

TECTONIQUE ANALYTIQUE : ÉTUDE DES OBJETS DÉFORMÉS AUX DIFFÉRENTES ÉCHELLES

MOTS-CLÉS

- ▶ Déformation cassante, diaclases, failles, fentes, fissures, stylolithes.
- ▶ Horst, graben, failles transformantes, failles listriques, inversion tectonique.
- ▶ Microtectonique, linéations, crochons, fractures de Riedel.
- ▶ Contact anormal, chevauchement, charriage, rampe, paliers, duplex, écailles.
- ▶ Décollement, tectonique de socle, tectonique de couverture.
- ▶ Plis, diapirs, flexures, pincée, faille-pli, synclinorium, anticlinorium.
- ▶ Déformation ductile, schistosité, foliation, plans S, plans C, mylonites, bandes de cisaillement.
- ▶ Styles structuraux, relief conforme (jurassien), relief inverse (subalpin),
- ▶ Morphotectonique (sens moderne).

Les déformations et les structures qui en résultent peuvent être abordées de différentes façons selon les échelles d'observation et en suivant une démarche plutôt analytique ou plutôt synthétique. Traditionnellement, la **tectonique analytique** s'est intéressée aux déformations pouvant se détecter sur l'affleurement (échelle du mètre au kilomètre). La tectonique a ensuite étudié les microstructures observables à l'échelle de l'échantillon ou de la lame mince : c'est la **microtectonique**. On a ainsi cherché à comprendre les rapports existant entre les deux échelles et à mettre en évidence les **contraintes** mises en jeu. Parallèlement, une démarche plus synthétique consiste à étudier comment les structures élémentaires se regroupent au niveau d'un massif, permettant ainsi de définir des **styles structuraux (mégatectonique)**.

Comme nous l'avons vu au chapitre 13, la déformation peut être cassante ou ductile. Nous décrivons dans ce chapitre les principales structures associées à ces styles opposés de déformation ; puis nous étudions comment ces structures s'organisent dans les paysages (géomorphologie structurale) et quels sont les rapports entre la morphologie et la tectonique active (morphotectonique). L'ensemble de ces approches des structures géologiques aux différentes échelles correspond à la **géologie structurale**.

14.1 LA DÉFORMATION CASSANTE

La rupture des roches se fait le long de plans isolant des blocs indépendants. Ces plans sont des fractures qui peuvent s'accompagner ou non d'un écartement des bordures des blocs disjoints. Les fractures peuvent être fermées, avec déplacement, ce sont les failles, ou sans déplacement, ce sont les diaclases (*joint* des Anglo-Saxons). Elles peuvent aussi être ouvertes et béantes (fissures) ou remplies de produits de recristallisation (fentes) ou de magma (dykes verticaux et sills horizontaux).

14.1.1 Fissures, diaclases et filons

Les fissures sont en général verticales et ne peuvent se produire qu'à la surface de la lithosphère, dans le domaine où la pression de confinement est nulle. C'est le domaine des σ_3 nuls ou négatifs, comme à l'axe des dorsales océaniques ou des rifts. Les fissures sont avec les failles normales les structures majeures visibles le long de l'axe de la dorsale rapide Est-Pacifique (EPR, *fig. 14.1*, voir localisation au chapitre 11). En Islande, comme le long des dorsales immergées, ces fissures peuvent devenir éruptives comme ce fut le cas le 8 juin 1783 où une fissure de 27 km de long a vu se mettre en place 115 cratères éruptifs. Les fissures à toutes les échelles peuvent s'ouvrir dans les secteurs extensifs restreints de zones soumises à une compression régionale, par exemple en extrados des plis ou des chevauchements. Mais, en général, les fissures accompagnent ou préparent des déplacements dont l'origine n'est pas purement tectonique, mais gravitaire, le plus souvent en arrière de glissement en masse sur les pentes. La surveillance des fissures, par diverses méthodes (laser, inclinomètre), est mise en œuvre couramment dans les zones montagneuses à risque pour prévenir les mouvements de pente ou les chutes de parois, comme pour le glissement de la Clapière dans les Alpes maritimes.

Voir chap. 13

Voir chap. 26, fig 26.35 et 26.36



Figure 14.1 Les fissures ouvertes dans le cas des rifts océaniques.

A. Bloc diagramme de l'axe de la dorsale Pacifique à 17 °S. Schéma d'après les observations faites au cours des plongées du *Nautilus* (campagne Naudur). On notera les très nombreuses fissures se formant sur le plancher axial. Ces fissures mesurent de 1 à 10 m de largeur et découpent d'anciens lacs de lave visibles sur le plancher de la zone effondrée.

B. Vue rapprochée d'un champ de fissure du plancher du fossé axial de l'EPR. Photo : Ifremer.

Les diaclases sont extrêmement fréquentes dans les roches sédimentaires où elles peuvent apparaître dès la diagenèse avec le début de la lithification. Elles participent au débit général de la roche, comme on le voit sur les falaises de craie en Normandie. Les réseaux de diaclase sont particulièrement étudiés par les pétroliers qui cherchent à caractériser la porosité des réservoirs (*fig. 14.2*). Les diaclases sont en général verticales ou obliques, plus ou moins perpendiculaires à la stratification. Les joints (terme français) sont les fractures elles aussi sans cisaillement, le plus souvent parallèles à la stratification (joint stylolithiques par exemple, voir ci-après).

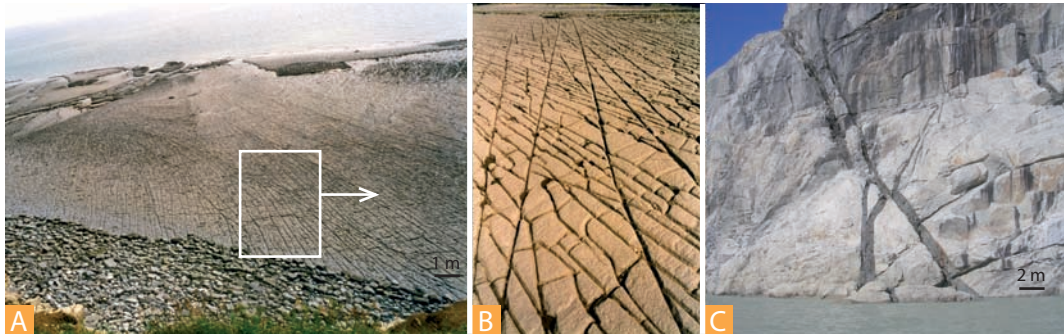


Figure 14.2 Fractures sans déplacements. Diaclases et filons.

A et B. Champ de diaclases dans les sédiments paléozoïques du Pays de Galles. Photos : J.P. Richert.
C. Filons d'andésite traversant le batholite patagonien. Photo : Y. Lagabrielle.

La fracturation des roches peut être utilisée par les fluides ou les magmas pour circuler au sein de la croûte. La pression de fluide au sein d'un ensemble rocheux, par exemple des roches métamorphiques en cours de transformation libérant des fluides, peut dépasser la pression lithostatique locale et permettre l'ouverture des fractures présentes qui sont alors envahies par le fluide métamorphique. Un processus similaire permet les intrusions magmatiques à travers les filons. La rupture est facilitée par des surpressions de fluides dont l'effet revient à abaisser le seuil de résistance des roches. Cela explique, par exemple, que la migration et la collecte des magmas dans des systèmes fissurés soient possibles sous les volcans ou sous l'axe des dorsales océaniques, dans des domaines de forte pression lithostatique.

14.1.2 Fentes et joints stylolithiques



Voir fig. 13.2

Les fentes s'ouvrent lors de la fracturation des roches et s'emplissent de fluides qui y cristallisent parfois. Le grand axe des fentes correspond à la direction de σ_1 local, et l'ouverture se fait dans la direction de σ_3 . On parle en général de fentes de tension (ou de traction). Leur disposition géométrique permet, pour une phase cassante donnée, d'estimer l'orientation des contraintes locales.

Les fentes s'organisent parfois en échelon sur la **trace d'une faille non exprimée**. Ce cas est fréquent dans les calcaires, où les fentes s'emplissent de **calcite néoformée**. Les fentes s'ouvrent sous la pression des fluides, dont l'effet est de produire une chute relative brutale du σ_3 local. L'alignement du centre des fentes indique la direction du plan de glissement potentiel (*fig. 14.3 A*). Il arrive fréquemment que des alignements de fentes forment des systèmes conjugués. Dans ce cas, l'angle fermé des alignements contient σ_1 (*fig. 14.3 B*). La déformation étant souvent **progressive**, une fente peut se trouver engagée dans le cisaillement, elle peut alors continuer à croître dans la direction du σ_1 instantané, ou être cisailée et découpée dans le cas où le cisaillement s'exprime (*fig. 14.3 D*).

Les joints stylolithiques sont des surfaces fréquentes dans les calcaires, le long desquelles les blocs sont intimement engrenés. La surface porte des aspérités millimétriques serrées dont l'axe indique la direction de la contrainte principale. On peut montrer que, sous l'effet des pressions, la roche a été

dissoute en partie le long de cette surface : fossiles en partie résorbés et résidus charbonneux ou oxydés, de dissolution (fig. 14.4).

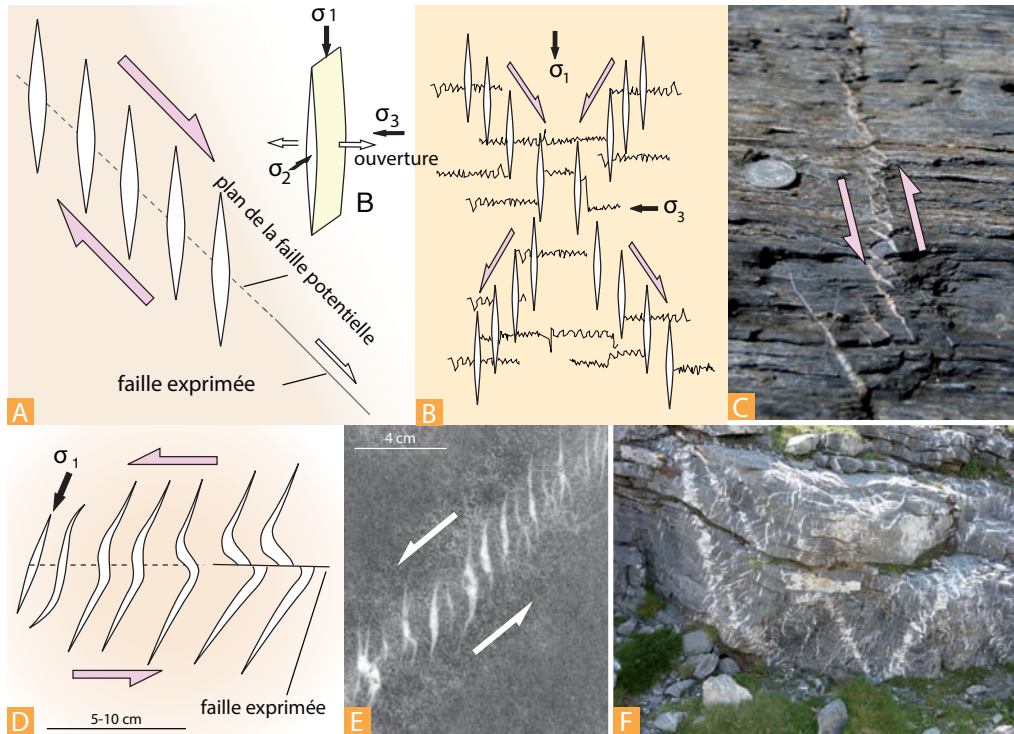


Figure 14.3 Les fentes de tension.

- A. Répartition en échelon le long d'une faulx potentielle.
- B. Détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes principales.
- C. Exemple dans les schistes bleus du nord de la Nouvelle-Calédonie. Photo : B. Le Bayon.
- D. Origine des fentes sigmoïdes par déformation et rotation progressives.
- E et F. Exemples réels de fentes sigmoïdes et de répartition le long de cisaillements conjugués (marbres de la zone nord-pyrénéenne). Photo : Y. Lagabrielle et S. Fourcade.

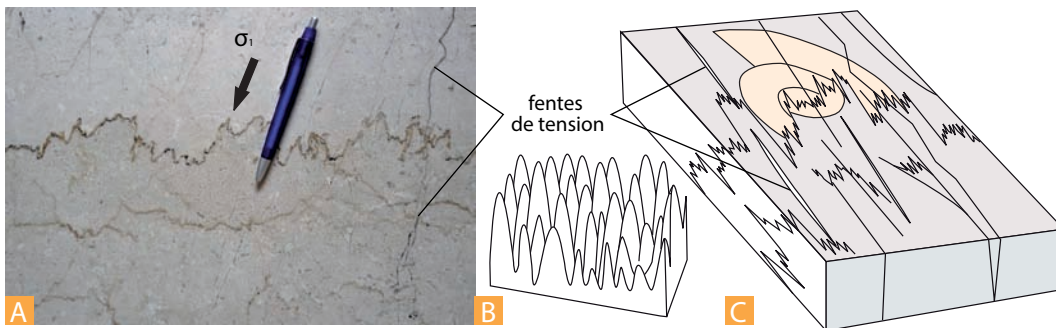


Figure 14.4 Les stylolithes et les joints stylolithiques.

- A. Un exemple de joint stylolithique dans des marbres bioclastiques. Notez la différence de teinte entre les deux blocs qui montre que le joint est une limite séparant des ensembles initialement éloignés. La matière organique se concentre sur le joint stylolithique en raison de la dissolution de la matière avoisinante. Photo : Y. Lagabrielle.
- B. Schéma montrant la disposition des pics stylolithiques sur un joint.
- C. Schéma montrant la dissolution d'un fossile et la géométrie des fentes de tension par rapport aux joints stylolithiques.

14.1.3 Les failles

Les **failles** sont des cassures accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments. Le mouvement peut être vertical (**failles verticales**), oblique (**failles obliques**) ou horizontal (**décrochement**). Le **rejet vertical** d'une faille est la valeur du déplacement relatif d'une couche déterminée dans le sens vertical ; son pendage est l'angle que fait le plan de faille avec l'horizontale (fig. 14.5). On appelle lèvres de la faille le bord des couches tranchées par l'accident. On distingue une lèvre soulevée et une lèvre affaissée. Lorsque le plan de faille est incliné vers la lèvre affaissée, la faille est dite normale. Elle est inverse dans le cas contraire où le plan de faille surplombe la lèvre affaissée. Lorsque le pendage de faille est orienté dans le même sens que celui des couches, la faille est dite conforme. S'il est incliné dans l'autre sens, elle est dite contraire (fig. 14.7). Le plan de la faille est figuré par la surface de glissement. Il a très souvent subi un polissage mécanique et porte des stries, des fractures et des néocristallisations qui renseignent sur la direction du mouvement et témoignent parfois du sens normal ou inverse du mouvement. Parfois, le plan est encombré de débris de roches brisées qui peuvent être recimentées, ce sont les brèches de faille (voir les détails des objets portés par les plans de faille sur les figures 14.9, 14.10 et 14.11).

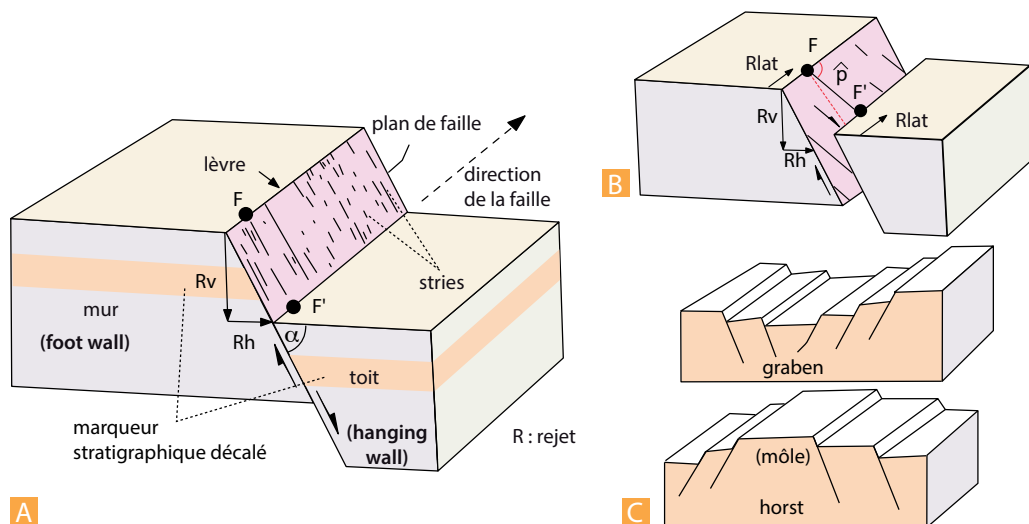


Figure 14.5 Les failles normales.

Schéma d'une faille normale (A) et d'une faille normale décrochante (B). Deux points F et F' initialement contigus sont décalés. Le déplacement FF' se décompose en un rejet vertical Rv et un rejet horizontal Rh (cas A). Les stries ont un pitch de 90° (attitude par rapport à l'horizontale, sur le plan de faille).

En B, une composante décrochante Rlat (rejet latéral) est ajoutée, les stries sont alors obliques (pitch plus petit que 90°).

