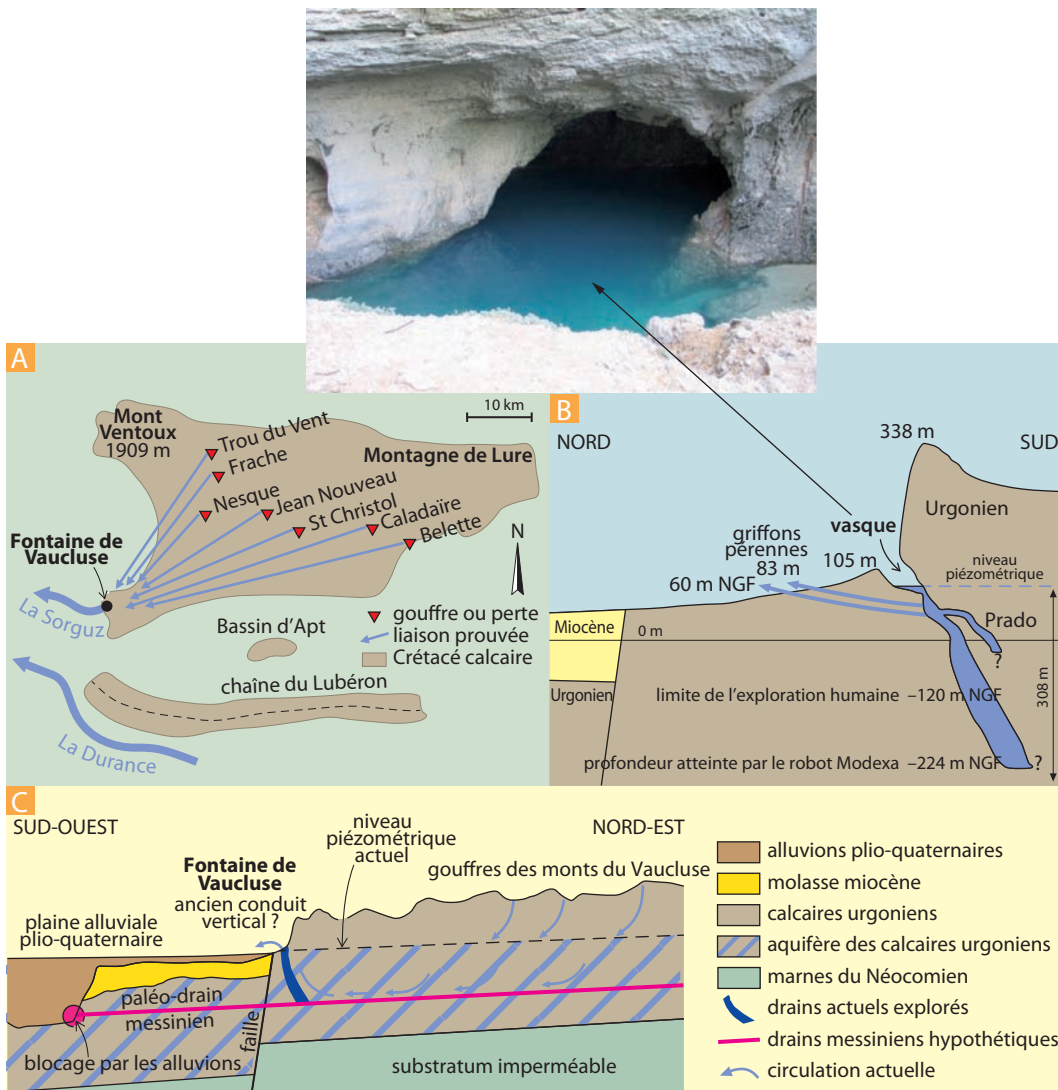


Figure 26.22 La Fontaine de Vaucluse.

A. Localisation et bassin d'alimentation. **B.** Coupe schématique. **C.** Représentation de l'hypothèse messinienne de l'organisation profonde de l'aquifère de la Fontaine de Vaucluse (d'après Gilli et al., 2008).

Cette source provençale, la plus importante de France (20 m³/s), se situe au sud-ouest du plateau crétacé de Saint-Christol (900 m d'altitude) qui relie le mont Ventoux et la montagne de Lure. Elle est constituée d'une profonde vasque (qui déborde en période de hautes eaux à la côte + 105 m), située au pied d'une falaise en amont d'une reculée karstique et d'un ensemble de griffons (points d'émergence) pérennes. L'analyse des crues montre des réactions rapides aux précipitations et l'utilisation de traceurs permet de cerner un bassin d'alimentation d'environ 1 200 km². L'exploration par plongeur a atteint la côte à -120 m et un robot a atteint le fond du gouffre noyé à -224 m sous le niveau de la mer (soit une profondeur de 329 m par rapport à la vasque).

Pour expliquer l'existence de ce conduit subvertical descendant sous le niveau de la mer, on pense que le réseau karstique s'est mis en place au Messinien avec un niveau de base régional très abaissé du fait du très bas niveau marin. Le réseau coulait alors vers une exurgence plus au sud-ouest dans une profonde vallée affluente du canyon du Rhône. Au cours de la remontée de la mer, la sédimentation fluviale aurait bloqué les exurgences et les circuits messiniens et imposé à la circulation souterraine d'utiliser d'autres drains préexistants.

► Variations de pression

Les variations de pression, que ce soit des *ondes de choc* qui résultent de la remise en charge d'un siphon ou au contraire des *phénomènes de cavitation* provoqués par la brusque chute de pression (paradoxe de Venturi), provoquent une érosion mécanique.

Les cours d'eau souterrains peuvent naître de la convergence d'un réseau de ruissellement souterrain. Leur apparition à l'air libre constitue une **exurgence**. Si au contraire il s'agit du retour à l'air libre d'un cours d'eau aérien qui a disparu dans une « perte », c'est une **résurgence**. Mais la distinction n'est pas toujours évidente bien qu'elle soit essentielle pour les hygiénistes : l'eau d'une exurgence est généralement potable ; celle d'une résurgence ne l'est pas toujours. Les résurgences sont encore appelées *sources vaclusiennes*, du nom de la Fontaine de Vaucluse où naît la Sorgue, affluent du Rhône (fig. 26.22).

Les cours d'eau à faible débit disparaissent souvent à la surface des plateaux calcaires. Le ruisseau du Bonheur, qui coule sur le granite de Cévennes, se perd dès qu'il atteint le plateau calcaire du Causse de Camprieu pour réapparaître quelque 700 m plus bas, après un parcours souterrain de 6 km, au gouffre de Bramabiau (Bœuf qui brame). Mais il n'est pas toujours aussi facile de déceler le devenir des eaux qui se perdent (utilisation de marqueurs colorants). Les rivières souterraines présentent d'autres particularités : phénomènes de difffluence (bifurcations), de **croisement de circulations** à des niveaux différents, d'écoulement à contre-pente (siphons).

26.2.3 Morphologie karstique

Les formes d'érosion qui résultent de l'activité des eaux souterraines sont très particulières. Leur nom dérive d'une région de l'Istrie, non loin de Trieste, qui s'écrit *Krs* en Slovène, *Karst* en allemand, *Carso* en italien. On les rencontre dans des régions formées de roches solubles (calcaires, dolomies, mais aussi péridotites comme en Nouvelle-Calédonie), situées à une altitude supérieure au niveau du lit des grands cours d'eau qui les traversent comme le Tarn dans les Causses ou le Verdon dans le Plan de Canjuers.

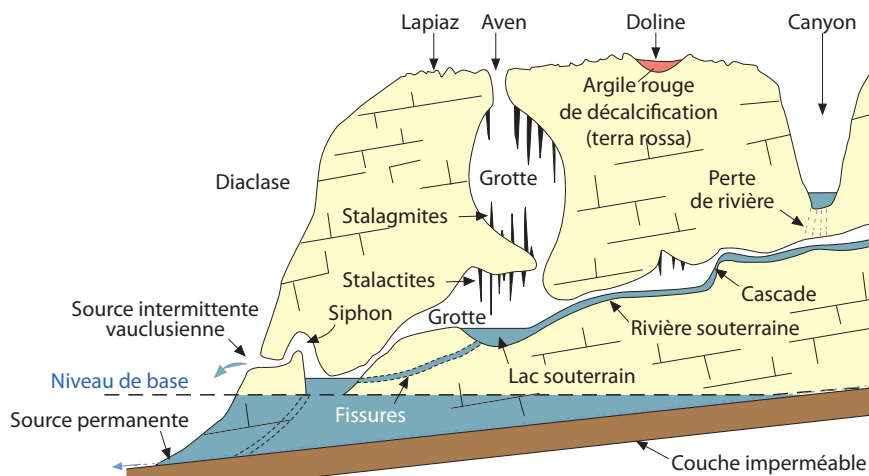


Figure 26.23 Terminologie décrivant la morphologie karstique.

Au-dessus du niveau de base karstique, la zone d'écoulement libre, aérée, est appelée zone vadose (fig. 34.7).

a) Morphologie souterraine (endokarst)

Les actions dissolvantes et mécaniques des eaux souterraines conduisent à la formation d'un réseau complexe de galeries parfois absolument indépendant de la topographie mais en revanche tributaire des conditions géologiques (failles, pendage, discontinuités lithologiques) : plus de 10 km à Padirac, 520 km dans la grotte du Mammoth, la plus grande du monde, dans les calcaires carbonifères du Kentucky, aux États-Unis. Il peut exister des salles immenses : 300 m de long, 35 à 80 m de haut à Orgnac (Ardèche). Au gouffre de la Pierre-Saint-Martin (Pyrénées-Atlantiques, *fig. 26.24*), plusieurs salles ont des dimensions monumentales (salles Lépineux, Casteret et surtout salle de la Verna : 250 m de diamètre pour 194 m de hauteur).

La partie supérieure des grottes peut s'effondrer partiellement en dégageant une voûte plus ou moins ogivale tandis que des blocs s'accumulent en chaos sur le plancher (blocs dépassant 3 000 m³ à Orgnac). Lorsque l'effondrement est total, on obtient un **aven** (*fig. 26.23*) comme le célèbre gouffre de Padirac (Lot).

Encart 26.7 – Le gouffre de la Pierre-Saint-Martin

Exploré dès la fin du ^{xix}e siècle, le massif de la Pierre-Saint-Martin (*fig. 26.24*) est devenu célèbre avec la découverte en 1950 par Georges Lépineux du puits (320 m de verticale) qui constituera le premier accès au gouffre de la Pierre-Saint-Martin qui détiendra le « record » de profondeur en 1954 (– 689 m). Sa célébrité médiatique est liée au drame qui surviendra, en 1952, lors d'une expédition de grande ampleur. Lors de la remontée, un serre-câble se dévisse et Marcel Loubens fait une chute de 15 mètres au cours de sa remontée et décède au fond du gouffre après une longue agonie. Le corps est enterré sur place, et ne sera ramené à la surface que deux ans plus tard. Ce drame au fond du gouffre le plus profond du monde est relayé par la presse mondiale et fera découvrir la spéléologie au grand public.

En 1953, l'immense salle de la Verna est découverte et l'EDF perce en 1956 un tunnel permettant d'atteindre cette salle, dans le but d'effectuer un captage hydraulique. Le projet de conduite forcée, abandonné à l'époque car la rivière souterraine ne fournissait pas un débit suffisant, est repris en 2006, une galerie de 600 mètres de long rejoint la salle. Une prise d'eau est construite à l'amont de la salle de la Verna pour alimenter l'usine située plus bas au bord du Gave de Sainte-Engrâce. D'une puissance de 4 mégawatts, cette usine a été mise en service le 2 avril 2008. Ces nouveaux travaux ont également permis d'ouvrir la salle au public (juillet 2010).

Les eaux étant très riches en carbonates, les dépôts des cavités ou **spéléothèmes** sont extrêmement variés. Au plafond, se développent les *stalactites*, généralement perforées d'un canal par lequel l'eau s'écoule et les *draperies*. Sur le plancher des grottes s'élèvent les *stalagmites*, qui ne possèdent pas de canal central. Les variations du rapport isotopique de l'oxygène (¹⁸O/¹⁶O) des couches concentriques ou superposées (planchers stalagmitiques) des spéléothèmes apportent des données précises sur les climats du Quaternaire. Les ruisseaux souterrains déposent également du calcaire. Souvent, ils sont coupés par un obstacle formant barrage qu'ils rehaussent progressivement. Ainsi s'édifient les **gours**. Dans les creux où l'eau, en s'écoulant, crée des tourbillons, le calcaire se dépose régulièrement autour des grains de sable, donnant naissance aux « perles », « dragées » et pisolites (concrétions centrimétriques) des cavernes.