C. Les failles normales se regroupent pour former des graben (fossés) ou des horsts (môles).

Sur le terrain, le rejet vertical se traduit par un escarpement de faille qui a tendance à reculer sous l'action de l'érosion. Sur une carte géologique, le tracé d'une faille, qui recoupe une vallée, permet de se rendre compte si la faille est verticale, inclinée vers l'amont ou vers l'aval (tracé en « V » dans la vallée dont la pointe donne la direction au pendage). Les failles peuvent se grouper parallèlement, orthogonalement ou radialement et forment des champs de failles. Lorsque les rejets de failles normales parallèles s'additionnent, il en résulte une morphologie particulière. On appelle horst ou môle le compartiment surélevé entre deux compartiments abaissés (Morvan), et fossé ou graben le compartiment abaissé entre deux môles (Alsace, Limagne) (fig. 14.5). Le fait que l'altitude du fossé soit inférieure à celle du môle ne signifie pas que son mouvement absolu soit un « effondrement » comme on le dit si souvent. Il s'agit d'un mouvement différentiel, positif pour le môle, négatif pour le fossé, sans qu'on puisse *a priori* préjuger de l'altitude initiale du terrain avant l'accident.

Voir chap. 12, fig. 12.13 et 12.20

Les très grandes failles peu inclinées (faille plates), d'importance régionale, sont souvent appelées des **détachements** (en anglais : *detachments*). On les trouve aussi bien en régime extensif (certains rifts continentaux, les dorsales lentes, les marges passives), que compressif (systèmes de duplex, prismes tectoniques orogéniques). On appelle **décollement** les très grandes failles qui limitent la base des prismes d'accrétion.

Il est possible de situer géométriquement les failles normales, inverses et décrochantes vis-à-vis de l'ellipsoïde des contraintes au moment de la déformation (fig. 14.6). Si la contrainte maximale est verticale, la déformation est une extension et s'accompagne d'un étirement horizontal. Les failles sont des failles **normales**. Si elle est horizontale, deux cas peuvent se présenter : soit la contrainte minimale est verticale, il y a compression et raccourcissement horizontal par mouvement des blocs sur des failles **inverses**, soit la contrainte minimale est horizontale, les failles sont verticales, ce sont des **décrochements** (fig. 14.6). On retiendra que **les failles normales résultent de mouvements de distension et les failles inverses de mouvements de compression**.

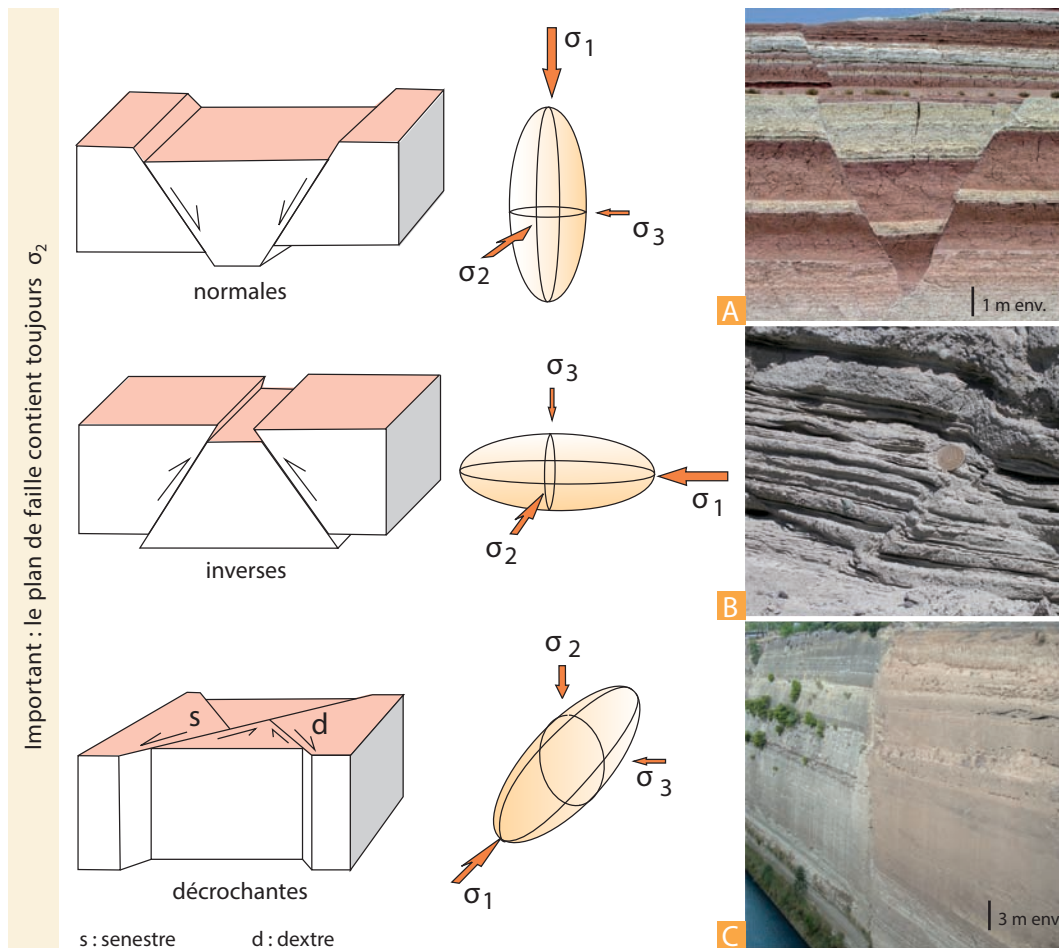


Figure 14.6 Géométrie des failles vis-à-vis du tenseur des contraintes.

Si la déformation est monophasée et si les matériaux ne sont pas préfracturés, et seulement dans ces cas, il existe une relation simple entre la position du tenseur des contraintes et celle des failles conjuguées néoformées. La contrainte principale σ_1 se trouve dans le dièdre aigu des failles conjuguées et la contrainte σ_2 se trouve toujours à l'intersection des plans de faille conjugués.

A. Failles normales conjuguées dans des sédiments lacustres miocènes d'Iran. Photo : S. Dominguez.

B. Petite faille inverse dans des sédiments glaciaires de Patagonie. Photo : Y. Lagabrielle.

C. Faille décrochante recoupée par le canal de Corinthe (Grèce). Photo : C. Beck.

En assimilant la Terre à un solide homogène, et en s'appuyant sur les expériences de rupture en laboratoire, Anderson a établi que la contrainte principale est toujours dans le dièdre aigu des failles néoformées. Il en résulte que les failles normales ont tendance à présenter un pendage fort (σ_1 vertical) et les failles inverses un pendage plus faible (σ_1 horizontal) (rupture selon la mécanique d'Anderson). Dans les régions à déformation polyphasée, pour lesquelles l'ellipsoïde des contraintes a connu de multiples changements d'orientation, il n'est pas facile, voire impossible, de faire le lien entre les déformations observées (qui s'ajoutent les unes aux autres et restent visibles) et les états de contrainte successifs (qui ne se voient plus).

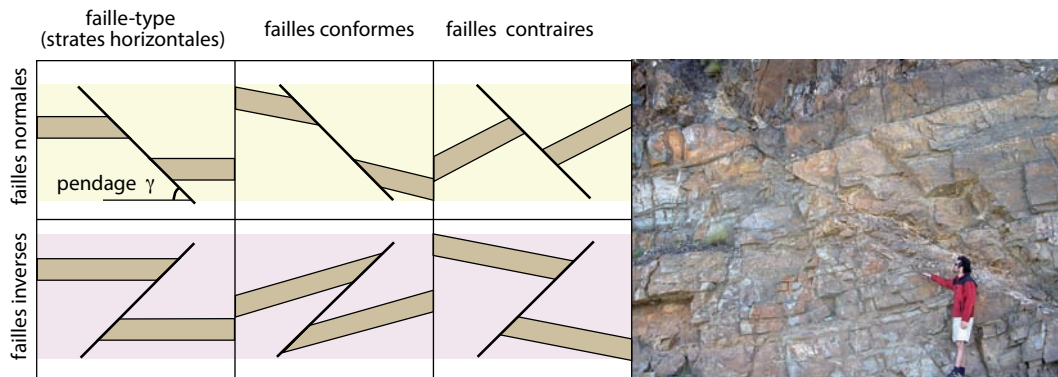


Figure 14.7 Géométrie des failles vis-à-vis de la stratification.

- A.** Les principaux types de failles classées en fonction de leur orientation vis-à-vis de la stratification.
B. Une faille normale contraire en Patagonie (niveaux d'ignimbrites et coulées rhyolitiques de la formation Ibanez du Jurassique supérieur). Photo : Y. Lagabrielle.

Les failles à rejet horizontal sont dites décrochantes. Le décrochement est *dextre* lorsque, pour un observateur placé sur l'un des blocs, l'autre bloc se déplace vers la droite, *sénestre* lorsqu'il se déplace vers la gauche (figs. 14.6 et 14.8). Les décrochements ne sont jamais des plans verticaux parfaitement réguliers. Ils présentent des changements d'orientation ou des relais où la matière est mise en compression ou en extension selon la géométrie de ces inflexions par rapport à l'orientation générale de la faille. Les décrochements peuvent se terminer brutalement sur d'autres structures qu'ils relaient, ou bien se résoudre en plusieurs failles de moindre rejet associées en « queue de cheval » (fig. 14.8 A). À l'échelle mésoscopique, dans les relais en extension, des fluides peuvent s'accumuler comme dans des fentes de tension (fig. 14.8 D). À l'échelle régionale, les relais en extension sont des bassins, dits en *pull-apart*, limités par des failles verticales (branches du décrochement) et des failles normales (par exemple la mer Morte le long de la faille du Levant, fig. 14.8 et 14.13 ou le bassin de Salton Sea au niveau du relais entre la branche sud de la faille de San Andreas et la faille Imperial au sud, se raccordant elle-même à la dorsale du golfe de Basse Californie, figs. 6.7 et 7.9). Dans les relais en compression, peuvent prendre naissance des plis ou même des chevauchements (cas des reliefs du Liban (fig. 14.9), ou des montagnes de San Gabriel le long de la faille de San Andreas, au-dessus de Los Angeles).

 Voir chap. 7

Les failles transformantes océaniques (ou continentales) sont des failles décrochantes complexes, verticales à l'échelle de la lithosphère et permettant la « transformation » du mouvement des plaques : ouverture vers ouverture, ouverture vers fermeture, etc.

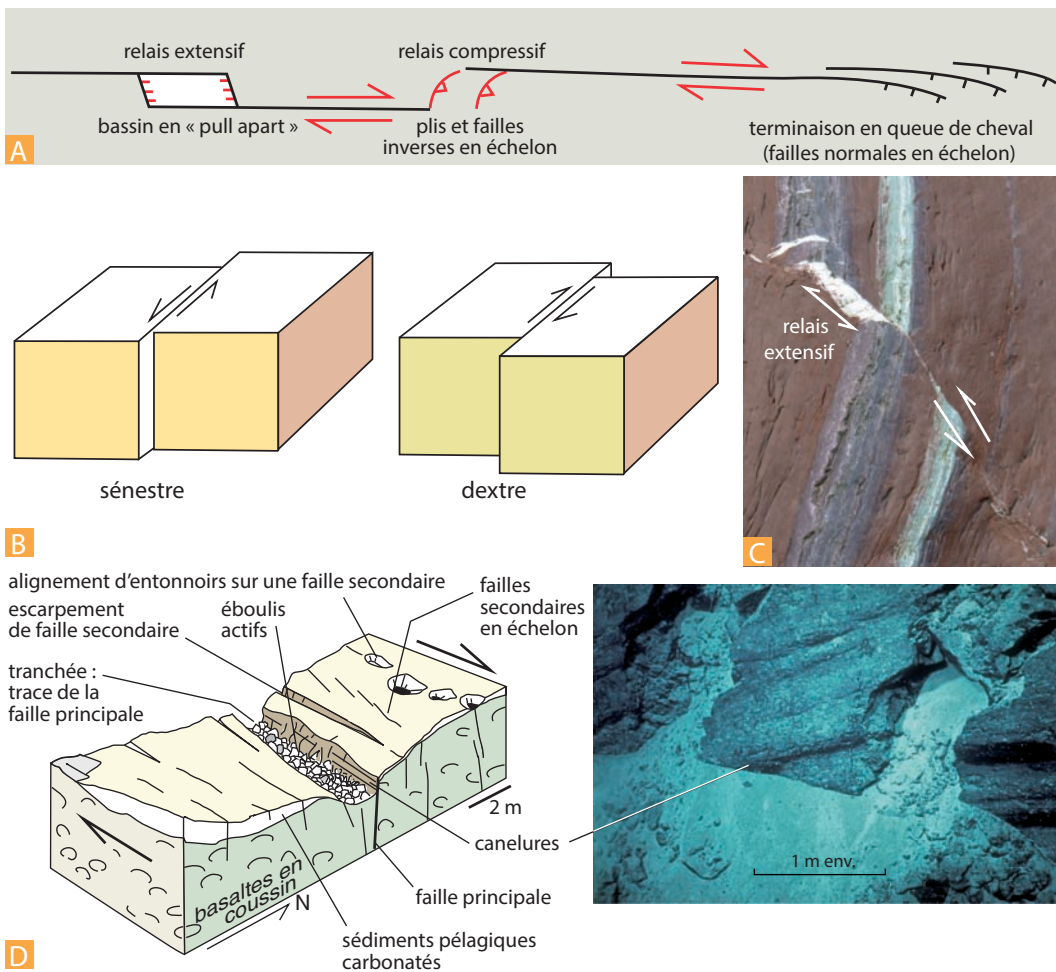


Figure 14.8 Les failles décrochantes.

- A.** Structures associées aux décrochements.
- B.** Décrochement sénestre (le bloc opposé se déplace vers la gauche) et décrochement dextre.
- C.** Exemple de relai extensif rempli de produits de recristallisation. Sédiments paléozoïques des Appalaches, Gaspésie. Photo : A. Mauviel.
- D.** Exemple de structures associées à un décrochement océanique majeur (schéma d'une faille associée à la faille transformante principale (*splay fault*) de la zone de fracture Véma. Photo : Ifremer.

Les failles décrochantes principales sont souvent accompagnées de structures mineures ou de second ordre, localement groupées en ensembles cohérents. Ainsi, les fractures de Riedel sont des failles obliques à la direction du mouvement principal, disposées en échelon et dont le sens du mouvement est soit le même que celui de la faille principale (mouvement synthétique, Riedel R), soit opposé (mouvement antithétique, Riedel R'). Ces structures se développent particulièrement lorsqu'un décrochement principal est peu ou mal exprimé, par exemple dans le cas d'une couverture sédimentaire répondant à un accident de socle profond (fig. 14.9). En se référant aux principes de la rupture des roches, la position des plans conjugués R et R' permet de situer la contrainte maximale, au moins au moment de l'initiation des structures.

Parfois, le mouvement sur un décrochement peut avoir une composante compressive ou transtensive non négligeable. On parle alors de mouvement transpressif ou transtensif. En tectonique transpressive, la figure classique est celle des plis en échelon dont l'axe est disposé perpendiculairement à la contrainte principale. Dans ce cas, celle-ci est naturellement horizontale, mais légèrement oblique sur la direction de la faille (fig. 14.9).

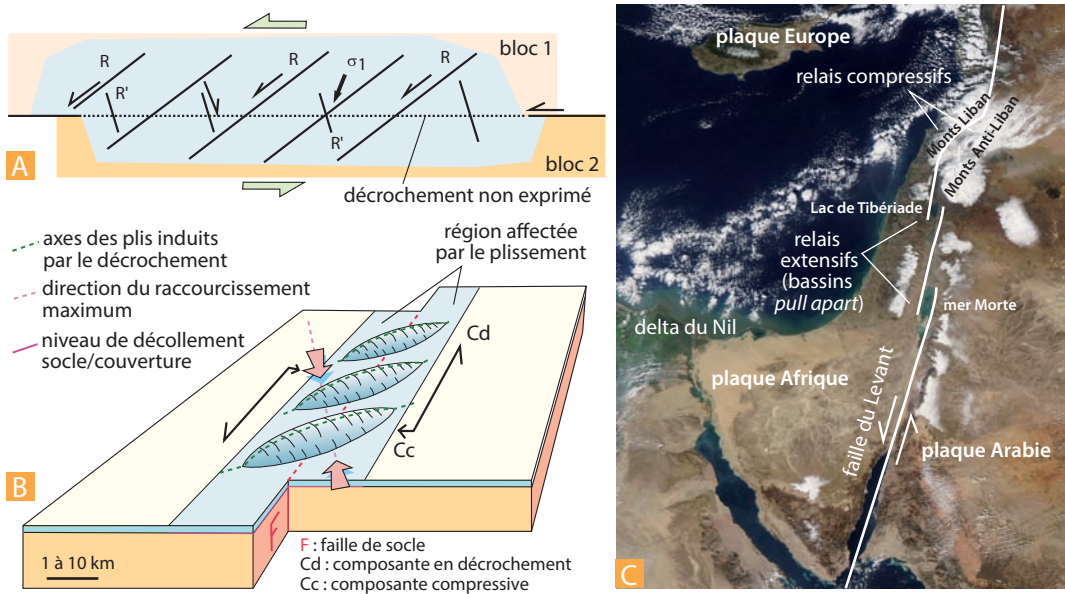


Figure 14.9 Groupement de structures dans le cas des décrochements.

- A.** Fractures de Riedel le long d'un décrochement non exprimé.
- B.** Plis en échelon induits par un décrochement de socle dans le cas d'un mouvement transpressif. Le plissement affecte une couverture désolidarisée du socle dans une bande localisée de part et d'autre de la faille (décrochement transpressif sénestre).
- C.** La faille du Levant (ou du Jourdain) est un décrochement majeur intracontinental qui représente la limite transformante le long de laquelle la plaque Arabie coulisse contre l'Eurasie lors de sa montée vers le nord. Notez les relais extensifs et compressifs.