Voir chap. 36.2

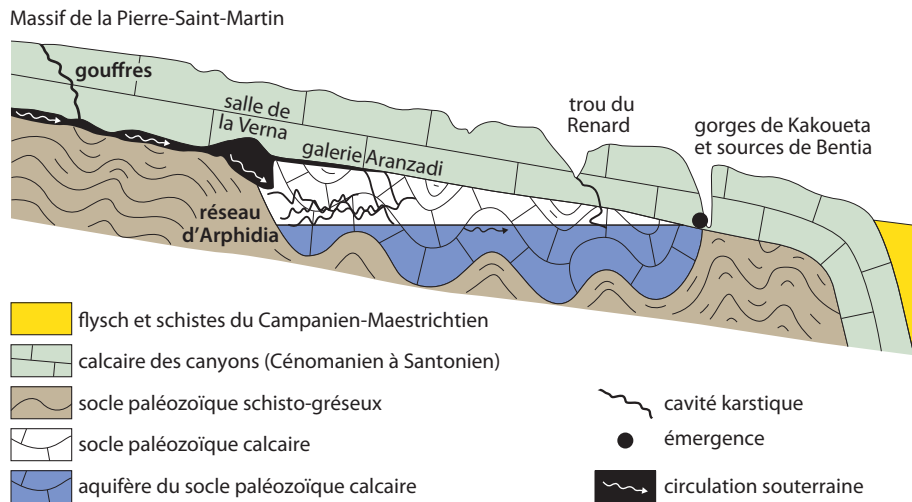


Figure 26.24 Le contexte géologique du gouffre de la Pierre-Saint-Martin.

L'eau infiltrée dans les calcaires des canyons (en moyenne 300 m d'épaisseur) circule au toit du substratum paléozoïque sur lequel ils reposent en discordance. L'abaissement du niveau de base régional a conduit à la capture des écoulements par le réseau karstique d'Arphidia, développé dans les calcaires du Dévonien, qui draine les eaux vers les sources de Bentia. L'ancien drain (la galerie d'Aranzadi) n'est plus fonctionnel. Les échelles ne sont pas respectées ni pour les couches, ni pour les cavités (*d'après Gilli et al., 2008*).

L'eau qui sort des grottes ou des fissures renferme encore du calcaire qui se dépose aux sources en donnant des amas volumineux, les **tufs** ou **travertins**, parfois riches en empreintes de feuilles (travertin de Sézanne, d'âge thanétien, en Champagne). Lorsqu'on dépose des objets dans l'eau de ces sources, ils se recouvrent rapidement d'une croûte calcaire (*fontaines pétifiantes*). Dans le gouffre de Proumeyssac (Dordogne), on observe une croissance des stalagmites de l'ordre de 1 cm par an.

Trois découvertes remarquables ont retenu l'attention au cours des 25 dernières années :

- en 1986, un forage dans les calcaires du Miocène supérieur (Sarmatien) de la Dobroudja, à Movilé, en Roumanie, pénétra, à 25 m de profondeur, dans un réseau souterrain étanche de 240 m, partiellement noyé, abritant une faune d'invertébrés comprenant 46 espèces dont 28 nouvelles, vivant dans une atmosphère pauvre en oxygène. Cet écosystème, fonctionnant par chimiosynthèse à partir de l'hydrogène sulfuré contenu dans l'eau, a été isolé depuis plusieurs millions d'années (Miocène) ;
- en 1991, un plongeur, Henri Cosquer, découvrit dans une calanque marseillaise une grotte ornée qui porte son nom, par 40 m de profondeur, à l'extrémité d'une galerie immergée de 175 m de long. La partie supérieure de la grotte, émergée, est ornée de gravures et de peintures âgées de 20 000 ans. À cette époque, l'entrée de la galerie était située à 60 m au-dessus du niveau de la mer. Cette découverte est une spectaculaire illustration de l'eustatisme positif qui a suivi la dernière glaciation.
- en 1994, la découverte de la grotte Chauvet dans les gorges de l'Ardèche, à la Combe d'Arc, non loin de Pont d'Arc, cavité immense, aux « volumes de cathédrale », longue de près de 600 m, ornée de nombreuses concrétions et de 400 peintures et gravures datées de 30 000 ans, les plus anciennes au monde, et qui relèveraient de la culture aurignacienne.

Voir fig. 24.9
et 35.22

b) Morphologie aérienne

► Canyons

Les **canyons** résultent de l'érosion régressive par incision d'un plateau (fig. 26.25 A) et plus rarement par effondrement du toit d'une galerie souterraine (Minerve, Hérault). Les **reculées** du Jura sont des vallées aveugles à parois abruptes, terminées par un cirque d'où sort une résurgence. Les **calanques** sont des canyons envahis par la mer.



Figure 26.25 Morphologie karstique aérienne.

A. Un canyon en pays calcaire : la vallée de l'Hérault (photo Y. Lagabriele).

B. Le modelé karstique (lapiaz) des calcaires des canyons (Crétacé supérieur, massif de la Pierre-Saint-Martin, Pyrénées-Atlantiques, fig. 26.24, photo M. Renard).

► Lapiez

Nous avons déjà évoqué les lapiez (ou lapiaz) à propos des actions de dissolution. Ces rigoles entament les plateaux calcaires sur une profondeur qui peut dépasser 1 m et présentent de nombreuses irrégularités (arêtes, encoches, niches, marmites, cannelures, fig. 26.25 B). Il est possible que l'érosion subaérienne, sous un sol aujourd'hui disparu, intervienne dans leur genèse (c'est le cas en Nouvelle-Calédonie où la dissolution des péridotites lors de l'altération latéritique donne des figures identiques aux lapiaz).

► Dolines

Ce mot d'origine slave (dépression, vallée) désigne une dépression circulaire ou ovale, dont le fond est tapissé d'argile rougeâtre (*terra rossa*). Elles sont appelées *sotchs* dans les Causses où elles permettent de médiocres cultures. Leurs dimensions varient de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Leur origine n'est pas parfaitement élucidée : dissolution par les eaux d'infiltration, rôle d'une ancienne nappe phréatique, activité de loupes de neige dont les eaux froides de fusion sont particulièrement agressives, tels sont les facteurs le plus souvent invoqués. La coalescence de plusieurs dolines forme une *ouvala*.

► Poljés

Ce sont des plaines karstiques endoréiques (le mot, écrit encore *polyé*, signifie plaine), larges de quelques centaines de mètres et généralement plus longues que larges. Le bassin de Cuges en Provence en est un bel exemple. Souvent une rivière les parcourt : elle sort par une résurgence à une extrémité et va se perdre dans un gouffre (*ponor*) à l'extrémité opposée. Le fond du poljé est souvent accidenté par des buttes rocheuses, résidus du karst, qu'on appelle *hums*. Dans les régions tropicales, c'est le *karst à tourelles* (exemples : la baie d'Along, au Viêt Nam dont les récifs sont les hums d'un karst inondé et la région de Guilin, en Chine centrale).

26.3 GLACIOLOGIE



Voir fig. 20.1,
et 35.24

Les glaciers jouent un rôle important à la surface de la Terre. Sur le plan économique, ils représentent pratiquement 70 % des réserves d'eau douce. Sur le plan climatique, ils sont un facteur de régulation important par leur albédo. Sur le plan de l'eustatisme, ils sont l'un des pilotes du système océanique à court et moyen terme (glacio-eustatisme). Sur le plan géomorphologique, ils sont responsables d'un modelé particulier (vallées et polis glaciaires, fig. 26.28 et 26.31).

Encart 26.8 – Les propriétés de la glace

Contrairement à tous les autres corps, la *température de fusion* de la glace diminue lorsque la pression augmente : ainsi, sous la pression de 4 000 m de glace (comme au centre de l'Antarctique), la température de fusion n'est plus 0 °C mais -2,7 °C. En conséquence, si l'on comprime la glace à 0 °C, elle fond. Le dégel de la glace sous l'effet de la pression, suivi de son regel immédiat est illustré par l'expérience de Tyndall : la pression d'un fil d'acier tendu par des poids provoque la fusion d'un bloc de glace suspendu, mais l'eau regèle au fur et à mesure, si bien qu'à la fin de l'expérience le fil tombe après avoir entièrement traversé le bloc de glace, qui s'est ressoudé progressivement. *C'est ainsi que les glaciers glissant sur leur base franchissent les petites aspérités : le glacier fond à l'amont des obstacles et regèle à l'aval.*

En règle générale, les corps sont tous plus denses à l'état solide qu'à l'état liquide. L'eau

est une exception, la glace est moins dense que l'eau liquide. C'est pourquoi les icebergs flottent sur les océans. Si la glace était plus dense que l'eau, les glaciers atteignant les océans poursuivraient leur écoulement sous l'eau en suivant le sol marin et il n'y aurait pas d'icebergs.

Comparée à beaucoup d'autres solides, la glace est un matériau facilement déformable : ainsi le *coefficient de viscosité de la glace est très faible* par rapport à celui des roches : 10^{14} Pa.s (pascal seconde) à 0 °C alors que celui des roches solides est autour de 10^{22} Pa.s et celui des laves liquides de l'ordre de 10^4 Pa.s. Des expériences sur le terrain et en laboratoire ont montré que la glace est un matériau viscoplastique. Cela explique que la glace puisse s'écouler par sa déformation, c'est-à-dire fluer, sous le seul effet de son propre poids (ce qui complique les datations de la glace dans la base des sondages dans les calottes).

26.3.1 Les glaciers

Les chutes de neige sont à l'origine des glaciers. Des champs de neige permanents existent sur tous les continents, sauf en Australie. Ils s'établissent lorsque la température moyenne annuelle est voisine de 0 °C, à condition que les précipitations soient suffisantes, ce qui n'est pas le cas, par exemple, en Sibérie. *La limite en altitude des neiges persistantes* ou *ligne d'équilibre* varie principalement suivant la latitude et l'abondance des précipitations. Elle est en moyenne de 0 à 600 m dans les régions polaires et subpolaires (Svalbard, Groenland, Patagonie, Antarctique), de 1 500 m en Norvège et Alaska méridional, de 2 800 à 3 100 m dans les Alpes, de 4 300 à 5 200 dans l'Himalaya, de 5 400 à 5 800 sous l'équateur (Afrique et Andes). La neige, qui s'accumule au fil des années, se tasse sous le poids des couches successives et se transforme en glace. L'accumulation est régulée par des processus d'écoulement de la glace qui amènent l'excès annuel, soit sous la limite des neiges persistantes où la fusion est assurée durant l'été, soit dans des zones permettant le détachement de fragments du glacier.

La surface couverte par les glaciers est de l'ordre de 15 millions de km², soit environ le dixième de la surface des continents. Le volume total de glace est actuellement de 30×10^6 km³ ; il atteignait 75×10^6 km³ au maximum du dernier âge glaciaire il y a environ 20 000 ans.

Encart 26.9 – Les avalanches

Les avalanches sont des déplacements en masse de neige, importants seulement dans les montagnes de relief accusé à fortes précipitations nivales. Aux latitudes moyennes, les avalanches n'évacuent qu'une très faible quantité de neige par rapport aux glaciers. Les principaux types d'avalanches sont :

- les *avalanches poudreuses ou de surface* qui se déclenchent par n'importe quel temps et n'affectent en général que les couches superficielles de neige ;
- les *avalanches de fond* qui se produisent par temps couvert, doux et chaud surtout au printemps : elles empruntent souvent des trajets

fixes (couloirs d'avalanches) et la couche entière de neige est arrachée, l'eau de fusion coule entre neige et sol et provoque le décollement de la couche.

Aux avalanches de neige poudreuse qui volent et aux avalanches de fond qui coulent s'ajoutent deux types moins fréquents : les *plaques à vent* qui glissent et les *avalanches de neige humide* qui roulent. Les avalanches causent chaque année d'énormes dégâts (38 victimes à Val-d'Isère, en 1970, destruction de 17 chalets au-dessus de Chamonix en 1999), ce qui justifie l'implantation de centres d'étude et de prévision des avalanches.

a) Description du glacier

La plupart des glaciers comprennent deux parties distinctes : l'une supérieure, où la surface est couverte de neige tout au long de l'année, c'est la *zone d'accumulation* où la neige est collectée et se transforme en glace ; l'autre d'altitude plus basse où la glace apparaît au cours de l'été, c'est la *zone d'ablation* (fig. 26.26). La limite entre les deux zones constitue la ligne d'équilibre glaciaire, altitude à laquelle la fusion annuelle compense exactement l'accumulation annuelle de neige. Dans les Alpes, cette limite est proche de la limite des neiges persistantes.

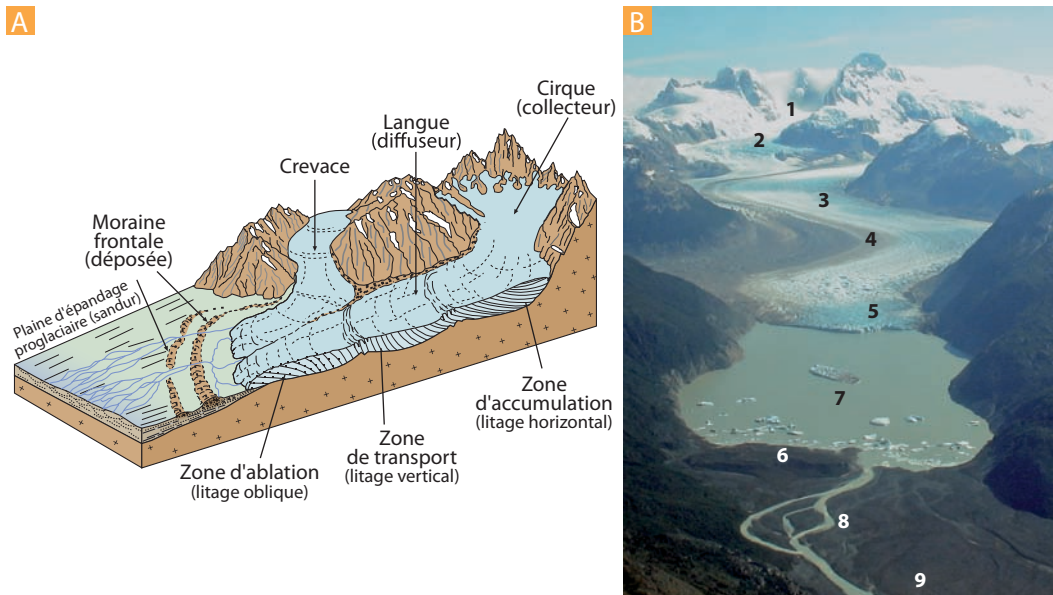


Figure 26.26 Les glaciers de type alpin.