Les cannelures sont des ondulations décimétriques à métriques de la surface de la faille (aspect de « *tôle ondulée* »), généralement dans la direction du déplacement (*fig. 14.10*). Des cannelures gigantesques, les *corrugations* ont été découvertes à la surface des grands détachement extensifs mettant à nu la croûte profonde ou le manteau le long des dorsales lentes (notion d'*Oceanic Core Complex* ou OCC). Les stries sont des marques linéaires de plus petite taille permettant d'apprécier à coup sûr la direction du déplacement sur un plan dégagé lorsque l'un des compartiments est absent. Le sens du déplacement et donc le caractère normal ou inverse de la faille ne sera apprécié que par la présence de marqueurs très spécifiques, souvent manquants car effacés par l'érosion. De plus, selon la géométrie du plan de faille, les compartiments peuvent s'écarter localement et la cassure s'enduire de produits de recristallisation ou enduits. Ces enduits souvent fibreux (calcite, quartz) montrent un allongement selon la trace du mouvement, et sont découpés par des marches (ou gradins). Le plan de faille contient souvent des éléments plus durs par rapport à la matrice. Avant de se résorber par friction, ceux-ci creusent des sillons, dont on peut repérer la direction et le sens (*fig. 14.11 D*).

Voir chap. 11, fig. 11.8

Figure 14.11 Critères de mouvement sur les plans de failles : exemples pour des failles normales (A, B, C) et inverses (D, E).

- A.** Gradins d'enduits de recristallisation (le plus souvent, fibres de remplissage de calcite).
- B.** Gradins ou cupules d'arrachement à partir des lèvres de fractures de deuxième ordre associées à la faille principale.
- C.** Mouvements entre des éléments de la brèche de faille (par exemple en a et b) conformes au mouvement sur le plan principal.
- D.** Exemple de traces laissées par des éléments striateurs. Si l'élément disparaît progressivement en raison de son érosion mécanique, la taille de la trace diminue dans le sens de déplacement du bloc manquant. Ce critère est d'utilisation délicate.
- E.** Dans les secteurs en compression des failles, les deux blocs peuvent se trouver dans des conditions permettant la pression-dissolution comme dans le cas des joints stylolithiques (critère bien visible en milieu calcaire).

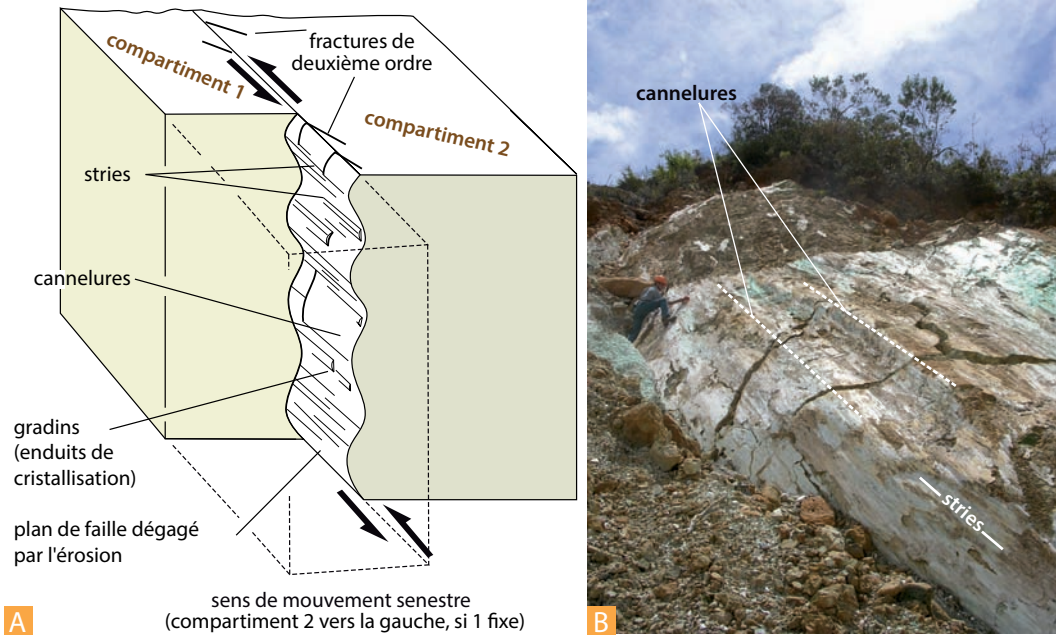
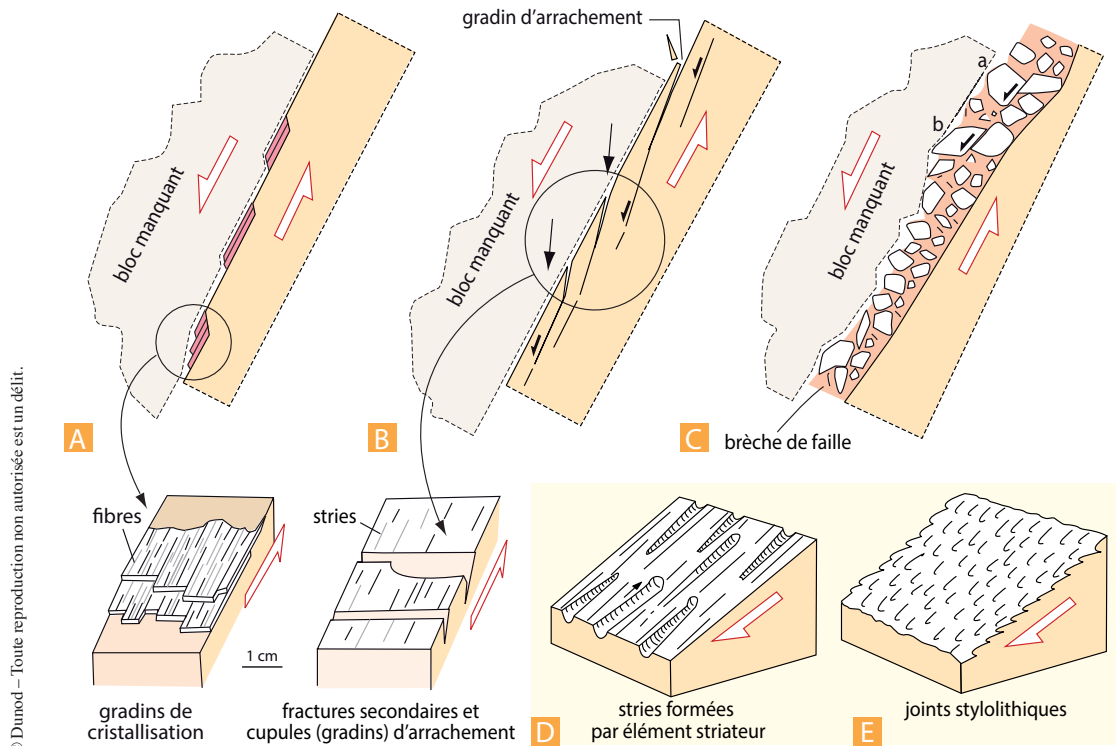


Figure 14.10 Cannelures et stries sur les failles.

A. Bloc diagramme schématique pour un décrochement sénestre.

B. Exemple de cannelures monumentales sur un plan de faille normale découpant les ophiolites de Nouvelle-Calédonie. Ce plan est enduit d'une serpentine verte riche en nickel, la garniérite. Photo : Y. Lagabrielle.



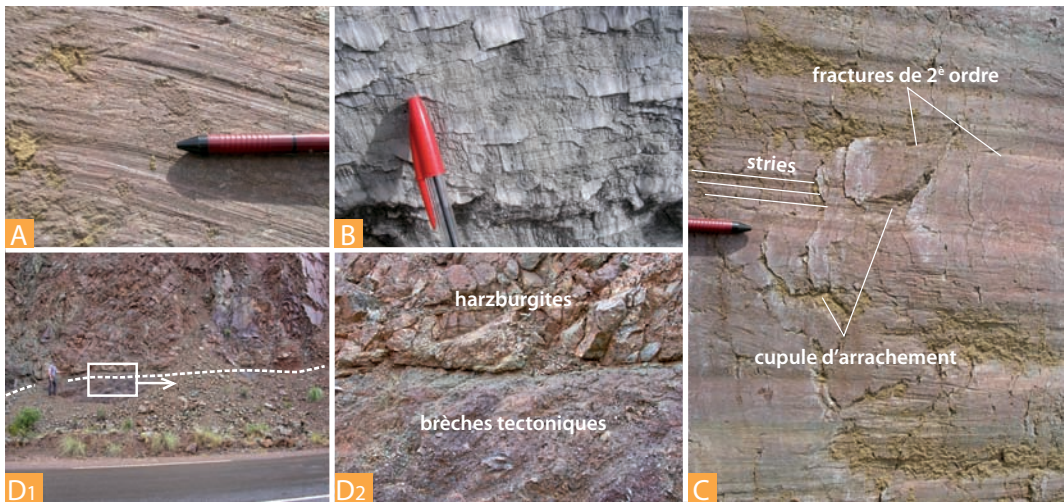


Figure 14.12 Microstructures associées aux plans de faille : exemples.

A. Stries. **B.** Gradins de cristallisation. **C.** Fracture de deuxième ordre et cupule d'arrachement. **D.** Structures associées à un chevauchement majeur : la nappe des Péridotites en Nouvelle-Calédonie. Ce contact d'obduction (chapitre 15) montre les harzburgites de la base de la nappe reposant sur un coussin de brèches tectoniques sur lequel elles se sont avancées. Photos : Y. Lagabrielle.

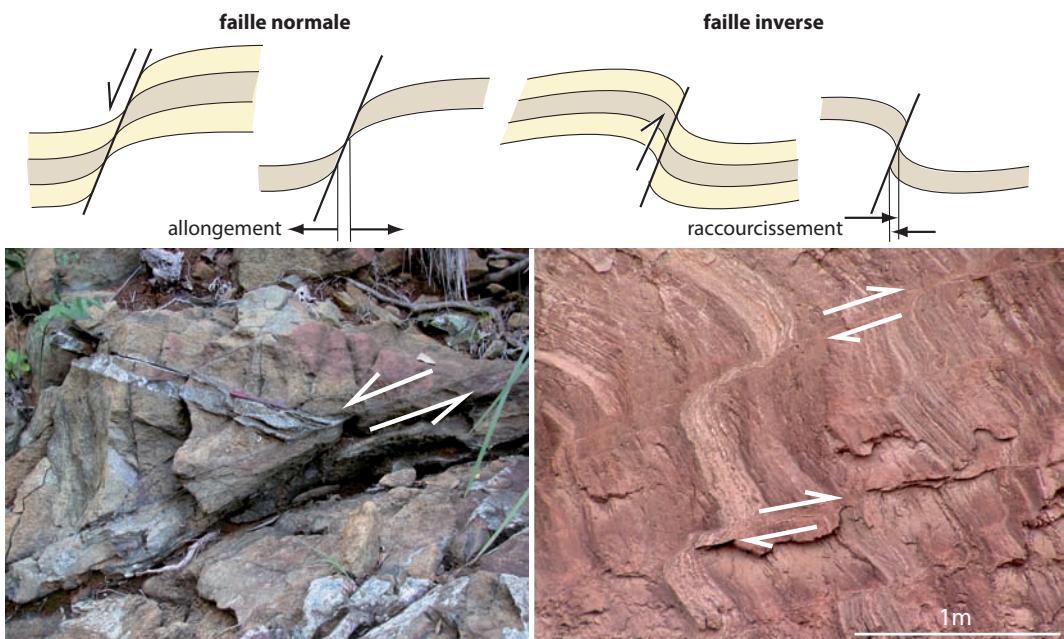


Figure 14.13 Les crochons de faille, indicateurs cinématiques.

A. Cas d'un niveau de gabbro déformé par une faille normale au sein des péridotites des ophiolites de Nouvelle-Calédonie (voir chapitre 15). La déformation plastique des gabbros suppose une température élevée (700-800 °C). Cette faille a donc fonctionné pendant l'histoire océanique alors que les péridotites étaient encore chaudes. Photo : Y. Lagabrielle.

B. Cas de failles inverses associées à un grand pli frontal dans le Tien Shan (voir fig. 14.16 C). Photo : S. Dominguez.

Les critères de mouvement sur les failles sont donc de deux types selon qu'ils apparaissent sur des surfaces enduites ou sur des surfaces « sèches ». Dans le cas de failles avec enduit, les facettes des gradins qui se forment dans l'espace ouvert entre les aspérités du plan de faille sont tournées vers le bloc qui s'éloigne (*fig. 14.11 A*). Dans le cas des failles sans enduits, des gradins peuvent également apparaître pour des raisons mécaniques en raison du fonctionnement de microfractures transverses au plan de faille. Dans ce cas, les microfractures transverses sont pénétratives et le « nez » des marches est formé par les bords de ces fentes qui peuvent être arrachés dans le mouvement (cupules ou gradins d'arrachement). Ces gradins dits d'arrachement font face au bloc qui se rapproche (*fig. 14.11 B*).

Enfin les plans de faille peuvent être tapissés par des brèches mécaniques souvent cimentées par des produits de recristallisation ou par des débris très fins ou argileux (*fault gouge* des Anglo-Saxons). L'analyse des déplacements au sein de ces brèches permet de connaître la cinématique de la faille (*fig. 14.11 C*, a et b). Les déviations de la stratification (crochons) aux abords des plans de faille permettent également de connaître la cinématique (critères de failles inverse ou normale, *fig. 14.13*).

14.2 LES PLIS

14.2.1 Définitions

Le plissement intervient quand une surface initialement plane devient gauche sous l'effet des contraintes tectoniques. Un pli élémentaire se compose d'une partie convexe vers le ciel ou antiforme et d'une partie concave ou synforme. Si le cœur du pli est occupé par les couches les plus anciennes, il s'agit d'un anticlinal ; si ce sont les plus récentes, il s'agit d'un synclinal. La charnière synclinale ou anticlinale est le lieu des points de courbure maximum de la couche la plus récente intéressée par le pli. La crête, le point haut du pli, peut ne pas correspondre à la charnière (*fig. 14.14 A, B*).

Les flancs sont les surfaces qui raccordent deux charnières successives. Le plan axial est la surface, plane ou gauche, qui passe par les charnières de toutes les couches prenant part à un synclinal ou un anticlinal, l'axe étant l'intersection du plan axial avec une surface horizontale de référence qui, généralement, ne coïncide pas avec la surface topographique. La forme d'un plissement peut être définie par plusieurs paramètres simples rassemblés sur la *figure 14.14 C* : amplitude, longueur d'onde, angle d'ouverture.

Le plissement d'un marqueur peut intervenir selon deux grands processus opposés. Le premier, caractéristique du domaine superficiel, est le ploiement simple, ou flambage. Le second est caractéristique du domaine profond et des roches métamorphiques. Il fait appel au cisaillement simple affectant des microlithons, selon des plans délimités par des surfaces de glissement. À cela peut s'ajouter une composante en aplatissement (*fig. 14.14 D*).

Si les feuillets des couches restent parallèles entre eux, le pli est harmonique. Mais si certains lits se plissent plus vigoureusement que d'autres (schistes intercalés dans des calcaires par exemple), le pli est dysharmonique (*fig. 14.14 E*). Enfin, des plis peuvent concerner des terrains affectés de plissements antérieurs. On parle de plis replissées (*fig. 14.14 F*).

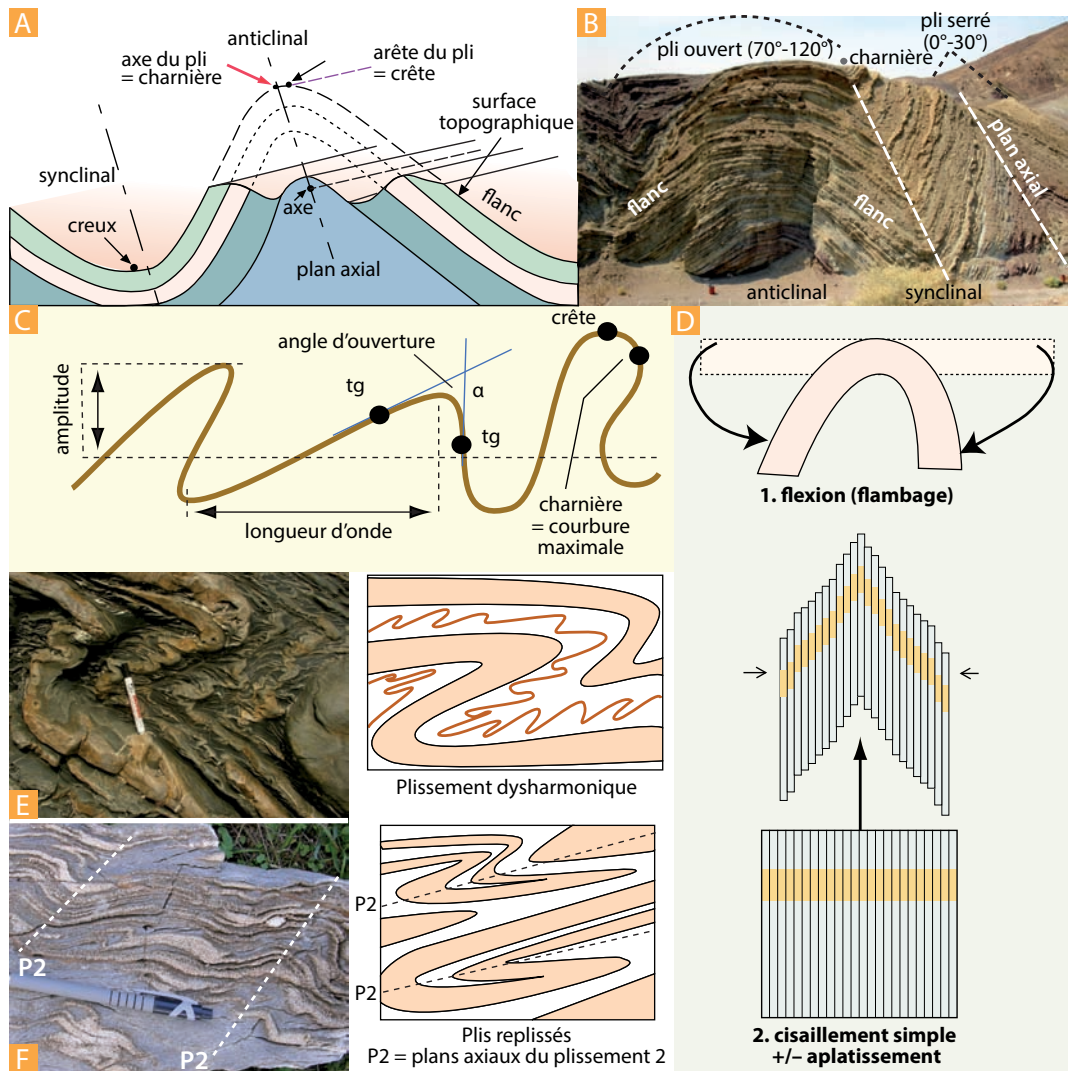


Figure 14.14 Les plis : éléments de description.

- A. Schéma d'un pli simple.
- B. Enchaînement de plis ouverts et fermés dans la formation Barstow d'âge Miocène (désert Mojave, Californie). Ces plis sont liés à l'activité de la faille de San Andreas. Photo : R. Metge.
- C. Éléments de géométrie descriptive des plissements.
- D. Les deux grands mécanismes du plissement.
- E. Plissement dysharmonique (métasédiments quartzo-phyllitiques du Népal). Photo : S. Guillot.
- F. Plis replissés (métasédiments carbonatés des unités océaniques schistes bleus de Corse). Photo : Y. Lagabrielle.

14.2.2 Plis simples

Lorsque les deux flancs d'un pli ont le même pendage, mais de sens opposé, on a à faire à un pli droit. Dans ce cas, le plan axial est vertical. Au fur et à mesure que le plan axial s'incline (*fig. 14.15*), on a successivement un pli déjeté ou en genou, puis déversé et enfin couché (plan axial horizontal). Dans les plis couchés, on appelle flancs normaux ceux qui limitent les couches en superposition normale et flancs inverses ceux qui limitent des séries renversées. Dans le cas d'un pli couché ou chevauchant, ou

même lorsque les strates sont verticales, il est parfois difficile de savoir si la succession des couches est normale ou renversée. On peut alors s'appuyer sur des critères de polarité, qu'ils soient sédimentologiques (granoclassement) ou paléontologiques (orientation des fossiles).

Un pli déversé dont le flanc inverse a le même pendage que le flanc direct est dit isoclinal. Les plis isoclinaux sont caractéristiques des domaines profonds, ils sont souvent synschisteux, avec une schistosité de plan axial (*fig. 14.15*).

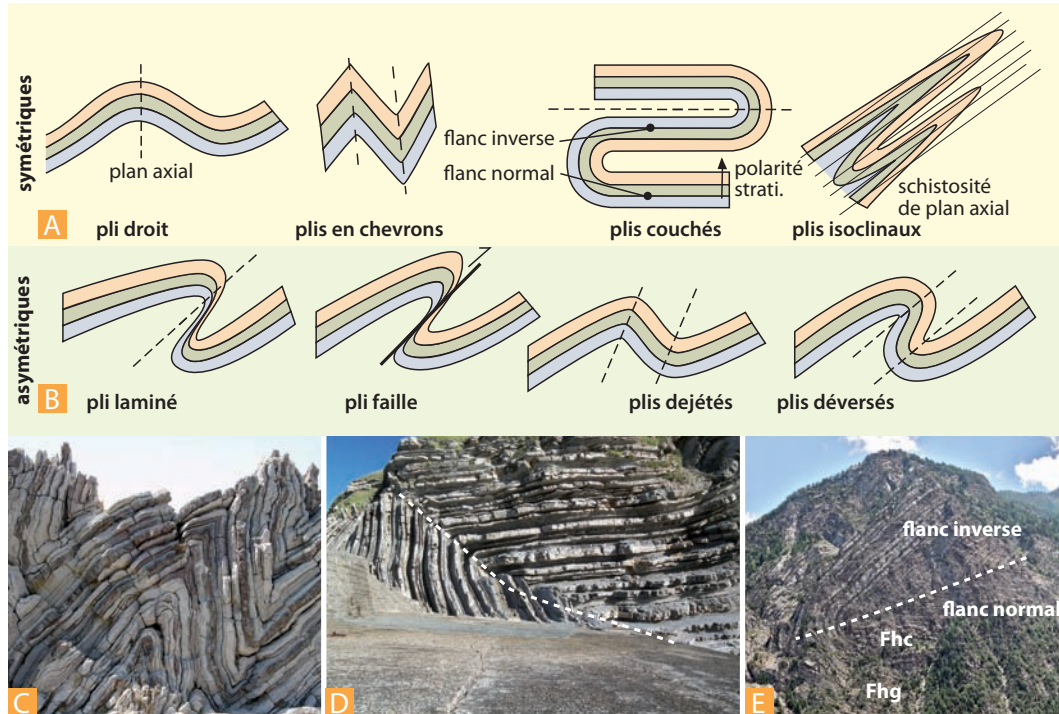


Figure 14.15 Principaux types de plis.

A-B. Classification basée sur l'orientation du plan axial et sur le caractère symétrique (A) ou asymétrique (B) du plissement.

C. Exemple de pli en chevrons (flancs non plissés) à plan axial subvertical dans des cherts de Grèce. Photo : S. Guillot.

D. Exemple de pli en genou dans les couches du flysch sénonien de la Pointe Sainte-Barbe à St-Jean-de-Luz. Photo : A. Mauviel.

E. Le pli couché de Saint-Clément dans les Alpes sud-occidentales affecte le flysch à helminthoïdes de la nappe du Parpaillon (Fhg, flysch inf. silicoclastique ; Fhc, flysch sup. calcaire) (voir chap. 15). Photo : M. Toupet.

Lorsque l'épaisseur des couches est la même sur les deux flancs, les plis sont dits normaux. Dans le cas contraire, on a un pli étiré ou laminé pouvant passer à un pli faille (*fig. 14.15*) ou même à un pli chevauchant (*fig. 14.16*). Dans les régions fortement plissées, les plis passent en effet latéralement à des chevauchements. Diverses formes se rencontrent : dans le cas le plus simple, une faille inverse surmontée d'un pli anticlinal voit son rejet augmenter jusqu'à devenir un contact chevauchant majeur. L'unité inférieure reste relativement peu déformée. C'est le cas du pli chevauchant à vergence nord du pic Saint-Loup en Languedoc, au nord de Montpellier (*fig. 14.16*). Des cas d'association plis-failles plus complexes se rencontrent dans lesquels l'unité inférieure peut être fortement déformée (*fig. 14.16 B*). Parfois, les plis sont eux-mêmes constitués par l'association de multiples petits chevauchements (*fig. 14.16 C*).

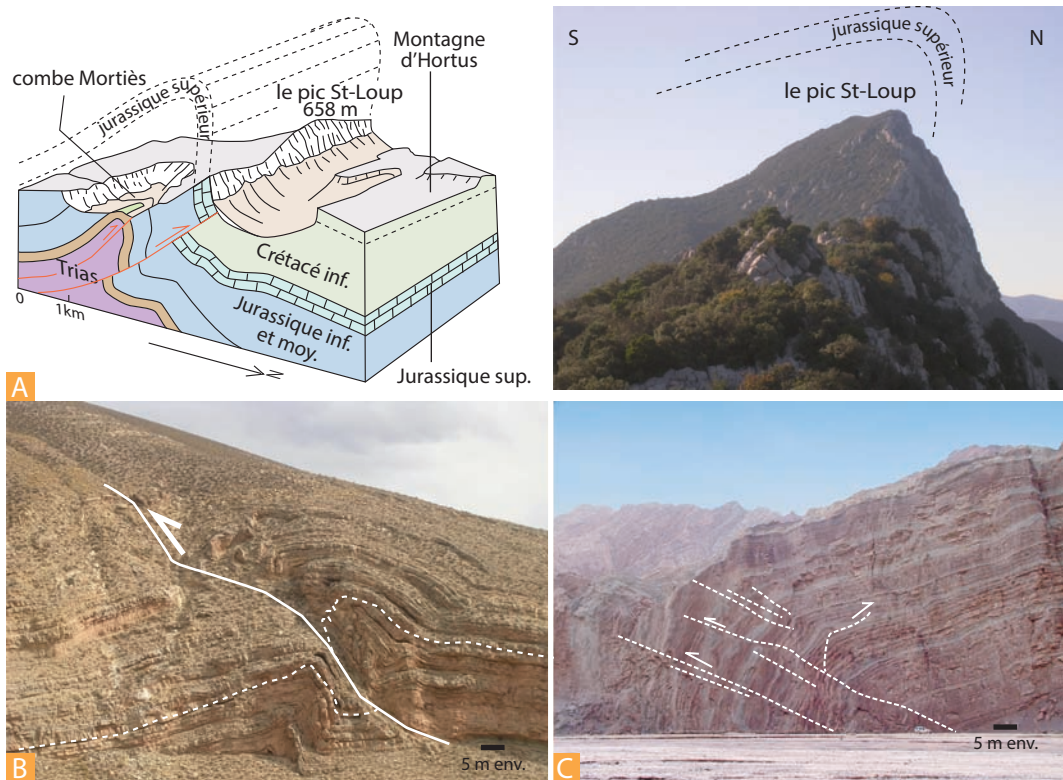


Figure 14.16 Associations de plis et de failles : exemples.

- A.** Un pli chevauchant, le pic Saint-Loup (Languedoc). Les couches d'âge jurassique ont été plissées à l'Éocène en même temps que la chaîne des Pyrénées se construisait. L'érosion du cœur de la structure (combe Mortières) a dégagé des affleurements montrant la succession des terrains mésozoïques depuis le Lias inférieur jusqu'au Crétacé. Le Lias comprend des marnes noires ravinées, riches en bélemnites et ammonites. Les calcaires jurassiques forment la crête du pic Saint-Loup, ils passent à l'ouest à des calcaires à coraux, à gros lamellibranches (rudistes Diceras), et à gastéropodes (Nérinées), correspondant à une ancienne barrière récifale. (Dessin d'après un bloc-diagramme original de J.-C. Bousquet.) Photo : Y. Lagabrielle.
- B.** Faille inverse associée à un plissement équivalent des blocs supérieur et inférieur (série marine crétacée de la Cordillère des Andes dans le NW de l'Argentine, Humahuaca). Photo : Y. Lagabrielle.
- C.** Grand pli en genou formé par des déplacements le long de plusieurs plans de faille inverse (Tien Shan, Asie centrale). Ce pli se développe au-dessus d'un chevauchement plat, non visible sur le cliché, c'est donc un anticlinal de rampe (fig. 14.22). Il affecte des sédiments continentaux miocènes et marque le front sud du chevauchement du Tien Shan sur le Tarim (voir fig. 15.6). Photo : S. Dominguez.

Quand les couches gardent une épaisseur constante, on parle de plis isopaques ou parallèles ou encore concentriques (fig. 14.17). Ces plis sont typiquement formés par flambage. Très souvent, la partie supérieure des couches est mise en tension et s'ouvrent des fentes d'extrados. La partie inférieure est en compression. La ligne neutre est invariante dans la déformation. Pour accommoder le plissement concentrique, dans le cas de fortes épaisseurs sédimentaires, les figures de dysharmonie et les glissements banc-sur-banc sont fréquents. Quand l'épaisseur varie suivant l'inclinaison de la couche, ce sont des plis semblables, les limites des différentes couches étant alors exactement superposables. Les plis semblables sont donc reproduits par translation simple. L'empilement est parfait, sans vides. Ce sont les plis des domaines profonds, où ils se forment souvent pas cisaillement (fig. 14.17).

Un pli est engendré par le déplacement d'une ligne imaginaire, une génératrice qui peut se mouvoir parallèlement à elle-même ou pivoter autour d'un axe. On distingue de la sorte des plis cylindriques ou des plis coniques. Un pli naturel est souvent une combinaison d'une partie cylindrique au centre et

de parties coniques à ses extrémités. Les axes des plis ont ainsi des orientations variables passant de l'horizontale à des inclinaisons fortes. La région où un pli s'ennoie est appelée terminaison périclinale. C'est l'endroit où l'axe du pli plonge vers le sol. Les plis se relaient par l'intermédiaire des terminaisons périclinales (fig. 14.18).

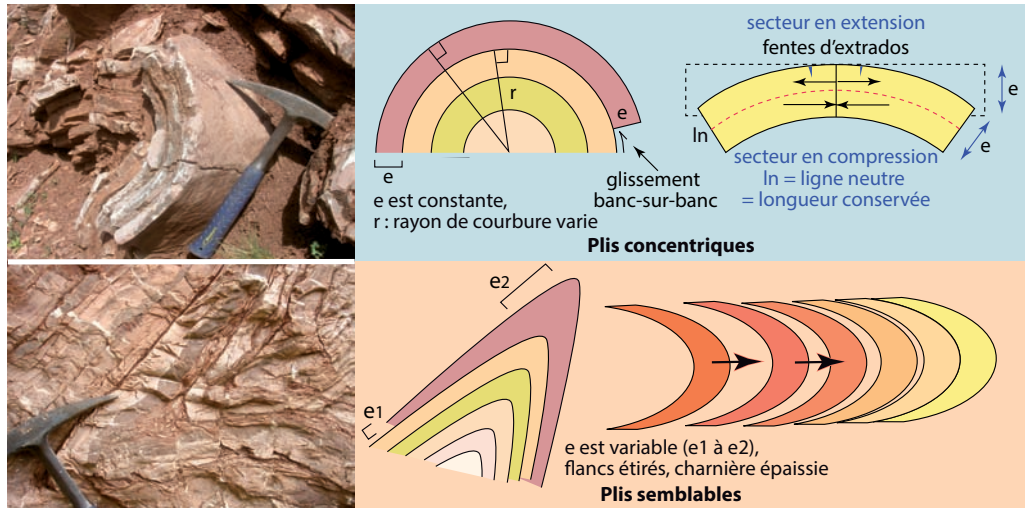


Figure 14.17 Pli concentrique et pli semblable.

Voir explications dans le texte. Photos : Y. Lagabrielle.

Les anticlinaux très courts sont des brachyanticlinaux ou dômes. L'érosion de leur région axiale faisant apparaître des terrains plus anciens donne naissance à une boutonnière (pays de Bray). Il existe aussi des brachysynclinaux ou cuvettes.

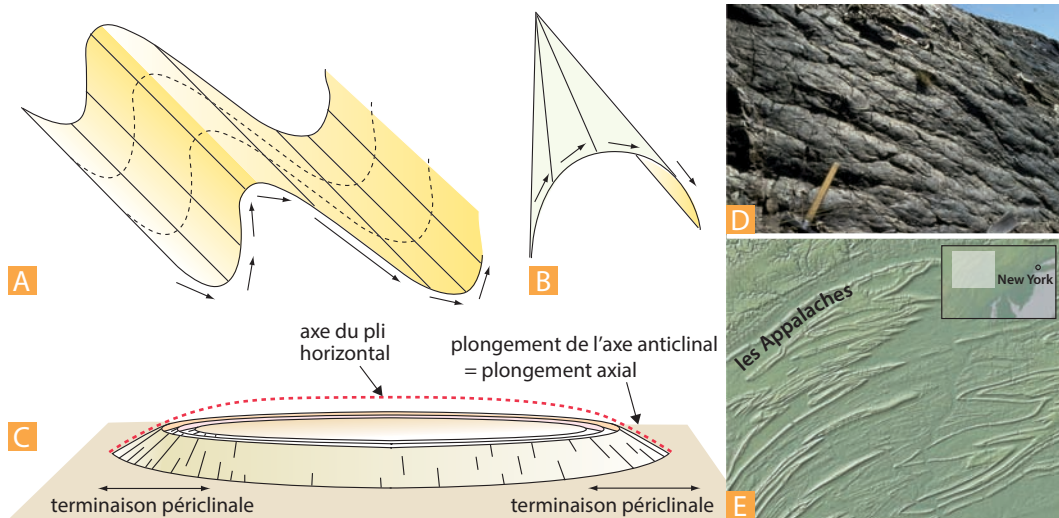


Figure 14.18 La terminaison périclinale.

A et B. Définition des plis cylindriques et coniques.

C. Schéma d'un pli à axe horizontal et situation des terminaisons périclinales au niveau des régions du plongement axial.

D. Succession de plis se relayant par leurs extrémités coniques (complexe de base du Flysch à helminthoïdes dans la région du col de Vars). Photo : Y. Lagabrielle.

E. Morphologie appalachienne montrant la succession des plis et l'enchaînement des terminaisons périclinales avec décalage des axes, dans cette région déformée à l'Ordovicien (Appalaches de Pennsylvanie, États-Unis, modèle numérique de terrain, GeoMapApp, LDGO : voir une coupe de ces structures fig. 14.40).

14.2.3 Groupement de plis et cinématique du plissement

Les groupements de plis à l'échelle régionale donnent lieu à une terminologie précise. Un synclinorium, tel celui de Dinant, dans le Carbonifère de Belgique, est un ensemble de plis parallèles dont la disposition d'ensemble est synclinale. On parle d'anticlinorium dans le cas contraire. Lorsque les axes de plis sont convergents, on a un faisceau de plis, par exemple le faisceau bisontin dans le Jura. Il peut y avoir aussi relais d'un pli ennoyé par un autre, soit dans le prolongement du premier, soit avec un décalage des axes (décrochement axial) (voir le cas des Appalaches, *fig. 14.18*).