A. Différentes parties d'un glacier alpin et divers types de moraines et de crevasses.

B. Le glacier Nef (Parc national Laguna San Rafael, Patagonie, Chili).

1. cirque collecteur ; 2. zone de séracs ; 3. langue ou diffuseur ; 4. moraines latérales ; 5. zone d'ablation ; 6. moraine frontale déposée (le glacier a subi une phase importante de retrait entre 1945 et 2000) ; 7. lac proglaciaire de retrait (actuellement 3,5 km de long) et vèlage de la langue glaciaire ; 8. torrent glaciaire (réseau en tresses anastomosées), un des tributaires du Rio Baker, l'une des plus importantes rivières chiliennes (1 000 m³/s) ; 9. plaine d'épandage proglaciaire (sandür).

► Zone d'accumulation

C'est le lieu où se fabrique la glace, le terme « accumulation » désigne tous les processus permettant au glacier de gagner de la masse : en premier lieu, les précipitations directes de neige, mais aussi les apports par vent et par avalanches. Cette zone supérieure prend des formes diverses selon la topographie de la base rocheuse : bassin, plateau ou dôme. Elle est perpétuellement recouverte de neige qui, à une certaine profondeur, se transforme en glace. La transition neige-glace se produit à une densité d'environ 0,83 lorsque les cristaux deviennent suffisamment jointifs et soudés pour empêcher toute circulation d'air. Le processus prend quelques dizaines d'années dans les Alpes et quelques milliers d'années en Antarctique.

Dans les régions alpines, la zone d'accumulation est souvent formée d'un cirque majeur, de forme plus ou moins circulaire, entouré ou non d'abrupts rocheux coupés de couloirs d'avalanches et de collecteurs affluents : le glacier d'Argentière et le glacier de Leschaux dans le massif du Mont-Blanc en sont des exemples. Les plus grands glaciers alpins comme la mer de Glace ou les glaciers Nef (fig. 26.26) et Leones (fig. 26.28) en Patagonie ou le glacier Sisitna en Alaska (fig. 26.29) ont plusieurs cirques collecteurs débouchant les uns dans les autres, parfois séparés par des sections de langue.

► Zone d'ablation

C'est la zone inférieure où divers processus conduisent à la perte de masse (ablation) du glacier. La fonte estivale y fait disparaître la neige de l'hiver, et met à nu dès le milieu de l'été la glace sous-jacente. Cette glace est polycristalline et renferme des bulles d'air pratiquement sphériques, qui témoignent de son origine neigeuse. La glace de la zone d'ablation, qui est présente dans une zone climatiquement impropre à la formation de la glace, est exclusivement alimentée par la zone d'accumulation via l'écoulement du glacier.

Pour les grands glaciers des régions alpines, la zone d'ablation se présente en général sous la forme d'un « fleuve » de glace appelé « langue d'ablation », long de plusieurs kilomètres mais large seulement de quelques centaines de mètres et épais de quelques centaines de mètres. Il est enserré dans de vastes parois qui donnent à la vallée une section en auge caractéristique (fig. 26.28 A). La surface de la langue est convexe transversalement, l'ablation étant plus forte sur les bords. À la différence des cours d'eau, par suite de la fusion de la glace, les glaciers vont en s'amenuisant vers l'aval.

Du fait de l'imperméabilité de la glace, l'eau de fusion va s'écouler en surface jusqu'à ce qu'elle rencontre une crevasse où elle va s'infiltrer. Au début de la période de fonte, l'eau va se frayer un passage à travers le réseau de fractures à l'intérieur du glacier, jusqu'au socle rocheux. Ce système hydraulique, qui s'élargit au cours de l'été, converge vers un **torrent sous-glaciaire**.

Le point d'entrée de l'eau forme un trou rond, très profond, appelé *moulin* en raison du bruit causé par la chute de l'eau. Dans les langues glaciaires subhorizontales, cet exutoire naturel est rare et les eaux de fonte se rassemblent en véritables torrents qui creusent un lit, à parois abruptes parfois de plusieurs mètres, dans la glace : ce sont les *bédières*.

Dans les régions polaires, la fonte n'est pas le seul mécanisme par lequel un glacier perd une partie de sa masse ; les langues de nombreux glaciers descendent jusqu'à la mer, où elles se fragmentent en blocs de tailles variées qui vont ensuite dériver avec les courants : ce sont les **icebergs**. Le terme « ablation » désigne de fait tous les processus enlevant de la masse au glacier : la fonte, le vêlage d'iceberg dans l'eau ou encore le vêlage de blocs (**séracs**) au-dessus d'un abrupt rocheux pour les glaciers suspendus (glacier de la Grande Casse dans la Vanoise par exemple).

Un glacier est donc formé par le jeu conjoint de l'accumulation, de l'ablation et de l'écoulement.

b) Mouvement de la glace (ou écoulement des glaciers)

Les variations de dimensions des crevasses, le déplacement des moraines mobiles, la réapparition au front, au bout d'un certain nombre d'années, de débris abandonnés sur le glacier, le déplacement du front donnent une appréciation intuitive des mouvements de la glace. Des mesures ont pu être faites en plaçant des marqueurs sur le glacier : pierres marquées déposées à la surface ou balises insérées dans la glace, dont on peut suivre le trajet durant plusieurs années sur la langue d'ablation. On sait mesurer des positions à l'aide d'un théodolite depuis la fin du XIX^e siècle, mais aujourd'hui, on utilise le GPS pour suivre les mouvements des glaciers.

Sur la langue de la mer de Glace, la vitesse au centre est ainsi d'environ 125 m par an, soit 35 cm par jour. Elle est plus faible sur les bords et cette inégalité de vitesse est matérialisée à la surface du glacier par des bandes transversales alternativement blanches et grises convexes vers l'aval, qui matérialisent les saisons successives (une bande grise et une blanche par année).

La vitesse dépend de la pente mais aussi de l'épaisseur de la masse de glace. Sur une pente de 12 % (7°) une masse de glace commence à couler pour une épaisseur d'environ 40 m. À pente égale, la vitesse augmente proportionnellement à la puissance quatrième de l'épaisseur : cela explique les vitesses non négligeables d'une grande partie des inlandsis groenlandais et antarctique, qui reposent sur un socle pratiquement plat.

Encart 26.10 – Crues et décrues des glaciers

Les variations annuelles, tant dans l'alimentation que dans l'ablation, se font sentir au bout d'un certain temps au front du glacier (fig. 26.26 B). Au glacier des Bossons (massif du Mont-Blanc), les variations d'alimentation apparaissent au front après une dizaine d'années. Après une crue vers 1820 qui a amené la mer de Glace jusque dans la vallée de Chamonix (Petit Âge glaciaire de 1350 à 1850, succédant à l'« optimum médiéval » de 800 à 1350, tous les glaciers alpins ont été en très forte régression jusqu'en 1960. Après cette date s'est amorcée une crue temporaire remarquable dans les années 1970, avant que le recul ne reprenne : en 2011, les glaciers alpins perdent en moyenne, annuellement, plusieurs dizaines de mètres de longueur. Cependant, les différents glaciers alpins n'ont pas une évolution homogène. L'avancée et le recul du front d'un glacier sont contrôlés par le climat, qui détermine la fusion estivale et les précipitations reçues par le bassin-versant, mais aussi par la dynamique particulière de chaque glacier. Les fluctuations d'un front de glacier pris isolément ne peuvent en aucun cas servir de marqueur du réchauffement climatique global. Les glaciers réagissent avec retard aux fluctuations climatiques, chaque glacier ayant sa propre réponse. Il faut également prendre en compte les processus d'écoulement propres à chaque glacier. Pour quantifier l'évolution du glacier dans son ensemble, et non pas juste au front, on mesure son bilan de masse annuel. C'est le gain

ou la perte de masse annuelle d'un glacier, grandeur qui est directement reliée au climat (pas seulement par la température, l'intensité des précipitations joue aussi un rôle). La mesure du bilan de masse est à présent un standard international utilisé pour suivre les variations de glaciers pilotes répartis dans presque toutes les régions englacées du monde. En France, le Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement de Grenoble (Université de Grenoble I, CNRS) réalise ces mesures sur quatre glaciers des Alpes françaises : mer de Glace, glacier d'Argentière, glacier de Gébroulaz, glacier de Saint-Sorlin, deux glaciers des Andes, et plusieurs sites en Antarctique, dans le cadre de l'observatoire GLACIOCLIM.

Certains glaciers arctiques développent parfois soudainement des avancées extrêmement rapides : en Alaska, le front du Black Rapid Glacier avança de 5 km en 5 mois soit près de 35 m par jour, coupant l'autoroute Fairbanks-Anchorage. On parle de glaciers « à surges » ou de foirage glaciaire. Ces spectaculaires avancées rapides, qui ne durent que quelques mois à quelques années, sont ensuite suivies d'une très longue période pendant laquelle le glacier retrouve une vitesse d'écoulement très réduite. Il s'agit en fait d'un cycle qui n'a souvent pas de rapport direct avec le climat, mais qui est lié à un processus de déstabilisation interne du glacier dépendant de sa masse, de la température de sa glace basale et de son système hydraulique.



Voir fig. 24.20

L'écoulement glaciaire est dû d'une part à la déformation de la glace, et d'autre part au glissement sur le lit rocheux. Ce glissement n'est possible que si la glace basale est au point de fusion (**base tempérée**), permettant l'existence d'un film liquide qui peut être très ténu (0,2 mm) entre la glace et le lit rocheux. Seuls les glaciers (ou secteurs de glaciers) à base tempérée ont la capacité d'éroder leur socle, par glissement et écoulement d'eau. Dans les Alpes, la quasi-totalité des **glaciers de vallée** sont tempérés. La vitesse basale de la glace, mesurée dans une cavité sous le glacier d'Argentière (quelques dizaines de cm par an), varie selon un cycle saisonnier.

Les **glaciers à base froide**, c'est-à-dire à température inférieure au point de fusion, sont immobiles à la base. Ils se déplacent néanmoins par déformation, mais beaucoup plus lentement. De tels glaciers existent dans les régions polaires, et aussi dans les Alpes sous la forme de **glaciers suspendus**.

La *glace basale* des glaciers ou (*Basal Ice Layer* ou BIL) est souvent très limpide, formée de gros grains, et renferme en abondance une poudre fine (2 à 50 μ) de quartz et de mica résultant de l'usure des roches et jouant elle-même le rôle d'abrasif. Cette poudre ou *farine glaciaire* que l'on retrouve dans la matrice des moraines, colore les eaux de fontes des glaciers en gris et donne aux lacs glaciaires des reflets particuliers dans les bleus clairs à émeraude.

► Crevasses

La surface du glacier est accidentée par des *fossés longs de plusieurs dizaines ou centaines de mètres, dont la profondeur peut atteindre une trentaine de mètres* : les crevasses (fig. 26.27). Elles sont liées au fait que la glace a une faible résistance à la traction et à partir d'un certain seuil elle devient cassante. Les crevasses se forment donc dans les endroits générant des contraintes de traction : ruptures de pentes, bombements, divergences. Elles ne restent ouvertes qu'en surface et ne dépassent pas la trentaine de mètres de profondeur, car au-delà la glace flue sous l'effet de la pression, refermant rapidement tout début de fracturation.

Au bord du cirque, une crevasse majeure, pouvant aller jusqu'au plancher rocheux, marque le point où le glacier se décolle du rocher et commence à glisser : cette crevasse est la **rimaye** et elle fait tout le tour du cirque. Du fait de la plus faible densité de la neige par rapport à la glace, les crevasses en zone d'accumulation peuvent être deux fois plus profondes qu'en zone d'ablation. La rimaye peut ainsi atteindre une soixantaine de mètres. Elle est souvent caractérisée par le fait que les deux lèvres ne sont pas au même niveau : même lorsque la crevasse est fermée, en début d'été, elle reste marquée par une brusque dénivellation qui constitue le *mur de rimaye*. Elle marque le début du glacier mais aussi l'endroit où l'érosion du fond rocheux est la plus active : le rôle de la rimaye dans le *creusement* du cirque glaciaire est certainement essentiel.



Figure 26.27 Système de crevasses perpendiculaires à l'allongement du glacier Nef (Chili).

Ces crevasses sont très émousées et élargies car le glacier subit actuellement une fonte très rapide dans sa partie distale.