À l'échelle métrique ou kilométrique, les plis se groupent souvent en géométries cohérentes. À la base des grands charriages, les couches sont souvent plissées par effet d'entraînement le long du contact. On parle de plis d'entraînement. Plus généralement, dans les unités transportées sur de longues distances, on remarque une asymétrie systématique des plissements, que l'on caractérise en analysant la succession des flancs longs et courts des plis qui s'enchaînent. La disposition flancs longs-flancs courts donne des géométries en S ou en Z qui permettent de déduire les directions de déplacement des ensembles plissés (*fig. 14.19*).

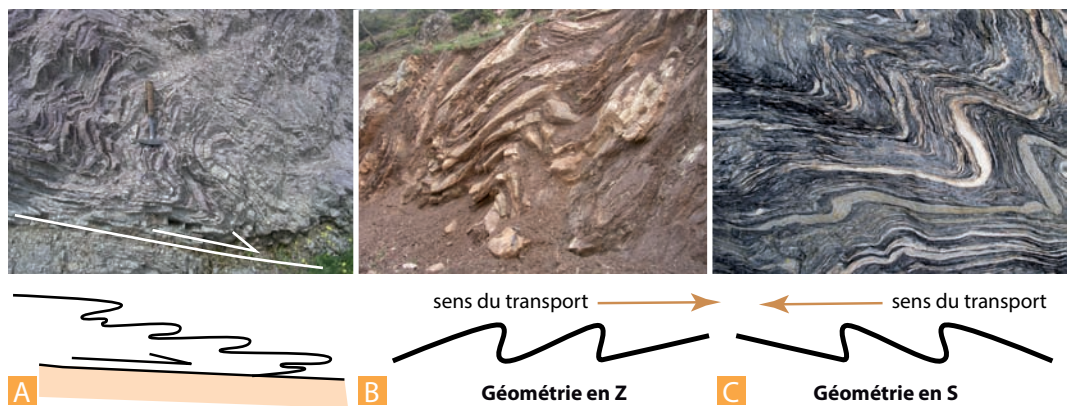


Figure 14.19 Groupement de plis.

- A. Plis d'entraînement en base de nappe de charriage.
- B et C. Géométries en Z et S. Photos : Y. Lagabrielle (A et B) et C. Clerc (C).

14.2.4 Plis diapirs (ou plis à noyau perçant)

Ils sont constitués par l'extrusion de roches salines à travers les couches encaissantes qui sont alors redressées, écaillées et même parfois retournées (plis en champignon), sous l'action de la pression des roches surincombantes. Outre la plasticité étonnante des roches salines, leur densité très faible explique l'ampleur du diapirisme (tectonique salifère ou halocinèse), que l'on trouve dans presque toutes les montagnes de nos régions (Pyrénées, Alpes, Afrique du Nord) en raison de la fréquence des dépôts évaporitiques du Keuper (Trias sup.). Parfois le noyau salifère perce la surface et sa montée continue compense son ablation par dissolution. Les structures associées aux plis-diapirs et aux diapirs (montée des roches salines sans cause tectonique) constituent des pièges à pétrole (rebroussement de couches imperméables au contact de la masse saline) (voir le profil sismique interprété de la *fig. 14.26*).

14.2.5 Flexures

Ce sont des accidents caractérisés par l'affaissement de couches sans qu'il y ait cassure, mais le plus souvent étirement et amincissement. Elles sont appelées encore plis monoclinaux. Elles peuvent passer à de vraies failles. Ainsi, dans le Bassin parisien, la faille de la Seine est le plus souvent une simple flexure.

14.3 CHEVAUCEMENTS ET NAPPES DE CHARRIAGE, RAMPES ET DUPLEX

14.3.1 Chevauchements et nappes de charriage

Lors de l'édification des chaînes de montagne, des décollements entre divers ensembles rocheux peuvent se produire, conduisant à l'individualisation d'unités tectoniques indépendantes qui peuvent se recouvrir le long de plans de chevauchements souvent sub-horizontaux.

Les chevauchements peuvent s'amortir latéralement, et engendrer alors des déplacements restreints. Lorsque le déplacement relatif des deux massifs rocheux de part et d'autre du plan de rupture devient important, on parle de charriage, notamment dans le cas où le socle chevauche sa couverture.

Les nappes de charriage (fig. 14.20) sont donc des formations allochtones, épaisses de centaines et parfois de milliers de mètres, qui reposent sur un substratum autochtone par des zones de broyage et de laminage, prouvant le déplacement (plan de charriage, encore appelé contact anormal). La zone de départ – quand on la retrouve – est celle des racines de la nappe. La partie antérieure de la nappe, le front, est quelquefois encapuchonnée dans la masse du substratum. Les nappes de charriage sont affectées de plissements et d'accidents secondaires (anticlinaux et synclinaux de nappes). Le front de la nappe est souvent une limite d'érosion ; l'allochtone a pu se déplacer beaucoup plus loin que la limite actuelle de la nappe.

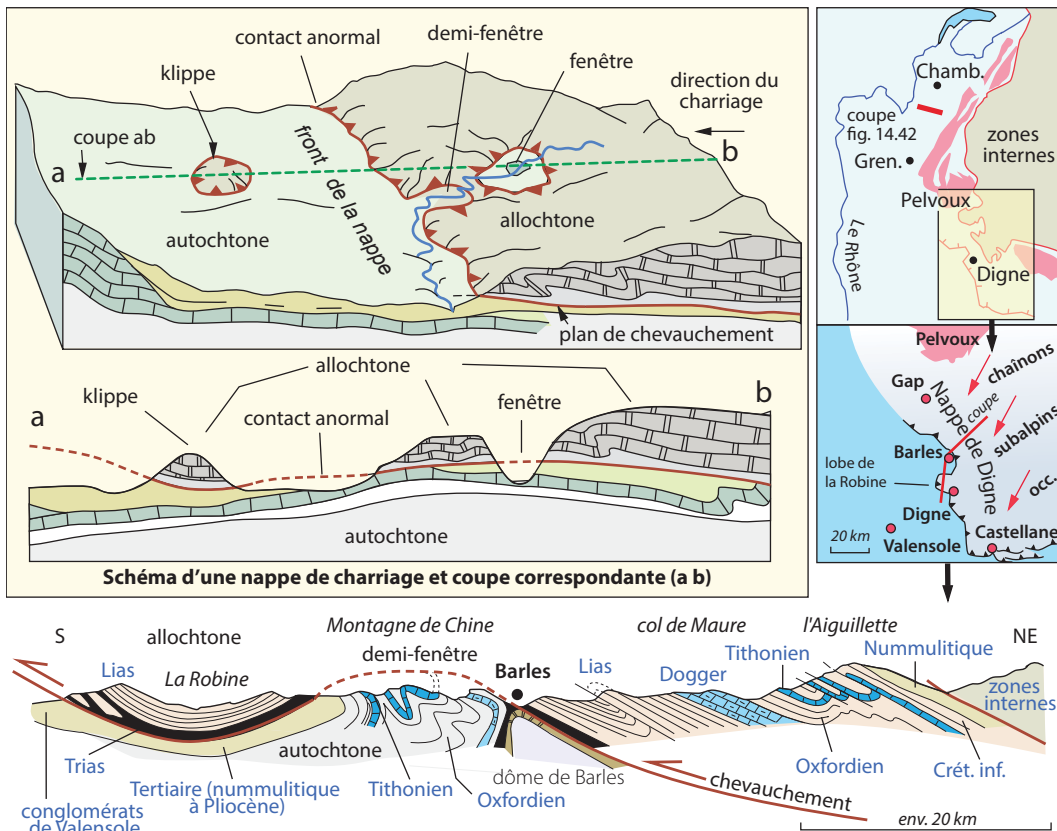


Figure 14.20 Structure et morphologie d'une nappe de charriage.

Schéma théorique (à gauche) et cas de la nappe de Digne (en bas, localisation de la coupe en haut à droite). (Coupe d'après J. Debelmas, Géologie de la France, Doin, 1974.)

Les lambeaux de poussées sont des écailles de substratum arrachées lors du déplacement de la nappe et qui sont incorporées à celle-ci. L'érosion, attaquant les parties les plus élevées ou les plus fragiles, ouvre des boutonnières totalement fermées, les *fenêtres*, qui font apparaître le substratum. Les demi-fenêtres sont ouvertes. À un stade plus avancé, les fenêtres agrandies isolent le front de la nappe de sa racine et ne laissent subsister que des lambeaux de recouvrement ou de chevauchement, sortes de buttes témoins de la nappe de charriage, encore appelées *klippes*.

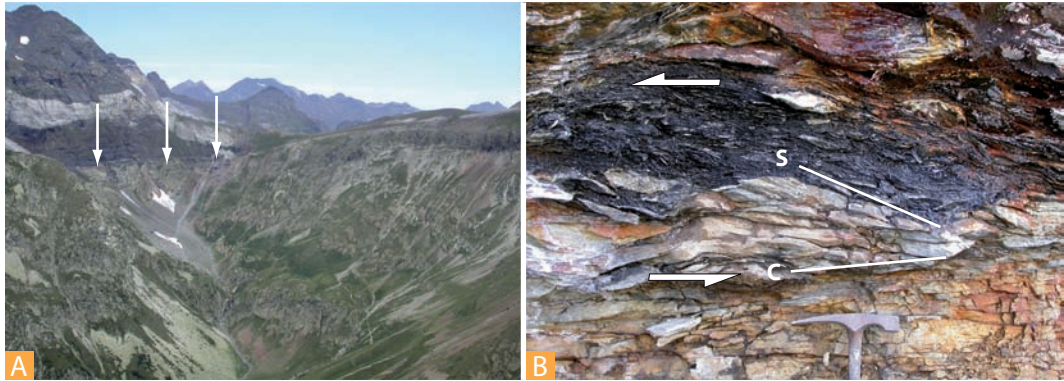


Figure 14.21 La base des nappes de charriage.

A. Un exemple de contact cisailant majeur, la base de la nappe de Gavarnie dans le cirque de Barrosa (Espagne, Pyrénées centrales) soulignée par les flèches blanches. En haut, le Silurien et le Dévonien, en bas, le granite hercynien de Biesla (plus récent).

B. Le contact est jalonné par des résidus de la couverture sédimentaire crétacée du granite (en clair en bas de la photo), ici surmonté par les schistes sombres siluriens. Au niveau du contact, allochtone et autochtone sont affectés par une intense déformation cisailante donnant à la roche un débit en écailles asymétriques (**sigmoïdes**) rappelant les débits C/S des granites déformés. Photo : P. Labaume.



Voir fig. 15.18

En fonction du matériel constitutif, on parle de nappes de couverture ou de nappes de socle. En France, les exemples les plus spectaculaires sont dans les Alpes, celui de la nappe du flysch à Helminthoïdes particulièrement bien visible dans l'Ubaye et l'Embrunais (demi-fenêtre d'Embrun), et les nappes du Guil (unités Briançonnaises, fenêtre de la vallée du Guil, à la Maison du Roy, Queyras).

Lorsque les chevauchements sont intrasédimentaires, comme dans le cas des prismes d'accrétion des zones de subduction ou au front des chaînes de montagne, la surface de séparation est souvent horizontale sur de grandes distances. Elle devient donc une surface de glissement, ou **décollement**, souvent empruntée par les fluides. On appelle **palier** le plan horizontal le long duquel les ensembles peuvent glisser sur des distances pluri-kilométriques. Le palier est connecté à une **rampe** le long de laquelle le décollement monte dans l'empilement sédimentaire et progresse ainsi vers la surface (fig. 14.22).

La rampe marque l'endroit où les séries sédimentaires sont plissées (plis de rampes), elle se perçoit donc relativement facilement dans la structure alors que les paliers sont difficilement identifiables sur le terrain ou les profils sismiques dans la mesure où ils mettent en relation deux séries horizontales.

Lorsque la déformation progresse, le glissement ne se maintient pas sur un plan unique mais des chevauchements s'initient au front du système, isolant des blocs indépendants ou écailles. Les écailles sont ajoutées au front du système (progression par l'avant, à l'image de la poussée frontale d'un bulldozer, fig. 12.20). Il se forme des duplex par superposition d'écailles de rampes. Les chevauchements anciens deviennent inactifs et ont tendance à se redresser du fait de l'accrétion d'écailles nouvelles au front du système. Les prismes d'accrétion sédimentaire au front des zones de subduction fonctionnent exactement sur ce principe.



Voir fig. 12.20

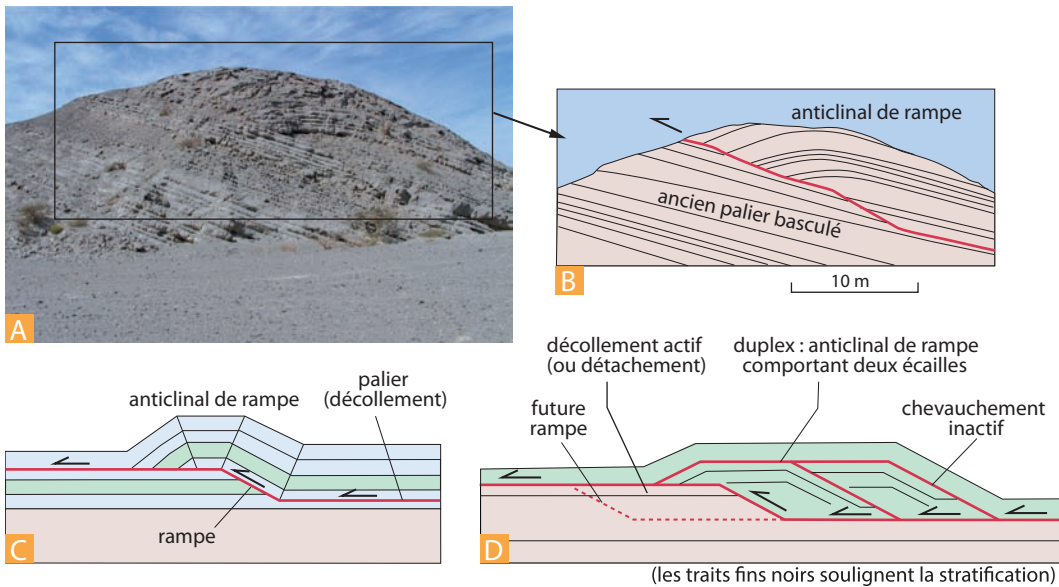


Figure 14.22 Les paliers (plats) et les rampes.

- A. Un exemple de palier dans les calcaires albo-aptiens (Fm. du Natih) du flanc nord du Jabal Madmar (plate-forme arabe, Oman). Ce palier a été basculé de 10° environ par la suite. Photo : L. Bazalgette.
- B. Schéma de A.
- C. Rampe et palier simple.
- D. Association de rampes formant un duplex.

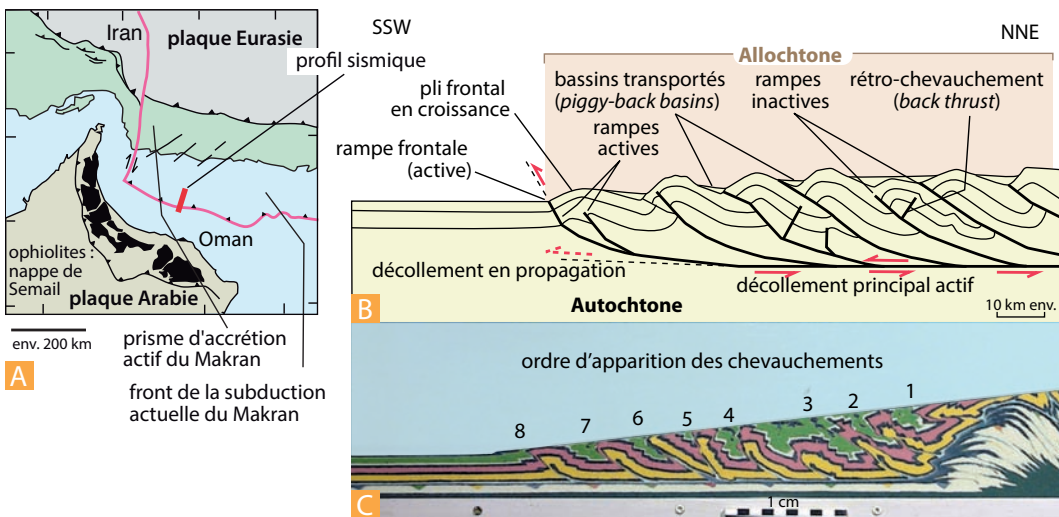


Figure 14.23 Développement des prismes tectoniques : modèles et exemples.

- A et B. Localisation et interprétation d'un profil sismique coupant le front tectonique actif de la collision Arabie/Eurasie au large du Makran.
- C. Coupe à travers un modèle analogique de prisme d'accrétion (J. Malavieille, GM, Montpellier). Notez l'ordre d'apparition des chevauchements et comparez avec la figure 12.20.

14.3.2 Tectonique de socle – tectonique de couverture

Certaines régions sont caractérisées par une tectonique de chevauchement impliquant le socle sur lequel la couverture restant adhérente est qualifiée de tégument (tectonique de socle, ou *thick-skinned tectonics* des Anglo-Saxons). Lorsque les sédiments sont totalement décollés du socle, on parle de tectonique de couverture (*thin-skinned tectonics*, fig. 14.25). Ainsi, la couverture peut avoir une tectonique propre, irréductible à des accidents du socle (chaîne ou style de couverture) ; c'est par exemple, le cas de la Provence. Le style de couverture suppose donc la présence de niveau de décollement, il peut s'agir de mélange d'argiles et d'évaporites ; en France, c'est le Trias supérieur (Keuper) qui joue souvent ce rôle de « couche savon ». Ce rôle est prépondérant pour le développement des prismes tectoniques comme le montre la séquence de développement des chevauchements et plis de la figure 14.24.

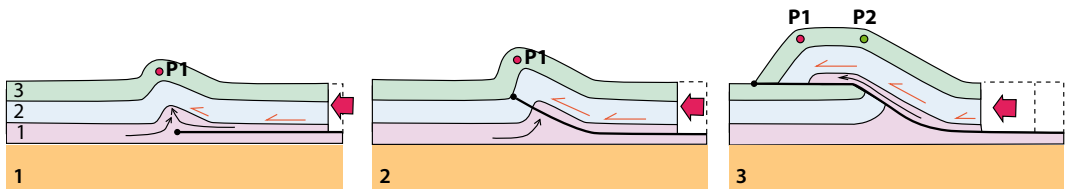


Figure 14.24 Évolution du plissement d'un ensemble de trois couches en relation avec le fonctionnement d'un détachement. Rôle d'un niveau permettant le décollement.

Stade 1. Pli au-dessus d'un détachement (ou décollement horizontal) (*detachment fold*). Les couches 2 et 3, compétentes, se déforiment par flambage (*buckling*). La couche 1 est incompétente ; sa viscosité est faible. Elle se comporte comme un fluide (flèches noires). Ce niveau permet le décollement des couches sur le socle plus rigide.

Stade 2. Pli au-dessus d'une rampe en croissance (*fault-propagation fold*). Le décollement continue de fonctionner et le plissement s'accroît, mais en raison d'un blocage imposé par le plissement, le décollement monte dans la pile sédimentaire. De palier, il devient rampe.

Stade 3. Pli de palier (*fault-bend fold*). À la surface, le chevauchement s'aplatit et redevient palier. P2 prend naissance au-dessus du point de passage rampe-palier par flambage imposé par la courbure du plan de chevauchement, en arrière de P1. L'épaisseur des sédiments est doublée au droit du dernier palier.

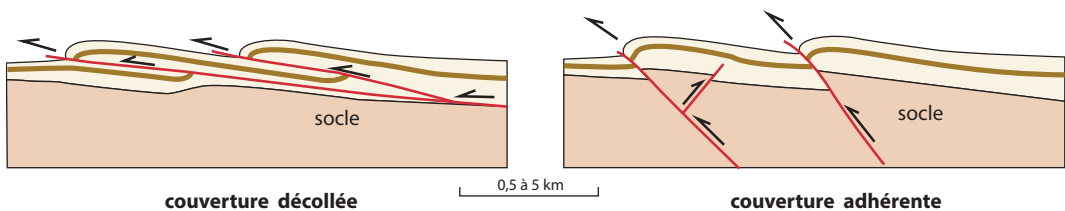


Figure 14.25 Tectonique de couverture et tectonique de socle.

À gauche, on observe le décollement de la série sédimentaire. À droite, les chevauchements s'enracinent dans le socle, la couverture n'est pas déplacée. Ces deux interprétations correspondent à une géologie de surface rigoureusement identique.

14.3.3 Les grands systèmes de glissement gravitaires : les marges continentales passives



Voir chap. 12

Certaines régions sont caractérisées par une tectonique à très grande échelle impliquant décollements, plis, failles et chevauchements. Ce sont les marges continentales, où la gravité joue un rôle prépondérant. On a très longtemps sous-estimé l'ampleur des déformations gravitaires affectant les sédiments du domaine marin profond. On assiste pourtant à la naissance de gigantesques chaînes de montagne sous-marines engendrées uniquement par la gravité agissant sur des centaines de kilomètres le long des pentes des marges continentales. Sur le haut de la marge, le régime en extension domine puisque

l'on assiste à un départ de matériel vers le bas de la pente. En revanche, en pied de pente, le matériel s'accumule et le régime est de type compressif (fig. 14.26). Ces déformations peuvent être accentuées lorsqu'une couche de sel est présente comme l'illustre le cas de la figure 14.26.

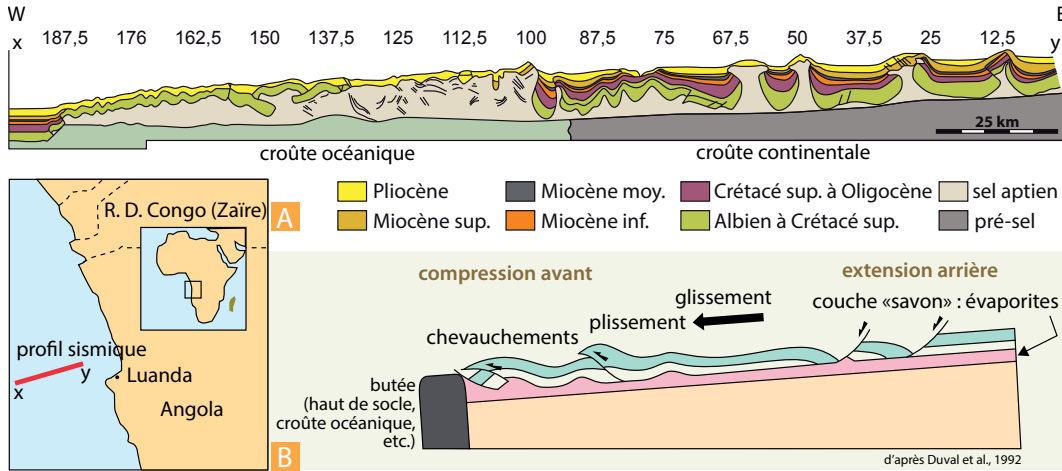


Figure 14.26 Tectonique gravitaire des marges continentales.

A. Glissement régional et plissement dans le cas de la marge de l'Angola. Interprétation d'un profil sismique (xy).

B. Modèle de glissement-compression sur une marge passive. Commentaires dans le texte.

14.4 DÉFORMATION DES ROCHES PROFONDES

14.4.1 Les microstructures des roches profondes : schistosité et foliation

a) La schistosité

On appelle **schistosité** un plan de débit mécanique des roches (clivage, ou clivage schisteux). La schistosité est le plus souvent répétitive, et les roches schisteuses sont affectées par une série de plans parallèles plus ou moins serrés. On retiendra que la schistosité représente le plan d'aplatissement de la matière lors de la déformation. Elle est donc perpendiculaire à l'axe de raccourcissement maximum. Elle est très caractéristique des roches métamorphiques et signale une déformation synmétamorphique.

On distingue trois grands types de schistosités (fig. 14.27) :

- la schistosité de fracture, ou schistosité espacée (*spaced cleavage*) dont les plans sont espacés de quelques centimètres. Ces plans peuvent se disposer parallèlement aux axes des plis ou en éventail ;
- la schistosité de crénulation (*strain slip cleavage*), d'espacement millimétrique, le long de laquelle les roches sont microplissées ;
- la schistosité de flux, plus serrée encore, correspondant à un espacement inframillimétrique. C'est la schistosité qui permet le débit des ardoises (on parle de schistosité ardoisière). Elle est liée au développement des feuillettes des micas métamorphiques. Un glissement est possible sur le plan de schistosité. La schistosité de flux coïncide en général avec le plan axial des plis (schistosité de plan axial).

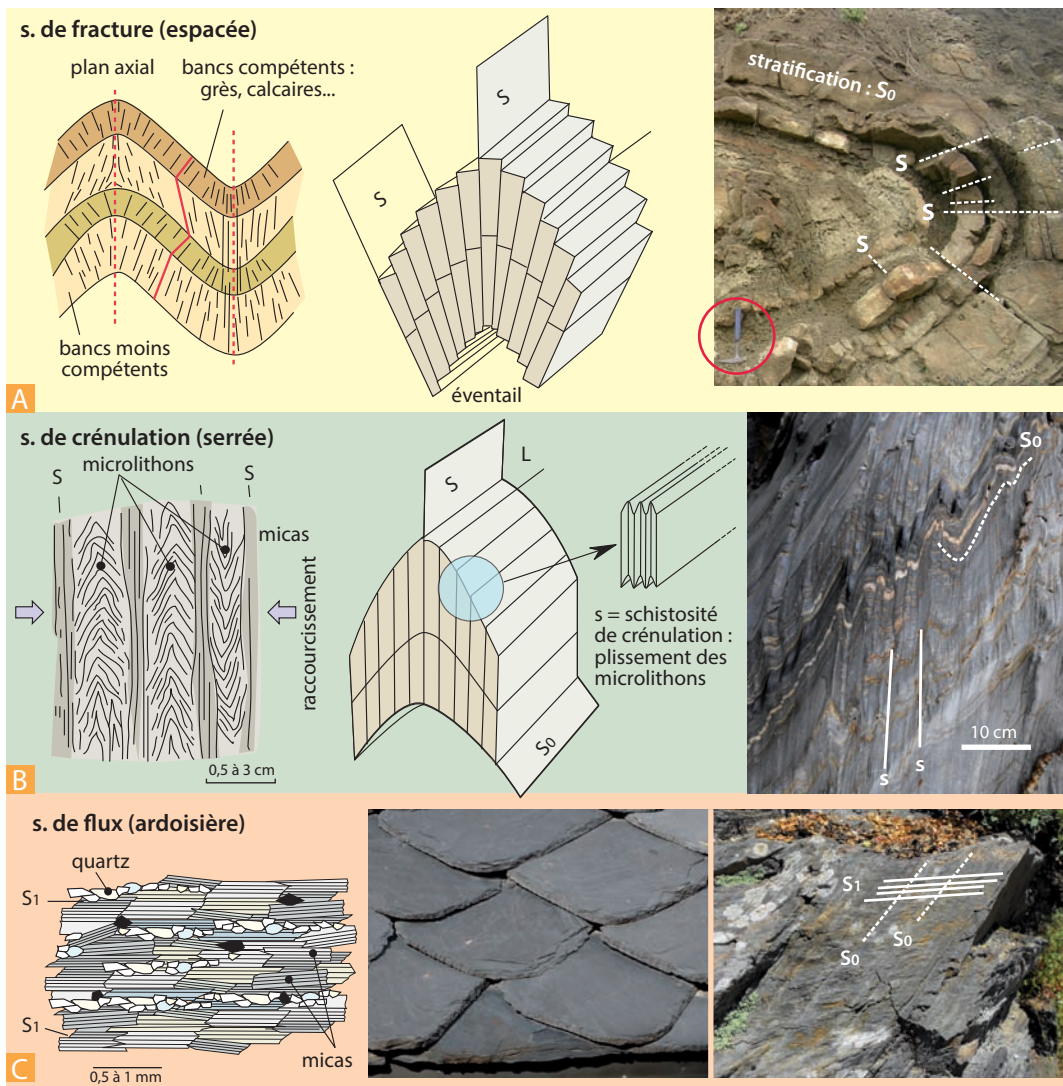


Figure 14.27 Les schistosités (explications dans le texte).

A. Schistosité de fracture. Réfraction de la schistosité dans des bancs compétents. Position par rapport à la stratification dans un pli. La schistosité est ici en éventail. Exemple des bancs gréseux d'un flysch de Grèce. Photo : Y. Lagabrielle.

B. Schistosité de crénelation dans un micaschiste. Le clivage serré (S), perpendiculaire au raccourcissement, découpe de fines lames de roche, les **microlithons**, affectés par des microplis dessinés par la stratification S_0 ou par une schistosité de première génération (S_1). Les plans S_0 ou S_1 restent globalement perpendiculaires aux plans S (indice de déformation modérée : voir le rabattement possible de la schistosité sur des plans de glissement, *fig. 14.35*). **C. Schistosité de flux** dans les ardoises. Le débit est extrêmement fin et régulier permettant le découpage de fines plaques de roche (photo au centre). À droite, relation S_0/S_1 dans les schistes paléozoïques de Morlaix. Photos : M. Ballèvre.

b) La foliation

La foliation est le débit caractéristique de toutes les roches métamorphiques ortho- et para-dérivées, notamment des micaschistes, des gneiss, des amphibolites. Il s'agit d'un ensemble de lits plus ou moins parallèles de minéraux néoformés au cours de l'épisode métamorphique (*fig. 14.28*). Ces lits définissent des plans le long desquels la roche se débite de façon préférentielle. Une schistosité additionnelle postérieure, sécante, peut également participer au débit de la roche. Comme la schistosité, on nomme les plans de foliation, en général *plans S*.



Figure 14.28 La foliation.

A. Exemple d'alternance de lits micacés et de lits de quartz définissant une foliation métamorphique dans un quartzite micacé. **B.** Foliation métamorphique définie par des alternances de lits blancs (riches en quartz) et bleutés (riches en amphiboles bleues) dans une metabèche volcanique à matériel acide et basique (éclogites du Cap Corse). Photo : Y. Lagabrielle. **C.** Foliation métamorphique définie par des concentrations d'amphiboles bleues (gl = glaucophane) formant des lits dans un schiste bleu des Alpes (Qtz + Jd : quartz + jadéite). Photo : S. Guillot.

c) Genèse de la schistosité

La schistosité apparaît lors de la néocrystallisation des phyllites. Celles-ci croissent d'abord dans les plans de stratification par néoformation à partir des argiles et des fluides métamorphiques. Cela peut

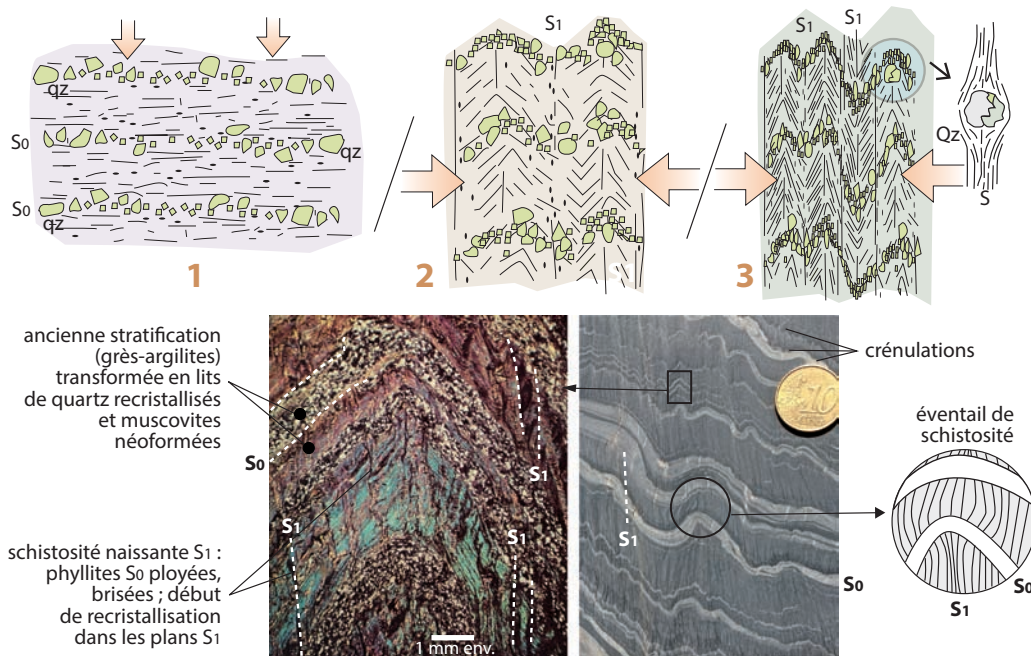


Figure 14.29 Genèse de la schistosité lors d'une phase de déformation unique.

Le stade 1 correspond à la sédimentation suivie de la diagenèse, de la compaction et de la transformation des argiles. S_0 est soulignée par des grains de quartz détritiques (qz).

Le stade 2 correspond à la compression. C'est aussi le début du métamorphisme avec cristallisation des micas dans les plans S_0 et début d'individualisation des microlithons grâce au plan S_1 .

Le stade 3 correspond à la genèse de la schistosité S_1 (plan de l'aplatissement). Il y a pression-dissolution dans les plans S_1 , plissement des micas et cristallisation de nouveaux micas. Les cristaux de quartz engrenés sont la marque de la pression-dissolution.

Les photographies montrent le développement d'une première schistosité dans les schistes paléozoïques de la baie de Morlaix. Photos : Y. Lagabrielle.

se produire durant l'enfouissement en dehors de toute contrainte tectonique. Elles sont donc parallèles à S_0 . Puis, lors de l'augmentation de la déformation, les phyllites voient leur cristallinité augmenter et elles commencent à se disposer perpendiculairement à la contrainte principale (futurs plans S_1). Celle-ci n'est pas nécessairement orientée perpendiculairement à la stratification de sorte qu'il peut exister des phyllites métamorphiques dans les plans S_0 et dans les plans S_1 naissants.

d) Organisation des marqueurs de la déformation synschisteuse

La schistosité apparaît durant les réarrangements minéralogiques du métamorphisme, notamment lors de la néocrystallisation des phyllites ou des amphiboles. La déformation induit d'autre part des déplacements ou des rotations de marqueurs qui présentent alors des orientations significatives par rapport à des plans repères dans la roche. Ainsi, lors d'un plissement synschisteux, stratification et schistosité adoptent des orientations relatives permettant de caractériser les éléments du pli. Comme le montre la figure 14.30, les enchaînements de flancs longs et de flanc courts des microplis, en S ou en Z sont disposés symétriquement de part et d'autre de la surface axiale permettant de définir un sens de déversement. Dans les flancs longs des plis, l'étirement affectant des couches présentant des contrastes rhéologiques peut induire le boudinage de niveaux plus compétents. Lorsque par érosion ou par manque d'affleurement, des éléments d'une grande structure plissée sont manquants, on peut, en considérant les relations géométriques entre S_0 et S_1 , déduire si l'on se situe dans le flanc normal ou inverse d'un pli (fig. 14.30).