(Photo Y. Lagabriele)

En dehors de la rimaye, les crevasses les plus notables sont :

- les crevasses transversales, invariablement dues à une variation de pente du fond rocheux, ce sont les plus courantes (fig. 26.27) ;
- les crevasses longitudinales, qui se forment lorsqu'il y a une divergence importante du flux de glace, comme dans un lobe de piémont ;
- les crevasses marginales, dues à la variation de vitesse de la glace au bord du glacier.

► Séracs

Ils sont dus aux inégalités de vitesse dans chaque tranche séparant deux crevasses qui provoquent des cassures perpendiculaires : on a alors des blocs de glace découpés en damiers qui peuvent s'écrouler les uns sur les autres en donnant naissance à une zone très chaotique. L'accumulation de séracs peut donner naissance à un **glacier régénéré** en contrebas. Le glacier d'Argentière (Mont-Blanc) montre une zone de séracs due à une rupture de pente vers 2 000 m.

c) Dépôts des glaciers : les moraines

Les débris rocheux accumulés sur la surface de la langue glaciaire sont d'autant plus abondants que l'on descend vers l'aval. La diminution d'épaisseur du glacier sous l'effet de l'ablation a pour résultat de ramener en surface le matériel enfoui. Ces accumulations de matériaux ou moraines sont de deux types (fig. 26.28) : *moraines mobiles* ou *fixes*.

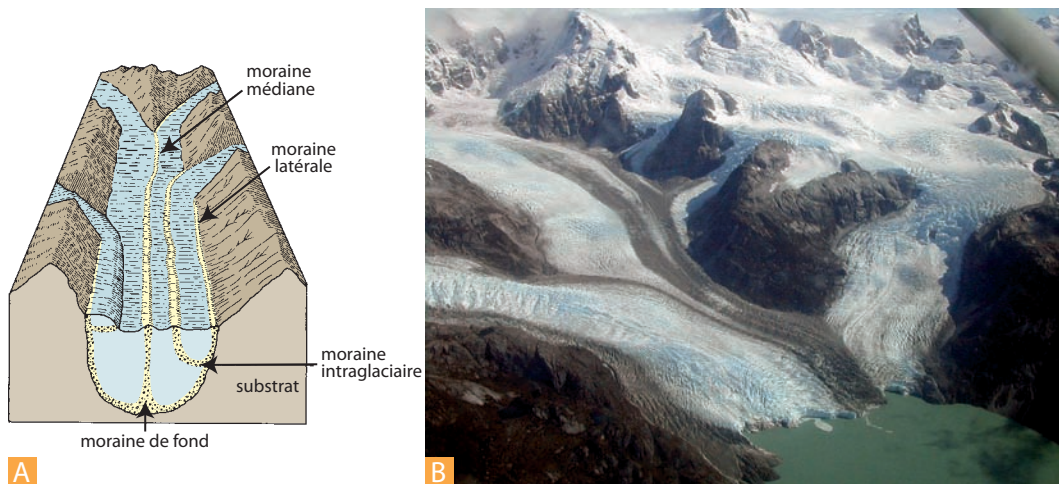


Figure 26.28 Vallées et moraines glaciaires (glaciers de type alpin).

A. Les divers types de moraines d'un glacier alpin.

B. Le glacier Leones en Patagonie (Chili). La confluence des moraines latérales des glaciers affluents aboutit à la formation des moraines médianes très régulières, mais complexes. Les bandes fines de deuxième ordre proviennent des éperons séparant les cupules des cirques. Elles n'apparaissent nettement que vers l'aval, par suite de l'ablation (photo B. Pouyaud, IRD).

► *Moraines mobiles*

Ce sont des débris très hétérométriques depuis des blocs de plusieurs tonnes jusqu'à une poudre très fine (farine de roche), arrachés aux parois par les avalanches et la désagrégation par le gel qui, mêlés à la neige, se retrouvent à la surface du glacier. Déposés en zone d'ablation, ils restent à la surface du glacier avec lequel ils vont voyager comme sur un tapis roulant. Déposés en zone d'accumulation, ils vont être enfouis avec les strates successives de neige, enchâssés dans la glace, et transportés à l'intérieur du glacier, avant de réapparaître au fur et à mesure de la fusion vers l'aval, formant les **moraines**

latérales mobiles. Lorsque l'alimentation rocheuse est abondante comme sur le glacier Noir dans le massif des Écrins ou le bas de la mer de Glace, ces moraines finissent par recouvrir toute la largeur de la langue d'ablation. Par ailleurs, au confluent de deux glaciers, des moraines médianes mobiles peuvent apparaître, formées par la réunion de deux moraines latérales. Les glaciers Leones (Patagonie, *fig. 26.28*) et Sisitna, (Alaska, *fig. 26.29*) donnent des exemples, parfois spectaculaires, de moraines médianes.

► *Moraines fixes*

Les *moraines latérales fixes*, hautes parfois de plusieurs dizaines de mètres et longues de plusieurs kilomètres, dessinent un cordon régulier de section triangulaire le long de la vallée. Parfois ces moraines latérales se réunissent en une courbe fermée en avant du front du glacier : c'est la **moraine frontale** (*vallum morainique*) que le torrent issu du glacier traverse par une percée du vallum (*fig. 26.26 B*). Dans certaines vallées où ils ont été bien préservés, on peut observer toute une série de cordons morainiques emboîtés les uns dans les autres, les plus anciens étant les plus éloignés du glacier (glacier Charquini Sud en Bolivie). De tels systèmes morainiques témoignent d'un recul glaciaire, chaque cordon morainique correspondant à un épisode de stagnation du front glaciaire. Dans les Alpes, des grandes moraines latérales de plusieurs dizaines de mètres sont bien visibles le long des glaciers actuels : ce sont les marques du Petit Âge glaciaire.



Voir encart 26.10

26.3.2 Les différents types de glaciers

Les principaux types de glaciers sont : les glaciers alpins ou de vallée, auxquels s'appliquent les descriptions précédentes, et les **inlandsis**. Entre ces deux types, il existe des intermédiaires : *dômes et calottes glaciaires*. La banquise, formée par le gel de l'eau de mer, n'est pas un glacier.

a) Glaciers alpins ou de vallée

Le type alpin précédemment décrit est courant dans beaucoup de grandes montagnes du globe. C'est un appareil installé dans un bassin-versant de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur : 33 km pour le glacier d'Aletsch, le plus grand des Alpes, 70 km pour celui de Baltoro dans le Karakorum, 120 km pour le glacier d'Hubbard en Alaska, sans doute le plus grand glacier de vallée du monde. C'est en Alaska que les confluences de glaciers donnent des figures d'interférences morainiques spectaculaires (*fig. 26.29*, glacier Sisitna). Les climats polaire et subpolaire permettent le développement de très longues langues glaciaires qui viennent parfois s'étendre jusque dans la plaine, formant un grand lobe s'étalant largement en **lobe de piémont** (par exemple, le glacier Malaspina en Alaska qui présente le plus vaste lobe de piémont au monde).

À l'opposé, bien des glaciers ont des langues très réduites et le glacier peut être limité à sa zone d'accumulation. C'est le cas des nombreux petits **glaciers suspendus**, accrochés à des pentes rocheuses escarpées, au-dessus de la ligne d'équilibre. Ils ont très peu ou pas de zone de fusion, l'ablation se fait essentiellement par vélage de séracs, le plus souvent au-delà d'un verrou. Ce sont des glaciers froids qui ne se déplacent que par déformation de quelques mètres ou dizaines de mètres par an. Si leur base venait à se réchauffer jusqu'à permettre le glissement, ces glaciers disparaîtraient. Compte tenu de l'actuel réchauffement climatique, c'est un avenir probable pour les glaciers suspendus des Alpes les plus bas en altitude. Bien souvent, il ne reste de ces glaciers que des « glaciers rocheux », les anciennes moraines frontales remobilisées par la gravité, et cimentées par la glace en hiver (par exemple, le glacier de La Momie dans le Pelvoux et, dans le Queyras, le glacier d'Asti).



Figure 26.29 Le glacier Sisitna (chaîne de Hayes, Alaska).

Un extraordinaire exemple des variations dans l'écoulement, provoqué par la coalescence de trois glaciers. Les zones de glace stagnante, soulignées par les moraines, sont dues à la différence de vigueur et de vitesse des trois langues : la langue médiane plus alimentée se fraie un chemin contourné et étroit avant de se réétaler largement en bloquant l'avance des langues latérales (*photo Washburn*).

b) Inlandsis

Les deux grands inlandsis (*fig. 26.30*), *Groenland* et *Antarctique*, constituent les seuls exemples actuels de glaciation régionale et donnent une idée des phénomènes glaciaires qui ont submergé l'Europe et l'Amérique du Nord, au cours des périodes froides du Quaternaire.



Voir fig. 24.9

► *Groenland*

Il s'étend sur 2 000 km de 84 °N à 60 °N et jusqu'à 1 000 km est-ouest. Il est en grande partie recouvert d'une immense calotte glaciaire (1 660 000 km²) qui culmine à 3 200 m d'altitude au centre et dont l'épaisseur maximale est de 3 400 m. Au centre, le substratum rocheux de l'inlandsis se trouve donc à -200 m, fait de l'enfoncement isostatique de la lithosphère en réaction au poids de la glace. La zone d'accumulation de l'inlandsis groenlandais reçoit environ 20 cm de précipitation par an sur le plateau central. À la périphérie de l'inlandsis, une zone d'ablation de quelques dizaines de kilomètres de large vient se terminer sur une frange côtière libre de glaces. Cette frange côtière est entrecoupée de nombreux fjords que des courants de glace viennent alimenter en **icebergs**. *La fonte et le vêlage d'iceberg sont les deux composantes de l'ablation au Groenland.*



Voir chap. 4.6

Encart 26.11 – Les icebergs

Les icebergs groenlandais, formés par le vèlage chaotique et continu des courants de glace dans les fjords ont une forme irrégulière. Les icebergs antarctiques, formés par la lente avancée des iceshelfs dans la mer et leur séparation périodique forment de gigantesques masses tabulaires recouvertes de neige. On a signalé au large des îles Falkland en 1893 un iceberg de 140 km de long. L'épaisseur fut estimée à 300 ou 400 m. En 1987, on a vu un iceberg de 158 km de long, 40 km de large et 200 m de haut qui aurait pu alimenter en eau la ville de Los Angeles pendant une durée de six siècles ! Entre février et mars 2002, un fragment de l'iceshelf antarctique grand comme la Corse (soit 720 milliards de tonnes) s'est détaché du glacier de Larsen et s'est fragmenté en mer de Weddel. La fragmentation de ces monstres

donne à son tour des milliers d'icebergs de dizaines ou de centaines de mètres : ce sont les « cités de glace » des navigateurs.

L'énorme taille des icebergs antarctiques fait que leur fusion complète est très longue, lorsqu'il n'y a pas fragmentation : ils peuvent ainsi dériver jusque vers 35° de latitude sud. Dans l'hémisphère nord, les icebergs n'atteignent le 45° parallèle que dans le Pacifique. L'un d'eux provoqua dans l'Atlantique, en 1912, le naufrage du *Titanic*. Les icebergs véhiculent des blocs rocheux incorporés lors du séjour continental qu'ils libèrent sur les fonds marins lors de leur fusion. Ces débris forment les droptstones (*fig. 26.34 C*) ou **IRD (Ice Rafted Debris)**, bons marqueurs sédimentaires de la présence d'icebergs en surface.



Voir fig. 24.11

► *Antarctique*

D'un diamètre de 3 000 km environ, il occupe une position centrée sur le pôle Sud (*fig. 26.30*). Son arrivée à cet endroit par le jeu de la tectonique des plaques et surtout son isolement climatique par le courant marin circumpolaire ont été des facteurs majeurs de l'entrée dans l'ère glaciaire actuelle il y a 30 millions d'années. Avec la glace, l'altitude moyenne de l'Antarctique est de 2 000 m environ (l'Asie a une altitude moyenne de 1 000 m). Le socle rocheux est assez irrégulier : il comporte des chaînes de montagne qui culminent à plus de 3 000 m et des vallées qui descendent localement à – 2 000 m (comme pour le Groenland, le socle subit un enfoncement isostatique sous le poids de la glace).

L'Antarctique est formé de deux parties : la plus vaste est constituée d'un plateau englacé qui culmine à 4 000 m d'altitude en son centre. L'inlandsis qui y est installé est donc très stable. Il y règne les températures les plus froides de la planète : au centre, la température moyenne annuelle est de – 60 °C. L'accumulation y est de seulement 2 cm par an et il n'y a jamais aucune fonte, ce qui en fait une région particulièrement intéressante en tant qu'archive climatique : les forages profonds donnent accès à des strates de glace bien préservées et surtout plus anciennes qu'en n'importe quel autre glacier. Le reste de l'Antarctique, plus réduit en surface, a fait l'objet d'un certain nombre d'études de stabilité : en effet, entre la chaîne Transantarctique qui borde le plateau et la péninsule Antarctique se trouve une calotte marine, c'est-à-dire une région englacée sous le niveau de la mer, donc un peu moins stable que le reste de l'inlandsis.