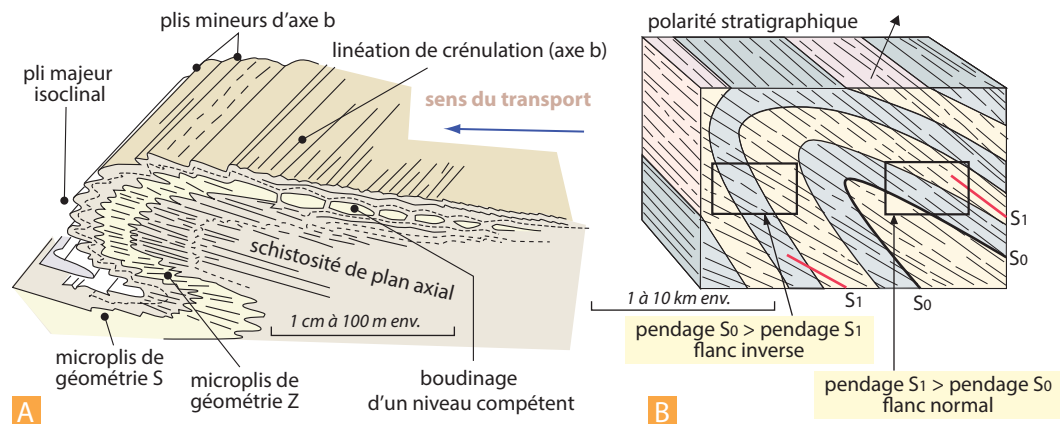


Figure 14.30 La déformation synschisteuse.

Structures associées à des plis synschisteux dans le cas d'une déformation modérée. Relations géométriques S_0 - S_1 de type flanc normal-flanc inverse.

Lorsque la déformation est modérée, les relations géométriques entre le plissement et la schistosité restent simples ; les axes de plis et microplis (qui définissent la linéation de crénulation) étant en général perpendiculaires à la direction du transport des unités comme montré dans la figure 14.30 (plis d'axe b). En revanche, avec l'augmentation du taux de cisaillement, les plans de schistosité deviennent aussi des plans de glissement et les axes de plis ont tendance à être entraînés dans le mouvement général. Ils s'orientent progressivement pour devenir parallèles au sens de transport. Il en résulte un dispositif dans lequel les axes de plis sont gauchis, courbes, jusqu'à atteindre une forme en gousse ou en fourreau comme représenté sur la figure 14.31. C'est la linéation qui reste alors le seul indicateur cinématique. Ce sont les plis des domaines profonds dans lesquels le cisaillement est très largement le mécanisme dominant.

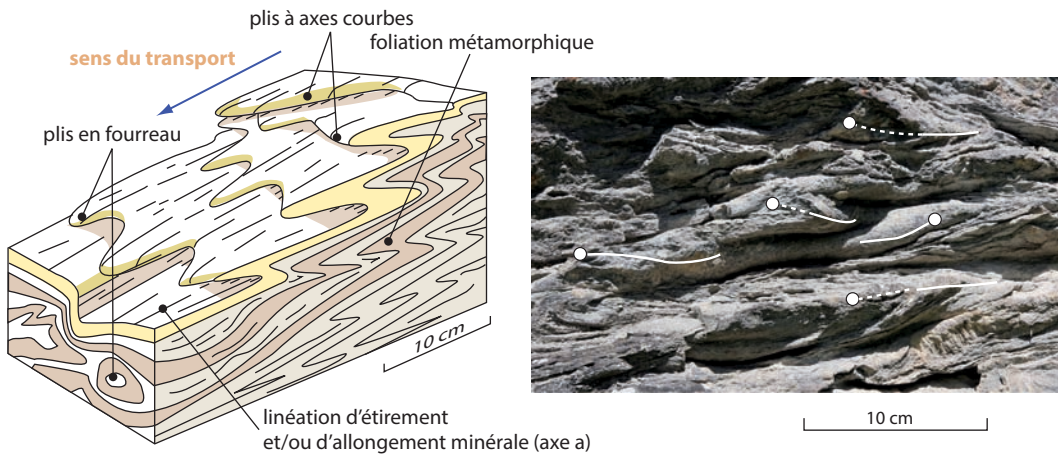


Figure 14.31 Les plis des domaines profonds.

Structures associées à des plis synschisteux dans le cas d'une déformation intense. Plis à axes courbes, exemple des calcschistes de la zone piémontaise des Alpes occidentales (unités à faciès schistes bleus). Photo : M. Toupet.

Les objets hérités ou néoformés (porphyroclastes ou porphyroblastes) s'orientent dans la déformation et deviennent des indicateurs cinématiques permettant de déduire des sens de cisaillement comme le montre la figure 13.8. Les néocrystallisations ne se développent que dans les régions de la roche où les fluides se concentrent, c'est-à-dire dans des secteurs abrités des pressions. Les roches sont en effet

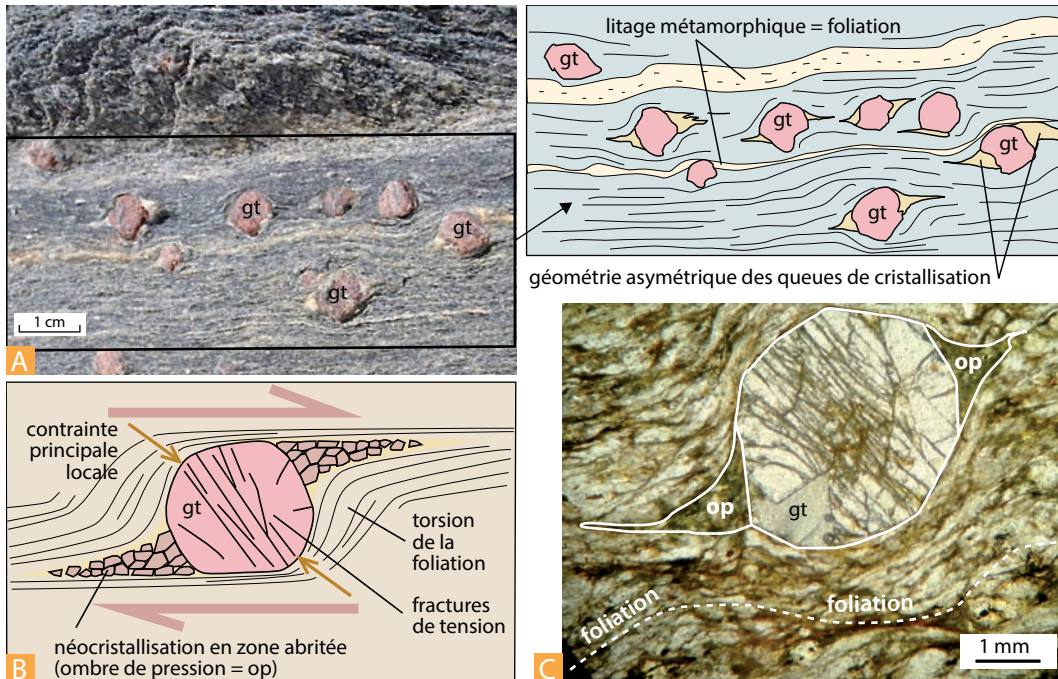


Figure 14.32 Les cristallisations métamorphiques en zones abritées.

A. Queues de cristallisation asymétriques dans un schiste bleu à grenats de Grèce (gt : grenat). Photo : C. Clerc.

B. Sens de cisaillement déduit de l'analyse géométrique des ombres de pression.

C. Microphotographie d'un grenat du socle paléozoïque de la zone nord-pyrénéenne montrant des ombres de pressions asymétriques et la torsion de la foliation externe au grenat. Photo : Y. Lagabrielle.



des milieux anisotropes formant de bons enregistreurs des pressions orientées. Le cas le plus remarquable est celui des porphyroblastes, tels les grenats, dont la forme est dépendante de la cinématique de la déformation (grenats hélicitiques montrant la rotation d'une schistosité interne). Les néocrystallisations de minéraux métamorphiques (phyllites, quartz, autres grenats) se concentrent uniquement aux deux extrémités des cristaux situées à l'abri des pressions maximales, formant des queues de cristallisation. Ces cristallisations en zones abritées sont dites encore ombres de pression (*fig. 14.32*). Dans le cas d'une géométrie asymétrique, on peut déduire de la position des queues de cristallisation, un sens de cisaillement (à condition d'avoir au préalable correctement estimé l'orientation de la linéation qui donne la direction du transport).

e) Bandes de cisaillement, plans C - plans S et mylonites

Dans les roches déformées de façon plastique, la déformation affecte l'ensemble du matériau essentiellement par cataclase des grains et par pression-dissolution et recristallisation. Même si la déformation est répartie sur un grand volume de roches, elle n'est pas isotrope. En effet, elle est souvent ni homogène, ni même totalement continue. Les glissements s'effectuent de façon préférentielle sur de nombreux plans de cisaillement, organisés en couloirs de déformation à toutes les échelles, appelés bandes de cisaillement.

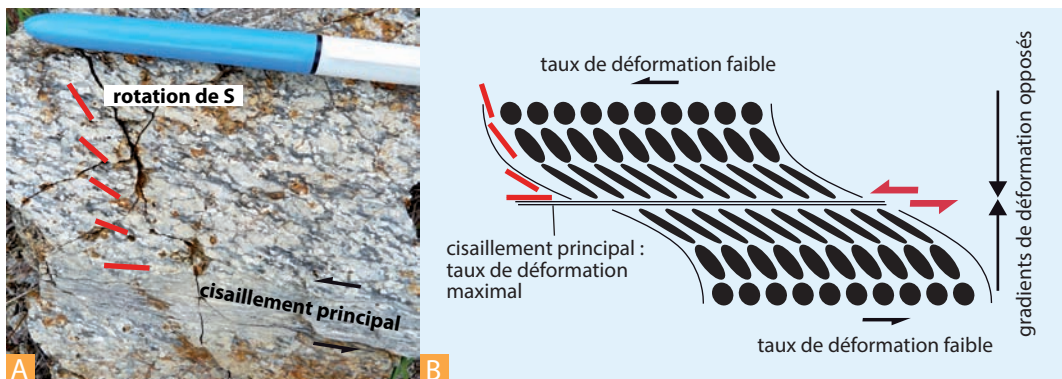


Figure 14.33 Déformation non homogène dans les bandes de cisaillement.

A. Déformation progressive d'un granite de l'Agly montrant la rotation de la schistosité et l'intensification de la déformation vers le cisaillement principal. Photo : Y. Lagabrielle.

B. Distribution des ellipsoïdes de la déformation de part et d'autre d'un cisaillement principal.

L'étude des bandes de cisaillement a été menée dans les années 1980-1990 par des équipes françaises, de Rennes notamment, sur des exemples démonstratifs, surtout les granites syntectoniques du cisaillement sud-armoricain (granite d'Elven). L'étude détaillée de ces gneiss, déformés à l'approche d'un grand cisaillement crustal, a permis de montrer que les plans S sont recoupés par des plans de cassure et de glissement le long desquels s'effectuent des déplacements significatifs, nommés **plans C** (pour cisaillement) (*fig. 14.35*). Dans le domaine des déformations faibles, loin de la zone du cisaillement majeur, les plans C et S sont assez fortement obliques les uns par rapport aux autres ; à l'approche du contact majeur, les plans S se rapprochent des plans C, par rotation croissante de la schistosité. Les plans C deviennent plus nombreux et dans la zone de cisaillement principale, les plans C et S sont confondus, le glissement s'effectuant sur ces structures conjointes. Si la déformation continue, d'autres plans de cisaillement apparaissent, les plans C', obliques sur les premiers et dont le mouvement est synthétique du cisaillement majeur. Ces structures concernent aussi bien les décrochements crustaux, que les chevauchements et les grandes failles normales. La figure 14.33 représente l'allure des ellipsoïdes de déformation finie pour une telle zone de cisaillement ductile, montrant le caractère non homogène de la déformation.

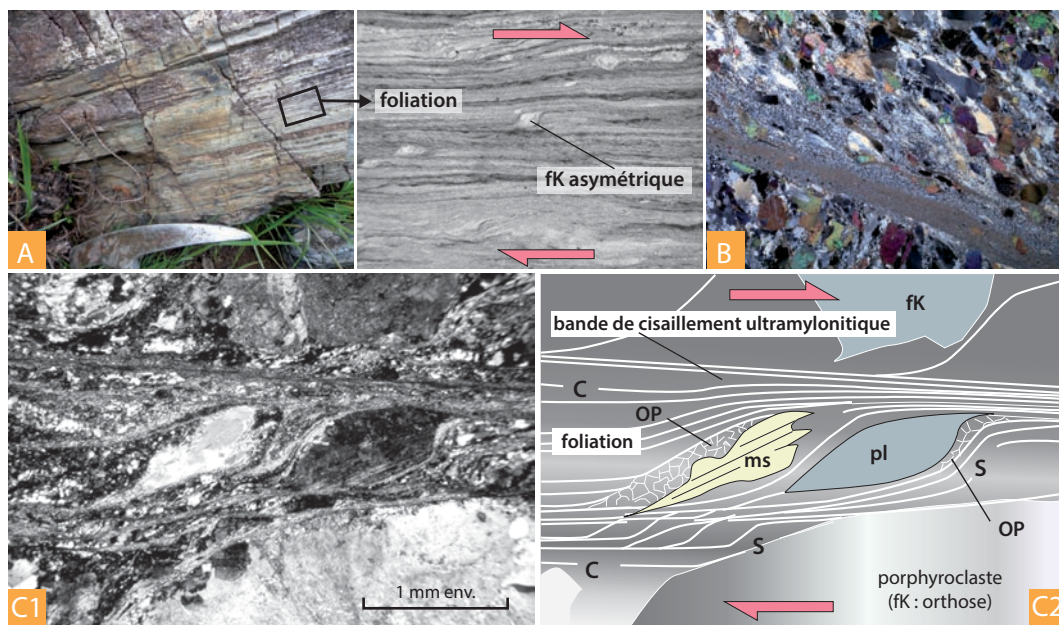


Figure 14.34 Microstructures des mylonites.

A et C. Exemple des gneiss hercyniens du Limousin. Il s'agit de granites déformés dans lesquels la déformation intervient immédiatement après la mise en place de l'intrusion, durant le refroidissement, à des températures entre 400 et 700 °C (granites syntectoniques). Lames minces de sections XZ (parallèles à la linéation d'étirement (axe X) et perpendiculaires à la foliation). En A, des feldspaths cisailés (porphyroclastes d'orthose, fk) s'orientent dans la déformation en prenant une forme asymétrique. La déformation est rotationnelle (critères de cisaillement dextre : plans C/S (voir fig. 14.36) et ombres de pression (OP) avec cristallisation de grains de quartz à l'abri des porphyroclastes (voir fig. 14.32). Les minéraux forment des alignements polycristallins de grains néoformés par recristallisation dynamique (bande de cisaillement mylonitique). En C, la déformation est plus intense. La micro-photographie de lame mince C1 montre que les bandes de cisaillement sombres et claires sont nombreuses (alternance de niveaux plus ou moins riches en néo-micas et néo-feldspaths). (C2 : schéma interprétatif de C1) Les porphyroclastes résiduels sont en nombre réduit (ms : muscovite en forme de « mica fish »). Structure typique des ultramylonites. (*Échantillons et photos*, A. Gébelin, Thèse Montpellier.)

B. Les textures mylonitiques en domaine océanique. Les gabbros de la lithosphère océanique peuvent présenter des textures mylonitiques spectaculaires, notamment dans les dorsales à expansion lente où ils subissent des déformations en relation avec l'exhumation dans les OCC, à des températures de 700-800 °C (voir chap. 11). Ce sont des flaser-gabbros. La microphotographie d'une lame mince en lumière polarisée et analysée montre une bande mylonitique dans un métagabbro de l'OCC de la ZF Atlantis obtenue par forage ODP (fig. 11.15). Les températures nécessaires à de telles déformations sont toujours plus élevées pour le matériel océanique soumis à une rhéologie dominée par les plagioclases, que pour la croûte continentale dominée par le quartz. Photos (de g. à d.) : Y. Lagabrielle, A. Gebelin, B. Ildefonse, (en bas) A. Gebelin.

Au cœur des bandes de cisaillement, où la déformation plastique est maximale, se produit une réduction considérable de la taille des grains. Les roches prennent alors une texture typique, très finement litée, où la majorité des cristaux ne sont plus visibles à l'œil nu : les **mylonites**. Une mylonite dans laquelle ne persiste aucun porphyroclaste visible est une ultramylonite. L'élément majeur des mylonites dérivant de roches plutoniques acides ou de métavolcanites est le **ruban de quartz**. Il peut être monocristallin ou pluricristallin selon qu'il dérive d'un cristal unique ou de la transposition dans la foliation d'un agrégat déjà pluriminéral. Dans la déformation, les cristaux de quartz reliques sont fracturés et les quartz néoformés croissent sous la contrainte : la roche se caractérise alors par une grande homogénéité dans l'orientation des axes cristallographiques *c*. Le type d'orientation préférentielle dépend des conditions de température (en général > 350-400 °C). Les axes *c* sont souvent orientés dans la direction du transport.

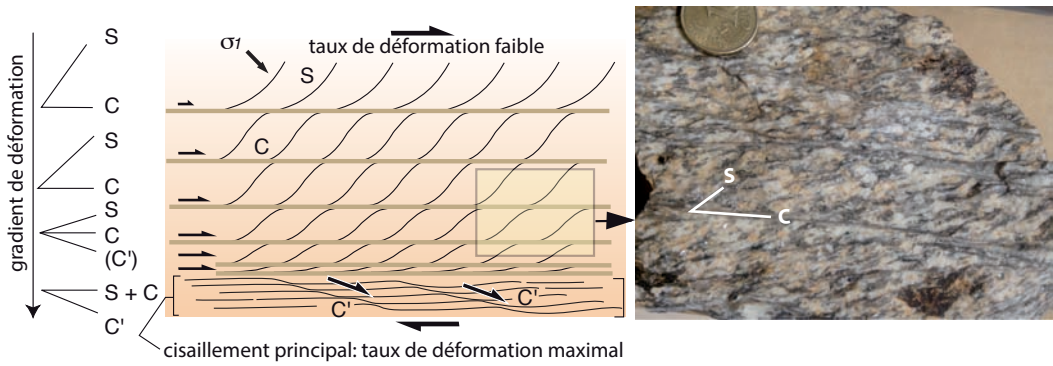


Figure 14.35 Les structures C/S dans les granites soumis à une déformation lors de leur refroidissement.