Seulement 1 % des terres de l'Antarctique est non englacé et, mis à part la péninsule Ouest-Antarctique, il n'y a aucune fonte sur ce continent : la ligne d'équilibre est au niveau de la mer, tout le continent est une zone d'accumulation. La glace formée s'écoule vers la mer, empruntant des vallées plus ou moins marquées pour venir s'étaler sur l'eau, formant ainsi des plates-formes flottantes (**iceshelfs**) de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Deux d'entre eux sont particulièrement notables : l'iceshelf de Ross et celui de Ronne-Filchner, chacun grand comme la France. Épisodiquement, des parties de plusieurs kilomètres s'en détachent, formant des icebergs tabulaires caractéristiques.

La fusion complète des inlandsis ferait monter de 60 à 90 m le niveau des océans, la physionomie des continents en serait fortement modifiée. La fusion du seul inlandsis groenlandais surélèverait le niveau des mers de 5 à 6 m. Le processus de disparition serait très long : une modélisation numérique a montré que cela durerait 10 000 ans et qu'il faudrait une augmentation de température de 8 °C, ce qui va bien au-delà du pire des scénarios de réchauffement actuellement envisagés.



Voir encart 36.5

Encart 26.12 – Archives glaciaires

La glace des inlandsis est stratifiée et a enregistré mieux que tout autre sédiment des phénomènes cosmiques (micrométéorites, iridium), volcaniques (cendres), atmosphériques (variations de teneur en CO₂ et du rapport isotopique de l'oxygène liées au climat) et atomiques (explosion de bombes, accidents de centrales nucléaires tel celui de Tchernobyl en 1986). On a foré de la glace jusqu'à – 400 000 ans en Antarctique grâce à un forage atteignant 3 623 m à Vostok et arrêté 120 m au-dessus d'un lac pour éviter de le contaminer.

Au Groenland, le projet européen GRIP (*Greenland Ice Core Project*) a foré 3 000 m de glace en 2001 et a montré que les transitions climatiques sont extrêmement brutales entre 130 000 et 115 000 ans (transition interglaciaire

Eémien/Würm). Le *North Greenland Eemian Ice Drilling* (forage NEEM) a permis d'atteindre le substratum rocheux en juillet 2010 à 2 537 m de profondeur. On confirme ainsi que la glace est restée présente sur le Groenland au cours du stade interglaciaire précédent (Eémien), plus chaud en moyenne que notre stade interglaciaire actuel. Le projet EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) a permis de forer 3 200 m au dôme Concordia en 2002-2003, donnant accès à 800 000 ans d'archives glaciaire. En conservant ces vestiges année par année et en les maintenant à l'abri de toute altération (il faut néanmoins prendre en compte les phénomènes de fluage qui peuvent perturber la stratigraphie de la glace), les *calottes glaciaires* sont les *dépositaires des archives du passé récent de la Terre*.



Voir fig. 36.11

c) Dômes et calottes glaciaires

Entre les gigantesques inlandsis, où tout le relief est noyé dans la glace, et les glaciers alpins, il existe des intermédiaires : c'est le cas par exemple des *glaciers de plateau ou calottes*, installés sur des surfaces peu inclinées ou des dômes plus ou moins étendus situés au-dessus de la limite des neiges persistantes. Le glacier de Mont-de-Lans (Dauphiné) est un excellent exemple de *dôme glaciaire* : le vaste sommet arrondi, à 3 000 m, ne laisse émerger que des crêtes de faibles altitudes relatives, quelques dizaines de mètres tout au plus ; la topographie étant assez uniforme, les crevasses sont peu nombreuses. Tout autour, des langues courtes, à peine individualisées parce que trop nombreuses, elles sont chacune faiblement alimentées et aucune ne descend au-dessous de 2 000 m.

On a en modèle réduit ce qui est réalisé en grand sur les plateaux norvégiens. Ce type de glacier qualifié de *calotte* montre de vastes champs de neige au voisinage de la limite des neiges persistantes qui constituent le *fjeld*. Ces *icefjelds* peuvent s'étendre sur des dizaines de kilomètres. Des émissaires en partent, qui descendent vers les vallées : suffisamment alimentés, d'autant que la limite des neiges persistantes est basse, ils constituent des langues glaciaires (appelées localement *brae* ou *iceström*) comparables à celles des glaciers de vallée et qui, comme elles, charrient des moraines.

26.3.3 Géomorphologie glaciaire

Si l'étude des glaciers actuels permet de voir le fonctionnement dynamique de ces appareils, elle ne renseigne qu'imparfaitement sur les modifications du relief qu'ils entraînent : toute une zone cachée sous la glace est inaccessible, de sorte que les modalités du relief glaciaire s'étudient finalement mieux dans les régions abandonnées par les glaciers lors du recul qui a ponctué la fin de la dernière glaciation quaternaire. On peut alors distinguer des formes d'érosion et des formes d'accumulation sédimentaires (dépôts de moraines plus ou moins remaniés) spécialement liées à l'action des glaciers, que ce soit lors de glaciations locales (glaciers alpins) ou lors de glaciations régionales (inlandsis).

L'existence de **moraines consolidées** ou **tillites** (fig. 26.34) mais aussi de planchers glaciaires striés ou moutonnés (fig. 26.31) montre que plusieurs *grandes périodes glaciaires* ont affecté l'histoire de la Terre.



Voir chap. 24.3

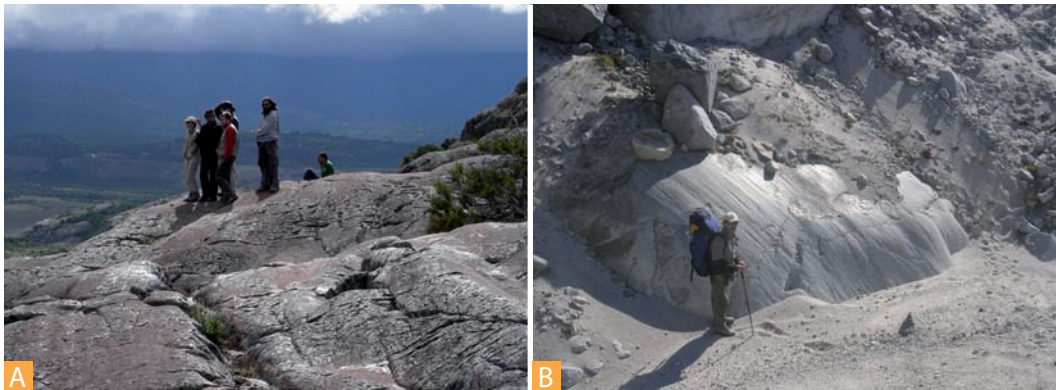


Figure 26.31 L'érosion glaciaire.

A. Roches moutonnées : polis glaciaires sur les versants de la vallée du Rio Ibanez en Patagonie centrale. L'épaisseur de la glace qui s'écoulait dans cette vallée au dernier maximum glaciaire est estimée à 2 000 m.

B. Plancher glaciaire strié recouvert de dépôts morainiques. Ces polis ont été dégagés par la fonte récente (2-3 ans seulement) du glacier Nef. On voit que ce sont les tills qui font le travail de rabot. Le géologue marche sur du sable glaciaire déposé par les moulins avant la fonte totale. La fraction fine de ce sable va nourrir une partie des farines glaciaires.

a) Formes laissées par les glaciers locaux

Les vallées alpines, qui ont été occupées par de grands glaciers, comme en témoignent les énormes moraines frontales encore visibles à leur débouché, présentent un certain nombre de caractères marqués qui en font des formes de référence.

► Formes d'érosion : vallées et cirques glaciaires

Le caractère le plus visible est sans doute la **section transversale de la vallée** : une *auge à fond plat* et à parois subverticales. Cette section en U s'oppose à la section en V, plus ou moins évasée, des vallées creusées par les eaux courantes. Lorsque deux ou plusieurs glaciations se sont succédées, on observe des *auges emboîtées* (fig. 26.32 A et B). Sur les flancs de ces vallées glaciaires se voient aussi, suspendus à une certaine hauteur (parfois plusieurs centaines de mètres), des **cirques** découpés en cupules représentant d'anciens cirques glaciaires. Les torrents qui les drainent ne rejoignent la rivière principale que par des cascades ou des *gorges de raccordement*.

Le même phénomène se reproduit à l'arrivée des vallées secondaires, suspendues à une certaine hauteur au-dessus du fond de la vallée principale : on a à faire à des gradins de confluence. Ainsi s'établit une hiérarchie des affluents, beaucoup plus marquée que dans un modèle fluvial.

Le **profil longitudinal** d'une vallée glaciaire, enfin, est très particulier (fig. 26.33) : il est formé de tronçons à faible pente qui correspondent à des élargissements transversaux, les **paliers**, et de tronçons à pente raide, couplés avec des rétrécissements transversaux ou **verrous**. On peut même observer des **contrepentes** en amont des verrous, à l'extrémité aval des paliers (fig. 26.32).

Enfin la nature même des surfaces soumises antérieurement à l'érosion glaciaire est particulière : les parois sont lisses, comme polies et souvent striées par les blocs enchâssés dans la glace et les farines des **tills** (dépôts morainiques meubles, fig. 26.31 B) qui jouaient le rôle de burins et d'abrasif ; le sommet des verrous, les fonds de cirque, lorsqu'ils ne sont pas encombrés de moraines ou d'éboulis, montrent des **formes arrondies, dites moutonnées** (fig. 26.31 A).

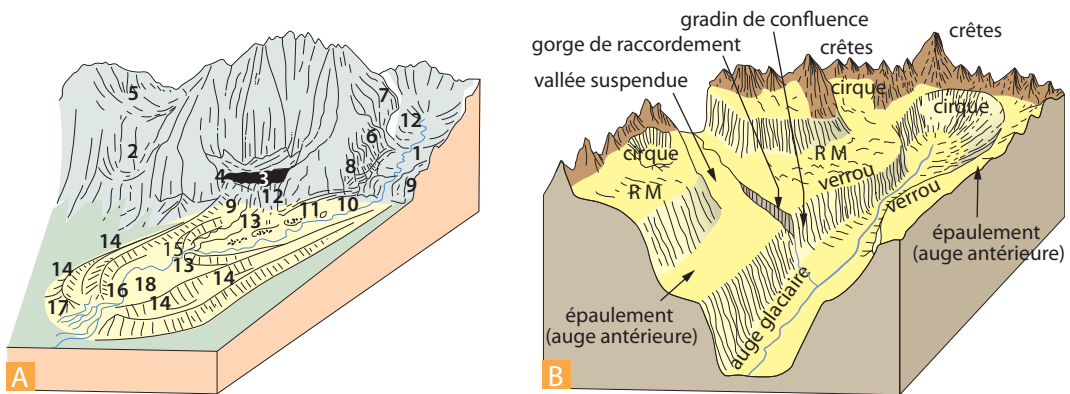


Figure 26.32 Vallées glaciaires.

A. Vallée alpine après la fonte des glaciers : 1 : auge glaciaire, 2 : cirque, 3 : lac de cirque ou d'ombilic, 4 : verrou, 5 : limite de polissage du glacier, 6 : paroi de vallée en U, 7 : épaulement (en cas de vallées emboîtées), 8 : cannelures, 9 : gradin, ressaut de vallée, 10 : terrain glaciaire, 11 : drumlin, 12 : roche moutonnée, 13 : moraine de fond, 14 : moraine de « poussée » et vallum morainique, 15 : moraine de « retrait » ou moraine terminale, 16 : gorge, 17 : esker, 18 : kames.

B. Schéma en perspective d'une ancienne vallée glaciaire. Remarquer la présence de roches moutonnées (RM, voir fig. 26.31) sur les épaulements qui correspondent à l'auge d'une glaciation antérieure. Les ombilics des cirques d'anciens glaciers suspendus sont occupés par des lacs (d'après Derruau, modifié).

Le **cirque glaciaire** présente une morphologie particulière. Le bassin de réception d'un torrent a la forme d'un demi-entonnoir. Le cirque glaciaire a la forme d'une demi-marmite : des parois abruptes, dont l'ordonnance générale représente assez bien un cylindre à génératrices verticales, ou au plus un tronc de cône presque cylindrique, et un fond plat, souvent occupé par un lac ou un marécage, retenus par une barrière frontale de roches moutonnées qui surplombe la vallée principale. Dans les régions élevées, le cirque peut être encore partiellement occupé par un névé ou un glacier résiduel, et les formes sont très fraîches. Une moraine frontale arquée couronne alors parfois le verrou aidant à la retenue d'un lac. Les éboulis tombés des parois du cirque masquent quelque peu cette simplicité théorique.

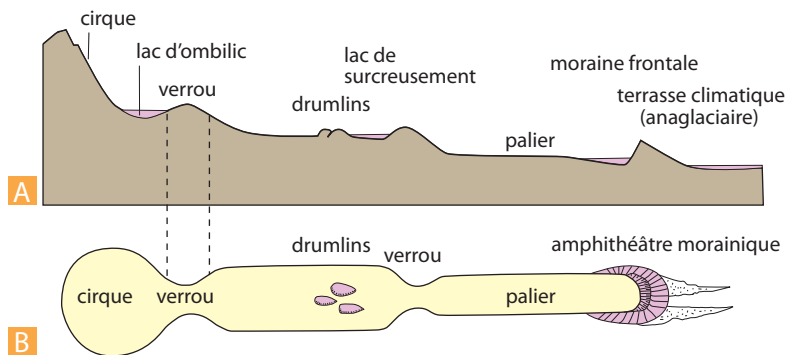


Figure 26.33 Profil longitudinal d'une vallée glaciaire.

A. En coupe ; **B.** En plan. Le cours d'eau actuel et les lacs qui occupent le fond de la vallée n'ont pas été figurés. Le verrou correspond à la fois à un bombement et à un resserrement de la vallée.

► *Accumulations sédimentaires laissées par les glaciers*

Les accumulations sédimentaires laissées récemment par les glaciers alpins sont assez restreintes. La dernière crue glaciaire du XVIII^e siècle (Petit Âge glaciaire) a laissé cependant des **amphithéâtres morainiques** souvent très nets dans les hautes vallées alpines : moraine latérale de la mer de Glace et du glacier d'Argentière dans la vallée de Chamonix, moraine frontale du Glacier Blanc en Vallouise (Dauphiné) ; ils marquent l'avancée maximum du glacier.

Les traces de la dernière glaciation quaternaire sont beaucoup plus importantes : les moraines frontales, remaniées par les cours d'eau, sont encore très fraîches (moraines de Rives en Dauphiné, amphithéâtres morainiques des lacs italiens). Il faut imaginer l'existence de glaciers de piedmont de grande taille, ayant occupé à leurs débouchés des vallées alpines des cuvettes, maintenant matérialisées, soit par des lacs, soit par des plaines alluviales. La cuvette montre, lorsqu'il n'y a pas de lacs, une topographie confuse de petites buttes ovoïdes, allongées suivant l'écoulement de la glace, qui représentent des dépôts sous-glaciaires : nous les retrouverons dans les glaciations du Nord de l'Europe sous le nom de **drumlins** (voir ci-après et *fig. 26.33*). Puis, enserrant la cuvette, un rempart en fer à cheval, en pente raide vers l'amont, en pente douce vers l'aval ; les dépôts qui le constituent, mal classés en amont, s'ordonnent vers l'aval en bancs de cailloutis et de **galets striés**, montrant un remaniement par l'eau : la moraine frontale, nettement définie sur la crête morainique, passe à des dépôts torrentiels vers l'aval : c'est ce qu'on a souvent appelé le **complexe fluvio-glaciaire** ou **cône de transition**. L'étalement fluvial de ces matériaux en avant des moraines forme un *éventail alluvial* appelé *sandiir* en Islande, caractérisé par un réseau fluvial en tresse (*fig. 26.26*).

b) Traces laissées par les glaciations régionales

On les rencontre dans tout le Nord de l'Europe : Scandinavie, Allemagne du Nord, Écosse, Irlande et en Amérique du Nord (*fig. 24.9 B*). En Scandinavie, les hautes régions montrent une topographie de buttes et de cuvettes avec une hydrographie souvent indécise, c'est le **fjeld**. Il en va de même, à un moindre degré, en Écosse. Ces hauts plateaux sont entaillés par de profondes vallées, où la mer s'avance : ce sont les *fjords* de Norvège, les *lochs* d'Écosse. Il s'ensuit une côte très découpée avec de multiples baies et sinuosités, très profondes jusqu'au fond.

La topographie des parties basses, lorsqu'elles existent (Irlande, Finlande, Allemagne du Nord) est très différente : c'est une topographie d'accumulation, non d'érosion. On peut en distinguer trois types principaux de dépôts : ceux des moraines de fond, ceux des moraines frontales et ceux des lacs ou chenaux d'écoulement.

► *Morphologie et sédimentologie des moraines*

La **moraine de fond** ou **till** (*tillite* lorsqu'elle est consolidée) est une formation de quelques mètres ou quelques dizaines de mètres d'épaisseur (jusqu'à 100 m) faite d'un mélange de blocs, cailloux, sable et argile d'où le nom d'**argile à blocs** (*fig. 26.34 A et B*) donnant naissance à un paysage monotone de buttes et de trous ronds, souvent occupés par des petits lacs : ce sont les **sölle** de Brandebourg. Ceux-ci représentent sans doute les moules de culots de glace, résidus de la fonte de lobes morts. Au voisinage des **moraines frontales**, la topographie devient plus accusée : de nombreuses buttes ovoïdes, allongées dans le sens du mouvement de la glace, donnent au paysage un aspect très particulier. Ces buttes sont des **drumlins**. On pense qu'il s'agit de formations sous-glaciaires, mais on n'en connaît pas d'équivalents actuels (*fig. 26.33*).

Enfin des lacs de petites dimensions peuvent occuper des dépressions dues au dépôt irrégulier de la moraine de fond ou les trous laissés par les lobes morts.

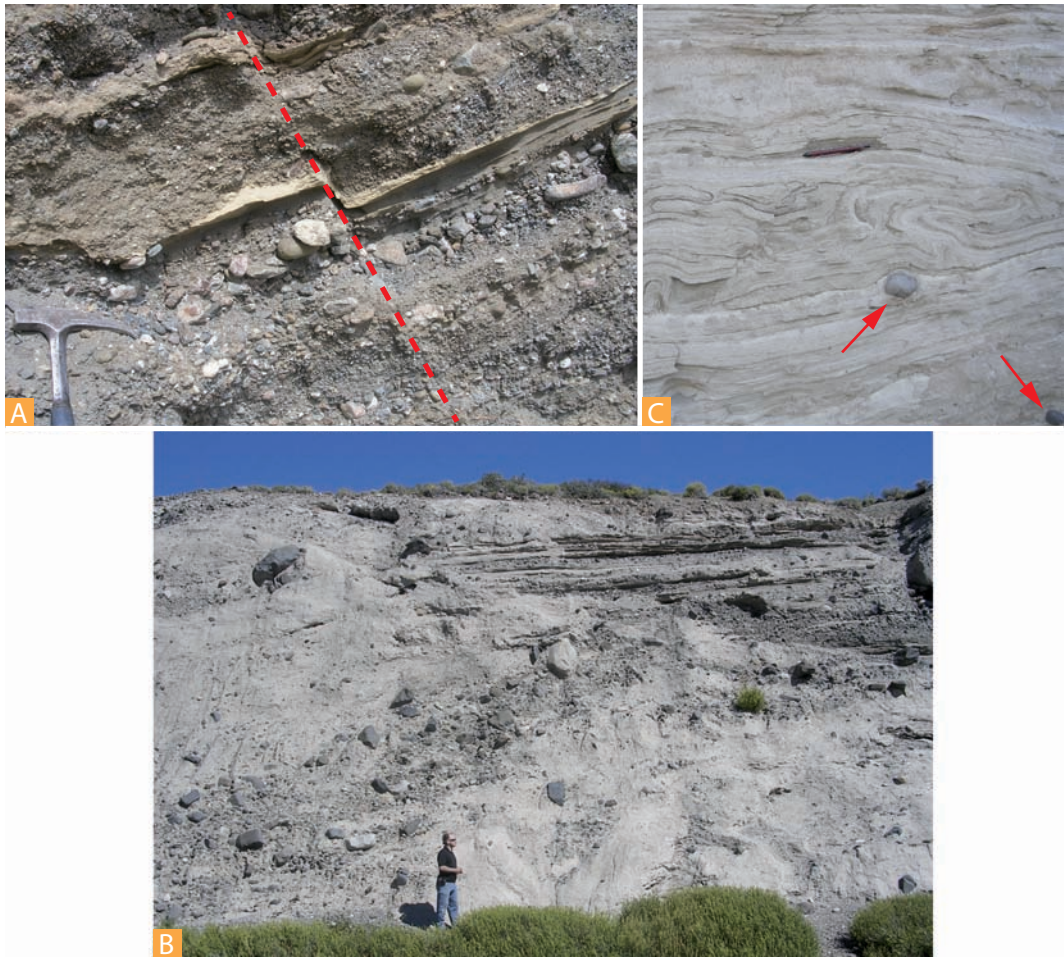


Figure 26.34 Moraines (tillites) et varves.

A. Faille normale dans des sédiments hétérométriques déposés par des rivières sous-glaciaires au sein des dépôts d'une tillite de fond. Cette glaci-tectonique s'explique par l'avancée du glacier ou par des déstabilisations dues à la fonte de glaçons emballés dans les graves.

B. Dépôts très hétérométriques typiques des moraines.

C. Convolutes et figures d'échappements d'eau dans les dépôts varvés d'un ancien lac proglaciaire. On notera la présence de dropstones (flèches rouges), galets apportés par la fonte d'icebergs lacustres.

Dans les chenaux des torrents sous-glaciaires de ces énormes glaciers, se déposaient des alluvions stratifiées, avec galets striés, sables, vases. Leur aspect actuel est celui de rubans sinueux, hauts de 5 à 40 m, larges de quelques dizaines de mètres, longs de plusieurs kilomètres : ce sont les **eskers** ou *os* (pluriel *osar*). Ils matérialisent l'ancien torrent sous-glaciaire, mais peut-être ce torrent était-il à ciel ouvert, entre des parois de glace, aux stades ultimes de l'évolution. Les **kames**, qui peuvent passer aux eskers, sont des buttes isolées représentant d'anciennes formations deltaïques.

Enfin les énormes blocs rocheux exotiques, abandonnés lors de la fusion des glaciers, sont appelés **blocs erratiques**, tel le Gros caillou, bloc de protogine (granite du Mont-Blanc) sur la colline de la Croix-Rousse à Lyon.

► Varves

Le front glaciaire est souvent marqué par un lac (ou la mer). Au printemps et en été, par suite de la fonte, le lac frontal reçoit une quantité accrue de sédiments, sables, limons ou argiles, assez grossiers qui se déposent immédiatement. Les sédiments les plus fins restent en suspension et, à l'automne et à l'hiver, se déposent, alors que l'arrêt de la fonte empêche l'arrivée des sédiments plus grossiers : une couche très mince, noirâtre, représente la sédimentation d'hiver ; elle est très facile à distinguer de la couche claire, plus épaisse, d'été. Le couple ainsi formé constitue une **varve** qui représente une année de sédimentation (fig. 26.34 C).

Par comparaison entre les différents dépôts de divers paléo-lacs, on a pu, de proche en proche, dater les phases de recul du dernier inlandsis : il s'est écoulé 16 300 ans entre l'époque où le glacier déposait la moraine de Brandebourg et le moment où l'inlandsis s'est trouvé réduit à deux calottes distinctes sur la péninsule scandinave. L'inlandsis correspondant avait 4 millions de km² ; le volume de glace était de l'ordre de 7 à 10 millions de km³. L'inlandsis laurentien, sur l'Amérique du Nord, était beaucoup plus vaste et comparable à l'actuel inlandsis antarctique (fig. 26.30). Sa fusion a donné naissance au **lac Agassiz** dont la vidange dans l'Atlantique est responsable de l'événement du **Dryas** récent. Au total, la surface englacée et enneigée était, au maximum des glaciations Riss et Würm, le double de ce qu'elle est aujourd'hui, soit 30 millions de km², le cinquième de la surface des continents.

► Glacitectonique

Les sédiments glaciaires ou fluvioglaciaires (moraines frontales ou de fond et dépôts de lac et rivières pro-glaciaires) sont parfois affectés par d'importantes déformations : failles normales ou inverses (fig. 26.34 A), glissements, plis, et convolutions (structures plissées contournées très complexes de type *balls and pillows*, fig. 26.34C). Ces dernières apparaissent en réponse à des glissements et des échappements d'eau brutaux au sein des sédiments et peuvent signaler des événements sismiques (*sismites*). Les déformations dues à la *glacitectonique* prennent naissance sous la glace ou lors de la fonte de parties du glacier ou de coins de glace au sein des moraines ou dans les lacs proglaciaires. Les causes sont donc directes, par pression du glacier, ou indirectes par gravité ou tectonique régionale.

26.3.4 Phénomènes périglaciaires

Ce sont ceux qui interviennent au voisinage des inlandsis actuels ou anciens, lors des glaciations quaternaires (Europe moyenne), dans les régions arctiques (Alaska) et en haute montagne. Lorsque la température moyenne annuelle est inférieure à -2 °C, le sol reste gelé en profondeur : il est donc rigoureusement imperméable. Cette couche profonde, **pergélisol**, **tjåle** ou **permafrost** qui peut dépasser 100 m d'épaisseur explique les marécages des toundras, l'eau ne pouvant s'infiltrer en profondeur. Les pergélisols contiennent des quantités importantes d'hydrates de méthane qui, lors d'une phase de réchauffement (comme observée actuellement) pourraient être déstabilisées et aboutir à une libération de méthane gazeux et CO₂ renforçant l'effet de serre. Rappelons aussi que le gel des roches a pour résultat de les fragmenter (*gélivation*, *gélifraction* ou *cryoclastie*), ce qui, en pays calcaire, favorise la formation d'abris sous roche.

a) Rôle du pergélisol : la cryoturbation

Sur terrain horizontal, le dégel superficiel du printemps provoque la formation d'un sol très instable, gorgé d'eau, le **mollisol**. En automne, le gel du mollisol, en progressant de la surface vers le pergélisol, provoque, à cause de l'augmentation de volume de l'eau qui gèle, des tensions et des mouvements à l'origine de *cellules de convection*, dont les cailloux redressés apparaissent en surface et forment des **sols polygonaux**, des festons, de petits plissements (plications), l'interpénétration de lits (involutions, injections de type microdiapir).



Voir fig. 24.9



Voir fig. 24.13



Voir fig. 24.12

Sur les plateaux, outre les sols polygonaux, s'observent en terrain meuble des *buttes gazonnées* dont la genèse est encore mal connue, ou parfois de plus grosses buttes dues à la formation en sous-sol de loupes de glace (*hydrolaccolites* ou *pingos*). Leur fusion donne naissance à des *mares* ou *mardelles* qui subsistent en climat tempéré (Brie, Orléanais).

Les alternances de gel et de dégel donnent aussi naissance à *des fentes en coin*, qui s'emplissent de sables ou de poussières au fur et à mesure qu'elles s'agrandissent, chaque année. Beaucoup de ces phénomènes peuvent s'observer à partir de 2 000 m dans les Alpes et les Pyrénées.

Sur les pentes, les sols polygonaux s'étirent en *sols striés* (*cryoreptation*) et le mollisol s'écoule même sur très faible pente (**solifluxion** due au gel ou **gélifluxion**) donnant naissance à des crochets ou bourrelets de solifluxion. Les pentes s'adoucissent progressivement (*cryoplanation*).

b) Vallées périglaciaires

Nous avons déjà évoqué (*fig. 26.15*) le problème des terrasses fluviales des zones périglaciaires et de leur corrélation avec les périodes **anaglaciales** et **cataglaciales**. Le profil transversal des vallées est aussi fortement marqué par le contexte périglaciaire. Lors de la débâcle printanière, le ruissellement sur pergélisol prend, au moment des averses, une allure torrentielle qui est probablement la cause des vallées dissymétriques (*fig. 26.12*) et du transport par les fleuves de matériaux très grossiers (parfois même de gros blocs sur radeaux de glace), aujourd'hui exploités dans les basses-terrasses pour l'empierrement et la fabrication du béton (ballastières). En Alaska, où il pleut deux fois moins qu'en France, le débit des cours d'eau est dix fois supérieur à cause du pergélisol. Localement, ces sédiments non consolidés sont transformés en conglomérat à ciment calcaire formé probablement par précipitation du CaCO_3 au moment du gel de l'eau.

Au total, les actions périglaciaires sont un des facteurs essentiels du modelé des pays tempérés qui explique, en particulier, l'importance des vallées, sans commune mesure avec le débit des cours d'eau actuels (voir l'exemple de la Seine, *fig. 26.12*).

26.4 LES ABLATIONS SANS VECTEURS ORGANISÉS ET L'ÉVOLUTION DES VERSANTS



Voir chap. 27

L'ablation désigne l'ensemble des processus d'évacuation des produits de l'altération météorique d'une zone de production vers une zone de dépôt. L'ablation se fait principalement par *vecteur organisé* (agent de transport) assurant un flux plus ou moins constant et continu. De ce fait, les eaux, les glaces et les vents constituent les facteurs essentiels de l'aplanissement des continents (voir ci-dessus) mais l'ablation continentale peut aussi se faire sans vecteur organisé sous l'effet de la gravité seule, sous la forme d'éboulements et de glissements de versant.

Le rôle de la gravité est essentiel dans le façonnage des versants et l'évolution des modelés de surface de la Terre. Cette force tend en effet à rassembler les objets vers les points bas, et ce, à toutes les échelles, du pied des versants des reliefs les plus minimes jusqu'aux très grands bassins sédimentaires, dès que ces objets peuvent se déplacer, en raison d'une perte de cohésion interne (fracturation) et/ou d'une diminution de la friction sur les surfaces basales.

Selon la vitesse de déplacement, le facteur déclenchant et le taux de dislocation des matériaux mis en mouvement, on distinguera les glissements de terrain, les coulées, les écroulements et le fauchage (*fig. 26.35*).

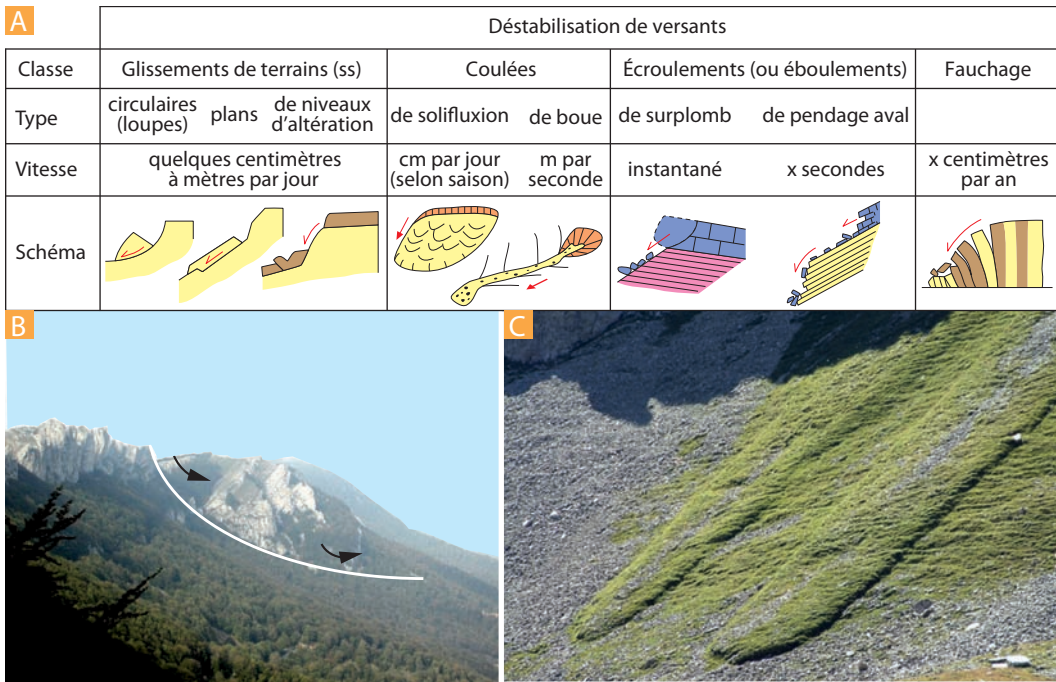


Figure 26.35 La déstabilisation des versants.

- A. Tableau synthétique des divers types de déstabilisation de versants.
- B. Exemple de glissement par faille courbe dite panaméenne : corniche du Tertiaire inférieur au-dessus de Lizaraga (Navare, Espagne) (photo M. Renard).
- C. Coulées de solifluxion sur le versant est du Horlini (Albinen, Suisse) (photo S. Morard, Soc. suisse de géomorphologie).

26.4.1 Glissements de terrain

Dans les glissements de terrain (*landslides*), les masses en mouvements restent assez cohérentes, mais peuvent se désintégrer au cours du transport (transformation en coulées de débris (*debris flow*)). Le glissement peut être favorisé par l'intervention de l'eau (sous pression ou non) ou de la glace comme lubrifiants, ce qui permet des glissements sur des pentes faibles.

Ces glissements (brusques ou lents) entraînent une masse importante de terrains à partir d'une fissure amont (décollement) ou d'une surface de glissement (fig. 26.36 A). Le plan de décollement ou de glissement est généralement courbe et concave vers le ciel (**faille listrique ou panaméenne** limitant la **niche de décollement ou d'arrachement**, fig. 26.35 B et 26.36 A) tandis que la **loupe de glissement** où s'accumule le matériel glissé est au contraire convexe. Ces glissements dits rotationnels s'observent fréquemment sur les fortes pentes aussi bien en montagne qu'en bordure de falaise côtière ou, à plus petite échelle, le long de talus de routes non stabilisés.

En 1987, un glissement issu du Pain de Sucre qui domine de 300 m la ville de Medellin à 150 km au nord-ouest de Bogota (Colombie) ensevelit un quartier en faisant plus de 100 victimes. En France, les glissements lents sur les flancs des massifs alpins sont très nombreux et peuvent représenter des risques majeurs (obstructions de vallées, destructions de voie de communications et d'habitations). Ainsi, le massif de la Clapière (Alpes maritimes) fait l'objet d'une surveillance depuis 1981 car le versant est instable en raison de l'altération rapide de la roche (gneiss et trias gréseux, fig. 26.36 B, C et D). En 1991, 50 millions de m³ de roches se sont mis en mouvement. En 2000, après une période d'accalmie, le seuil d'alerte de 80 mm/jour pour la vitesse de glissement a été dépassé localement, en raison de fortes pluies, et a imposé l'évacuation d'habitations dans la vallée. Des stations GPS ont été

installées en 2003 et on mesurait une vitesse moyenne de 70 cm/an de l'ensemble de la masse rocheuse en 2010. On trouvera des renseignements complémentaires et des animations sur le site de l'observatoire des instabilités gravitaires (<https://geoazur.oca.eu>).

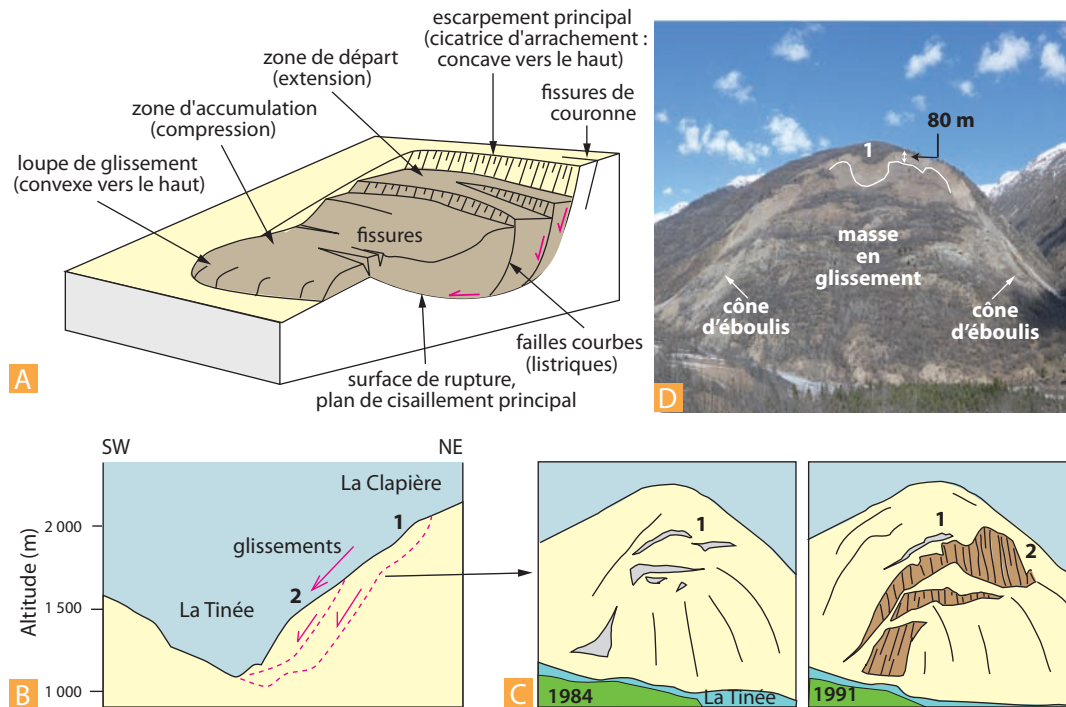


Figure 26.36 Les glissements de terrain.

- A.** Schéma de l'organisation d'un glissement rotationnel. L'échelle est très variable : de quelques mètres (flanc de talus routier) à plusieurs dizaines de km (glissement sur marge active ou passive).
- B et C.** Schéma du glissement en cours de la Clapière (commentaires dans le texte). La cicatrice 1 visible en 1991 est largement plus développée actuellement (photo **D**).

Encart 26.12 – Les glissements sous-marins

Les recherches en géomorphologie sous-marine ont montré le rôle considérable joué par la gravité dans l'évolution de la surface de la lithosphère océanique ou de la transition continent-océan. On a ainsi mis en évidence sur les pentes sous-marines, dans tous types de contextes géodynamiques, des glissements gravitaires géants impliquant des volumes considérables de sédiments mal consolidés. Les cartes bathymétriques réalisées dans les grands fonds (3 000 à 5 000 m), au pied des grandes îles volcaniques comme Hawaii et les Canaries, ont révélé la présence de terrains à la morphologie contrastée et désorganisée (creux et bosses sans réglage apparent : *hummocky terranes*) résultant de l'accumulation des

produits issus du démantèlement des flancs des îles. Les volumes impliqués sont plus importants que ceux correspondant aux seuls reliefs émergés. Ces déstabilisations laissent de plus des cicatrices courbes sur les îles elles-mêmes (relief des falaises littorales ou Pali d'Hawaii). Ces processus gravitaires, assez généraux semble-t-il, expliquent la morphologie des littoraux de très nombreuses îles volcaniques, correspondant souvent à une succession de formes courbes, marquant la présence de vastes cicatrices d'arrachement « en cuiller ». Ces glissements ont été mis en évidence en Polynésie et également à la Réunion où ils semblent pouvoir interférer avec l'activité volcanique.

Les glissements gravitaires jouent également un rôle important dans la morphologie des marges continentales. Des cicatrices d'arrachements pluri-kilométriques ont été reconnues au large du Pérou, au Costa-Rica, en Nouvelle-Zélande (glissement géant d'Ikurangi sur un front de plus de 30 km, à l'est de l'île du Nord). Sur la marge africaine, au large du Zaïre et de l'Angola, les sédiments d'âge secondaire

et tertiaire glissent sur des masses de sel d'âge crétacé (rifting) sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres. Il en résulte un partitionnement de la marge avec un domaine supérieur à tectonique extensive (faille normale listrique) et un domaine inférieur à tectonique compressive (faille inverse et plis). Le rôle de la gravité dans la distribution des sédiments océaniques sera étudié au chapitre 31.

26.4.2 Coulées

Les coulées supposent que le matériau rocheux solide subisse une forte diminution de densité et une perte de cohésion (versant détrempé, sols gelés en hiver soumis à la fonte, pierriers mêlés de glace). Le mouvement est celui d'un écoulement de fluide chargé de particules. La vitesse des coulées peut être très faible à très élevée selon la pente et la viscosité.

a) Coulées de boue (laves torrentielles)

On parle de lave torrentielle pour des coulées de boue à charge solide importante (très nombreux blocs), de forte viscosité par rapport à l'eau pure et empruntant le cours des torrents. Le déplacement assez lent à rapide s'apparente à celui de laves volcaniques. Ces écoulements assez fréquents sous nos climats (plusieurs événements récents dans les Alpes) laissent sur place, dans le lit même des torrents, des dépôts conséquents et contribuent à construire rapidement les cônes de déjection dans les périodes de fortes crues.

Les régions tropicales sont particulièrement touchées par les coulées boueuses dues aux pluies diluviennes qui s'abattent lors des typhons (cyclones). Les coulées boueuses et les éboulements de falaises coupent rapidement toutes les voies de communication en isolant des régions entières. Les Philippines ont connu des catastrophes en 1991 (7 000 morts en raison des coulées boueuses et des inondations) et en 2004 (plus de 1 000 morts en raison du passage de trois cyclones en moins de quinze jours). Ici l'instabilité naturelle des terrains est très largement augmentée par une déforestation irraisonnée menée dans les années 1960-1970 et continuant de nos jours. Ce problème concerne aussi d'autres régions (Indonésie, Haïti).

b) Coulées de solifluxion

Ce sont des glissements progressifs de terrains gorgés d'eau, fréquents dans les régions au sous-sol argileux en climat périglaciaire ou, sous climat tempéré, après de fortes pluies et lors du dégel. Sur des terrains calcaires gélifs, la solifluxion provoque l'accumulation sur les versants (**colluvions** ou **dépôts de pente**) et en bas de pente de fragments de roches généralement pluri-centimétriques sur une épaisseur pouvant dépasser plusieurs mètres : **grouine** en Lorraine, **graveluches** en Champagne, **presle** en Picardie, **grèze** en Charente, **castine** en Périgord... De grands épandages de solifluxion incorporant de gros blocs anguleux étalés sur les hauts et sur les versants pendant les périodes froides du Quaternaire sont appelés **head** en Bretagne comme en Angleterre. Ils sont bien visibles au sommet des coupes exposées le long des littoraux où s'observe aussi le fauchage des couches (rabattement et glissement vers l'aval du sous-sol avec l'ensemble des sols en raison du dégel en climat périglaciaire).

c) Glaciers rocheux

Ils ressemblent à une langue glaciaire : section transversale bombée avec bourrelets arqués convexes vers l'aval. On n'observe pas de classement parmi ces blocs anguleux dont certains atteignent plusieurs mètres cubes. Leur mouvement est dû à la pesanteur, aidée par la présence de résidus de glace. On rencontre les glaciers rocheux dans les vallées des hautes montagnes actuelles où les éboulis sont importants (Plan La Cha près du Galibier, Pelvas d'Abriès dans le Queyras), et dans les régions à climat périglaciaire.

26.4.3 Écroulements (éboulements), éboulis

a) Éboulements

Ils résultent d'**écroulements en masse**. Il n'y a donc pas de classement et la forme générale du dépôt ressemble plus à une traînée qu'à un talus. Les éboulements sont souvent dus à l'existence d'un surplomb que l'élargissement des diaclases ou de joints de stratification détache et fait écrouler. Les éboulements (**claps** ou **clapiers** dans les Alpes, **compayrés** dans les Pyrénées) sont parfois spectaculaires ou catastrophiques :

- *l'éboulement du Granier*, au sud de Chambéry qui fit 5 000 victimes en 1248 ; le chaos rocheux qui en résulta, les Abymes de Myans, est aujourd'hui colonisé par le vignoble ;
- *le « claps » de Luc-en-Diois*, au xv^e siècle, dans la vallée de la Drôme, qui provoqua la formation de deux lacs aujourd'hui vidés et d'une cascade qui persiste encore ;
- *l'éboulement du Huascarán* au Pérou, en 1970, à la suite d'un séisme. Une immense masse de rochers (8 à 10 millions de m³) se déplaça sur un front de 3 km, provoquant un recouvrement de 8 à 12 m, sur plusieurs km² ; la masse rocheuse, partie de 6 000 m, dévala dans la vallée de la Santa, précédée par un bruit de tonnerre et un souffle qui plaqua les fuyards au sol et fit beaucoup de victimes. On estime que la vitesse atteignit 400 km à l'heure, les rochers (dont certains pesaient 1 000 tonnes) *se déplaçant sur un coussin de vapeur d'eau* (glace et eau vaporisées par l'échauffement dû au frottement).

Des **lacs de barrages** se forment souvent à l'amont d'éboulements, mais ils sont en général temporaires comme le lac du Bourg-d'Oisans au Moyen Âge.

b) Éboulis

Ils sont formés de blocs tombés individuellement et accumulés au même endroit depuis longtemps (différence avec les éboulements) ; ils forment des cônes, parfois jointifs le long d'une même paroi, dont la pente est celle du talus naturel des composants (37° pour les granites). Les plus gros éléments, entraînés par leur poids, vont plus loin que les petits et l'éboulis présente ainsi un **granoclassement** inverse. Les éboulis tapissent souvent la base des falaises (**casses** des Alpes, casse déserte du col de l'Izoard) et empâtent les reliefs désertiques (Hoggar). Une grande partie des blocs et fragments déposés au pied des éboulis et des éboulements est reprise par les cours d'eau, les glaciers ou la mer. C'est la principale source des **galets** du lit des torrents et des **moraines** transportées par les glaciers.

26.4.4 Autres déstabilisations

a) Tassements différentiels

Ils sont provoqués par le poids des constructions sur des formations de structure hétérogène. Il en résulte l'écroulement ou l'inclinaison des édifices : tour de Pise, églises penchées de Saint-Martin d'Étampes, d'Ars en Ré... Ces tassements peuvent concerner toute une agglomération par suite de l'exploitation exagérée d'une nappe souterraine (Mexico).

b) Effondrements ou fontis

Ce sont des entonnoirs dus à la chute du toit de cavités : anciennes carrières souterraines ou vides récents provoqués par la dissolution de roches salines, gypse en particulier, dans la zone de battement des nappes.

L'étude des causes d'éboulements, de glissements et d'effondrements revêt une importance fondamentale en géologie appliquée. Dans les cas extrêmes, leur méconnaissance conduit à des catastrophes comme celle de Malpasset, dans le Var, en 1959, qui détruisit le barrage (410 victimes) ou celle de Longarone (Italie) où un énorme glissement de terrain fit déborder, en octobre 1963, le lac de retenue du barrage (vague de 70 m, 1 910 victimes).

La cause profonde de ces phénomènes est **une prédisposition lithologique et structurale** qui peut être « endormie » mais que les travaux de creusement ne tardent pas à réveiller. Dans un second temps, **les facteurs météorologiques** (gel, pluies), ou **telluriques** (secousses) sensibilisent le terrain ; **la pesanteur** enfin déclenche la mise en mouvement, à un moment où il est trop tard pour intervenir.

Depuis une vingtaine d'années, on répertorie les risques dus à la gravité. Ce fut l'objet en partie des cartes ZERMOS (zones exposées à des risques de mouvements du sol et du sous-sol) et de l'opération PER (Plan d'exposition aux risques). Les cartes ZERMOS ont été en partie abandonnées car, au même titre que ce que nous avons vu pour les séismes, il faut distinguer le risque de l'aléa. Une zone cartographiée sans risque (par absence de population) n'est pas une zone forcément sans danger ! Aujourd'hui on utilise le Plan de prévention des risques (PPR) qui est un dossier réglementaire de prévention faisant connaître les zones à risques et définissant les mesures pour réduire les risques encourus. Il est utilisé à l'échelle de la commune et concerne tous les types de risques naturels (sismicité, avalanches, glissements de terrain, inondations...) ou anthropiques (proximité d'installations industrielles...).

À retenir

- Torrents, rivières et fleuves forment des réseaux hiérarchisés qui convergent vers la mer (*exoréisme*) ou des lacs (*endoréisme*). En domaine plissé, un cours d'eau *conséquent* suit la pente des couches. En domaine monoclinale, les cours d'eau parallèles aux lignes des *cuestas* sont dits *subséquents* (ou *orthoclinaux*), les rivières *conséquentes* (ou *cataclinales*) sont perpendiculaires aux *cuestas*.
- Le profil d'un cours d'eau peut comprendre un point d'inflexion ou *knick point* qui remonte vers l'aval lors de l'érosion régressive. Celle-ci peut conduire à la capture de rivières proches et à l'agrandissement des bassins-versants. Selon leurs charges de fond et leur énergie, on peut classer les fleuves en trois grandes catégories qui présentent des sinuosités typées : fleuves droits, à méandres ou en tresse.
- Une terrasse fluviatile apparaît lorsque l'énergie d'un fleuve chute conduisant à l'abandon de la charge de fond. Les terrasses emboîtées ou étagées résultent d'une alternance de crues et de décrues (climat) ou de variations de niveau de base (tectonique). Une rivière peut s'enfoncer dans son lit par surimposition sur un substrat hétérogène, ou par antécédence si le relief se soulève postérieurement à l'établissement du lit.
- Les eaux souterraines circulent dans des cavités de toute taille et dans les interstices des roches poreuses (aquifères) si les pores communiquent entre eux. Ces eaux libres forment des nappes dont la surface supérieure est la surface piézométrique. La nappe phréatique occupe les couches superficielles. Une nappe peut être libre ou captive. Une nappe captive est sous pression. Une rivière peut alimenter une nappe ou, à l'inverse, une nappe peut alimenter une rivière.

- Les formes d'érosion résultant de la dissolution des roches par les eaux sont dites karstiques. On les trouve essentiellement dans les massifs calcaires et dolomitiques : avens, gouffres, grottes, lacs et rivières souterrains, fontaines vauclusiennes, siphons, dolines, lapiaz, etc.
- Les glaciers sont formés de glace issue de la transformation de précipitations neigeuses. La banquise, formée par le gel de l'eau de mer, n'est pas un glacier. Selon leur forme (qui dépend de la topographie et du climat), on parlera de *glacier alpin* ou de vallée, de dôme glaciaire, de *calotte glaciaire*, d'inlandsis. Les *inlandsis* sont des accumulations de glace qui recouvrent presque entièrement les reliefs, comme celles du Groenland et de l'Antarctique.
- Un glacier, comprend deux parties : une *zone d'accumulation*, perpétuellement enneigée, qui est le lieu où se fabrique la glace et une *zone d'ablation*, plus basse, où le glacier perd de la masse, soit par fusion, soit par vêlage de *séracs* ou d'*icebergs*. L'écoulement de la glace transfère régulièrement le surplus de masse de la zone d'accumulation vers la zone d'ablation. La vitesse dépend de la pente, de l'épaisseur et de la température de la base de la glace (*glaciers à base froide et à base tempérée*). Lorsque l'étirement imposé par l'écoulement gravitaire dépasse la plasticité de la glace, celle-ci se fracture en surface, formant des crevasses dont la *rimaye* au bord du cirque glaciaire.
- La glace charrie des blocs rocheux qui s'accumulent dans des *moraines* de divers types (frontales, de fond, latérales). Les moraines frontales successives forment des amphithéâtres morainiques dominant vers l'aval une plaine faite de dépôts fluvio-glaciaires (plaine de *sandür*). Les résidus de moraine de fond, en relief, sont des *drumlins*. Les *eskers* matérialisent l'ancien lit du torrent sous-glaciaire.
- Les varves sont des dépôts rythmiques, fins, représentant des sédiments déposés dans des lacs glaciaires. Des phénomènes périglaciaires se développent au pourtour des inlandsis : cryoturbation, sols polygonaux, débâcles printanières responsables de la dissymétrie des vallées. Les *löss* sont des sédiments nivéo-éoliens périglaciaires déposés au voisinage des inlandsis durant les périodes glaciaires en raison d'une forte déflation.
- L'évolution des versants n'est pas uniquement le fait de vecteurs organisés (eaux courantes, glaces, etc), l'ablation continentale peut aussi se faire sans vecteur organisé sous l'effet de la gravité seule, sous la forme d'éboulements et de glissements de versant.