La fabrique comporte d'abord des plans de schistosité (S) correspondant au plan d'aplatissement de la matière. Puis, apparaissent des plans de glissement ou de cisaillement (C). Les plans S se rapprochent des plans C à déformation croissante. Dans la zone de cisaillement principale, S et C sont confondus, des plans C' apparaissent. Échantillon du granite d'Elven (cisaillement sud-armoricain, lieu de définition des plans C/S par l'école de Rennes). Photo : Y. Lagabrielle.

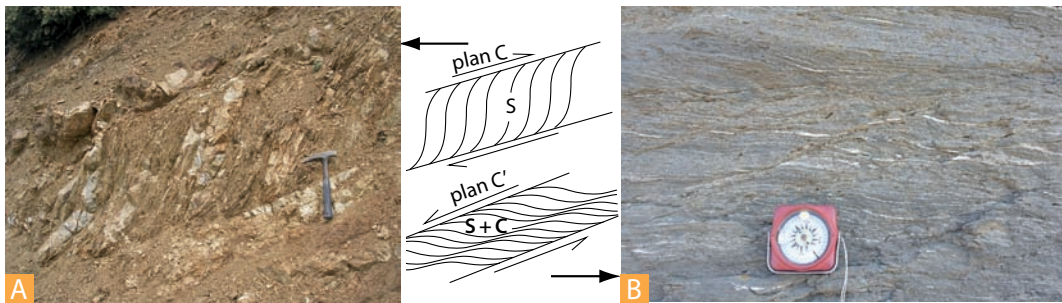


Figure 14.36 Les structures amygdalaires dans la tectonique ductile. Les plans C-S-C' et leur signification cinématique.

Les amygdales, ou lentilles de cisaillement, sont des structures communes des roches déformées en profondeur. Elles sont délimitées par des surfaces sigmoïdes de nature variée : plans S, plans C ou plans C'. Ces lentilles sont de très bons indicateurs cinématiques, mais selon la nature des surfaces sigmoïdes, leurs significations peuvent être radicalement opposées. En **A**, les faces limitées par des plans S se raccordent à des plans de cisaillements espacés (radiolarites de Grèce). En **B**, ce sont des surfaces S + C qui se branchent sur des plans C' parallèles, espacés (schistes bleus des Cyclades). Les sens de cisaillement en **A** et **B** sont opposés : raccourcissement en **A**, extension en **B**. Photos : Y. Lagabrielle (A) et C. Clerc (B).

14.4.2 Les linéations

On appelle linéation toutes les microstructures linéaires qui apparaissent au sein d'une roche. On peut distinguer quatre grands types de linéations (fig. 14.37).

- *Linéations d'intersection (L)* : par exemple intersection de la stratification (S_0) et de la schistosité ($S_0 S_1$), ou entre deux schistosités ($S_1 S_2$). Dans ce cas, on voit apparaître aussi la linéation ($S_0 S_2$).
- *Linéations d'allongement et d'étirement* : visibles si les objets constituant la roche prennent la forme d'un ellipsoïde de déformation ou bien s'ils sont étirés de façon très significative selon la direction X.
- *Linéations minérales* : minéraux orientés durant les cristallisations métamorphiques.
- *Linéations de microplissement* : une roche intensément microplissée peut présenter des charnières de microplis très anguleuses, voire crénelées.

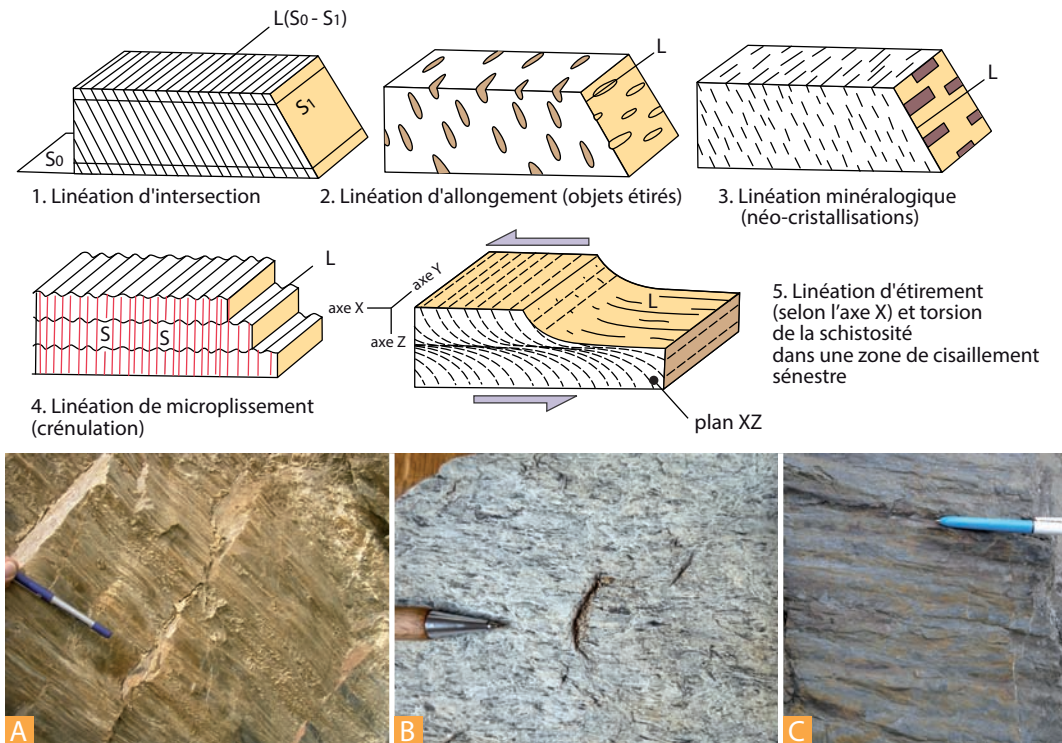


Figure 14.37 Les linéations.

Bloc-diagrammes montrant l'allure de différents types de linéation. L : linéation, S_0 : stratification, S_1 : première schistosité. (Photos : Y. Lagabriele).

- A. Linéation d'intersection entre deux schistosités (schistes paléozoïques des Pyrénées).
- B. Linéation minérale (amphiboles dans un gneiss clair du cisaillement sud-armoricain).
- C. Linéation de crénulation (flysch noir de la forêt de Boucheville, zone nord-pyrénéenne).

14.5 LA REPRÉSENTATION GÉOMETRIQUE DES OBJETS TECTONIQUES

La *direction* d'une couche est représentée par l'intersection d'un plan de stratification avec un plan horizontal quelconque. Son *pendage* est figuré par la ligne de plus grande pente d'un plan de stratification (fig. 14.38). Un pendage est défini par son *sens*, perpendiculaire à la direction de la couche, et par sa *valeur angulaire* mesurée par rapport à un plan horizontal. On peut de même définir le pendage d'une faille et indiquer la direction des stries qu'elle porte par la mesure de l'angle qu'elles font dans le plan par rapport à l'horizontale (pitch).

On a coutume de représenter les objets tectoniques et microtectoniques par les paramètres définissant leur orientation, en les regroupant sur des stéréodiagrammes (canevas) construits à partir du principe de la projection stéréographique comme indiqué sur la figure 14.38. Tous les objets se trouvent rassemblés au centre du canevas. On peut ainsi reporter des failles et leurs stries ou des plans nodaux de séismes. L'axe d'un pli peut être construit à partir de la valeur des pendages mesurés sur ses deux flancs. Il représente le pôle du plan (la normale du plan) défini par les pôles des plans de la stratification (guirlande des pôles des plans S_0).

Voir fig. 6.22

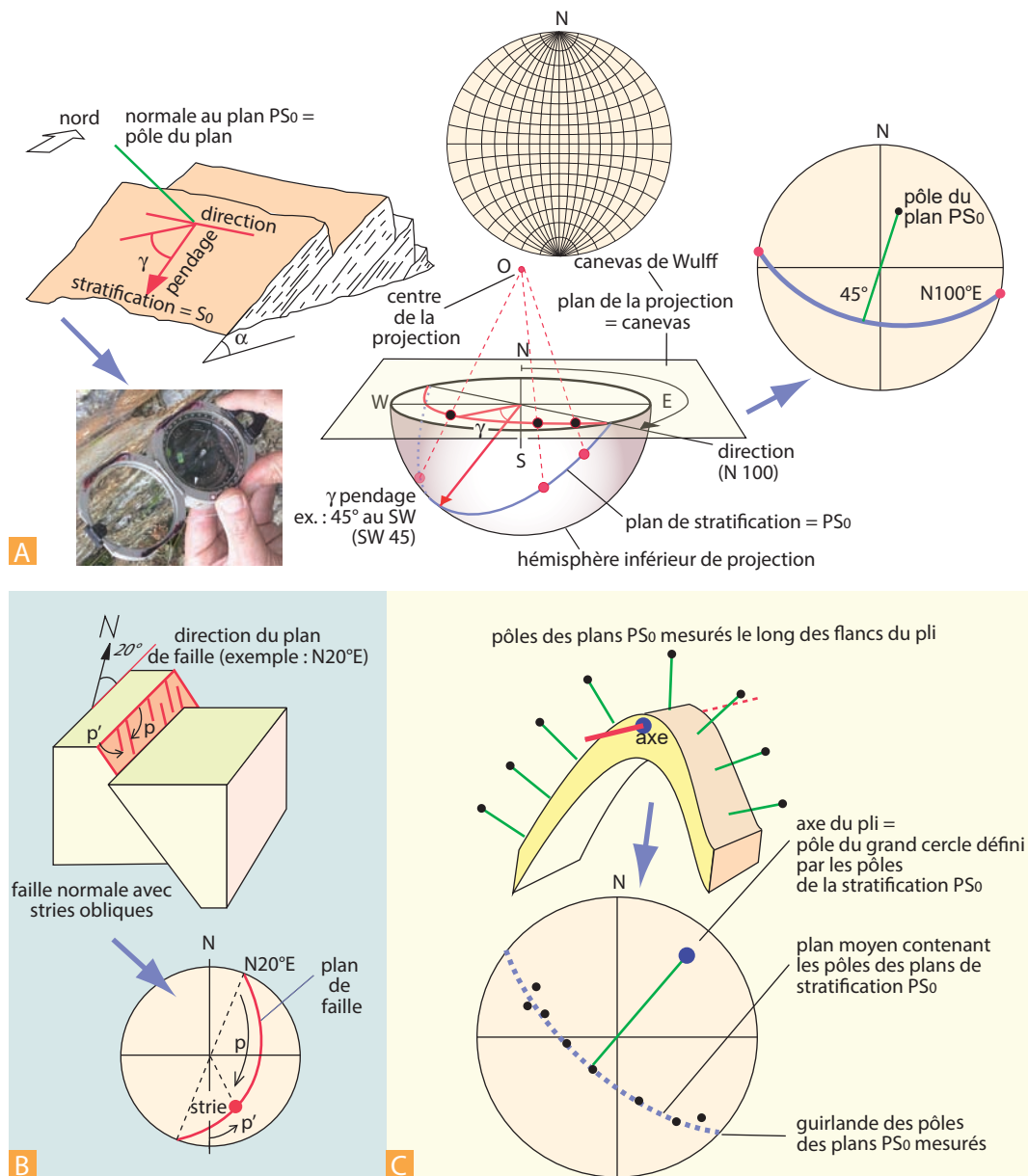


Figure 14.38 Représentation des objets tectoniques en projection stéréographique.

A. Direction et pendage des couches et principe de la représentation sur le canevas en projection stéréographique. Le canevas de Wulff est utilisé pour représenter les objets tectoniques et sismologiques.

B. Représentation d'une strie et du plan de faille porteur (p ou p' : pitch de la strie). Photo : Y. Lagabrielle.

C. Construction de l'axe d'un pli sur un canevas stéréographique par la mesure de l'orientation des plans de stratification sur les flancs de ce pli. La représentation la plus simple est celle du pôle (la normale) du plan.

14.6 TECTONIQUES SUPERPOSÉES ET HÉRITAGE

Si la structure des terrains intervient sur le relief, dans quelques cas, des morphologies anciennes, préexistantes aux contraintes, peuvent contraindre les structures ultérieures. Il s'agit du phénomène de *morphotectonique* (au sens ancien) ou interaction érosion-plissement qui a été initialement décrit par L. Lutaud en Provence. Lutaud a montré que la phase tectonique anté-oligocène s'exerça sur une surface d'érosion qui avait décapité certains anticlinaux, laissant des assises calcaires discontinues, alors qu'elle avait respecté les synclinaux intercalés. À la faveur de couches plastiques (Trias), un des flancs de l'anticlinal put alors chevaucher le synclinal voisin, au fond duquel s'étaient déposés des sédiments continentaux provenant de l'érosion de l'anticlinal (fig. 14.39).

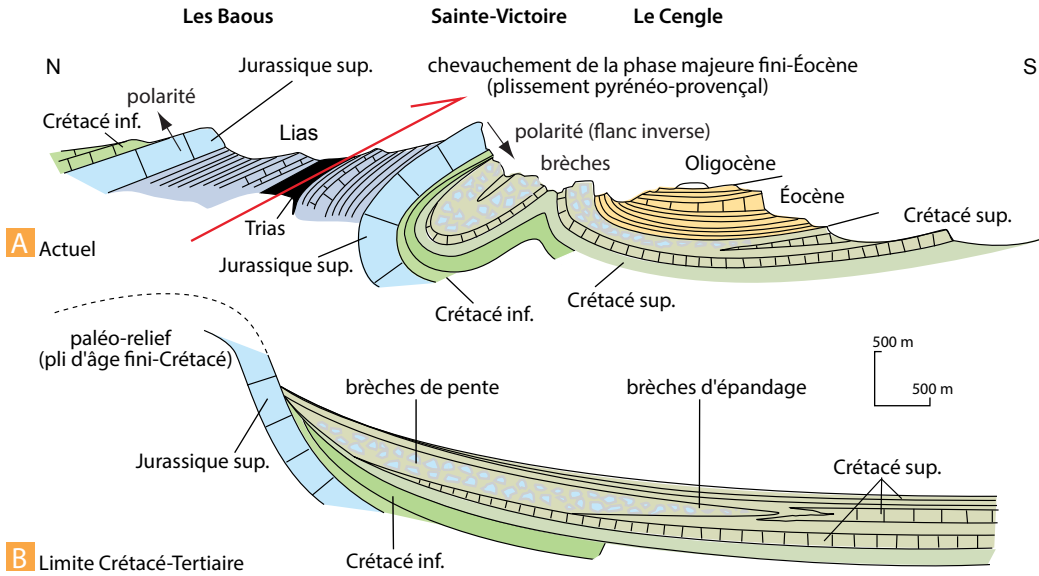


Figure 14.39 L'héritage structural.

Exemple de relations tectoniques-sédimentation et de tectoniques superposées en Provence (cas de la montagne Sainte-Victoire). (Coupes d'après Aubouin et al., 1975.)

Dans le Jura, il arrive souvent que la partie la plus élevée d'une assise calcaire, rendue discontinue par l'érosion, glisse sur les flancs d'un anticlinal, la position originelle des couches étant respectée. On a proposé le terme de **décoiffement** pour caractériser cette structure qui se distingue ainsi de la **collapse structure** dont le « **chapeau de gendarme** » est un exemple jurassien. Il s'agit du surplissement d'une couche plus « plastique », par glissement gravitaire sur le flanc d'un pli. Ce sont donc des structures tectoniques superficielles, d'origine gravitaire.

Une phase tectonique peut le plus souvent reprendre et déformer des structures héritées d'une phase antérieure. Ainsi, toujours dans le Jura, la tectonique finale s'applique souvent sur une structure préalablement faillée, permettant une tectonique de rampe. Il en résulte l'écrasement des compartiments plus faibles et la déformation des couches incompetentes, accidents décrits sous le nom de **pincée**, **faille-pli**, et **ancrage**.

L'héritage est un phénomène essentiel dans l'inversion tectonique. La structure des bassins ou des marges continentales conditionne en effet la position des accidents compressifs ultérieurs. Ces aspects sont rappelés dans la figure 15.2 en prenant pour exemple le cas des Alpes de l'Oisans. On se reportera également au chapitre 12 où sont abordées les questions relatives aux profils rhéologiques initiaux de la lithosphère et à leur variabilité lors de la déformation.



14.7 TECTONIQUE ET MORPHOLOGIE

14.7.1 Géomorphologie des régions plissées

Voir fig. 15.16
et 15.17

Les rapports existant entre la morphologie d'une région et la structure des terrains sont variables. Le relief d'une région plissée peut être **conforme** à la structure ; les anticlinaux sont en relief et les synclinaux en creux. C'est le cas pour le **relief jurassien**, avec morphologie caractéristique : crêts ou monts, vals, combes, cluses, ruz. Mais si la lithologie s'y prête et que l'érosion est intense, on peut observer un relief **inverse** : vallées anticlinales (pays de Bray) et synclinaux perchés, comme c'est souvent le cas dans les zones externes des Alpes : Bauges, Chartreuse, Vercors, on parle alors de **relief subalpin** (fig. 14.41). On se référera à la figure 14.42 et 26.9 pour la terminologie utilisée dans la description du réseau hydrologique. Lorsque l'érosion a totalement aplani les reliefs en arasant les anticlinaux et les synclinaux, il reste une pénéplaine. Celle-ci peut être rajeunie par surrection ou par baisse du niveau de base des rivières. Dans ce cas, la reprise d'érosion met les flancs des plis en léger relief. On obtient un relief de type appalachien.

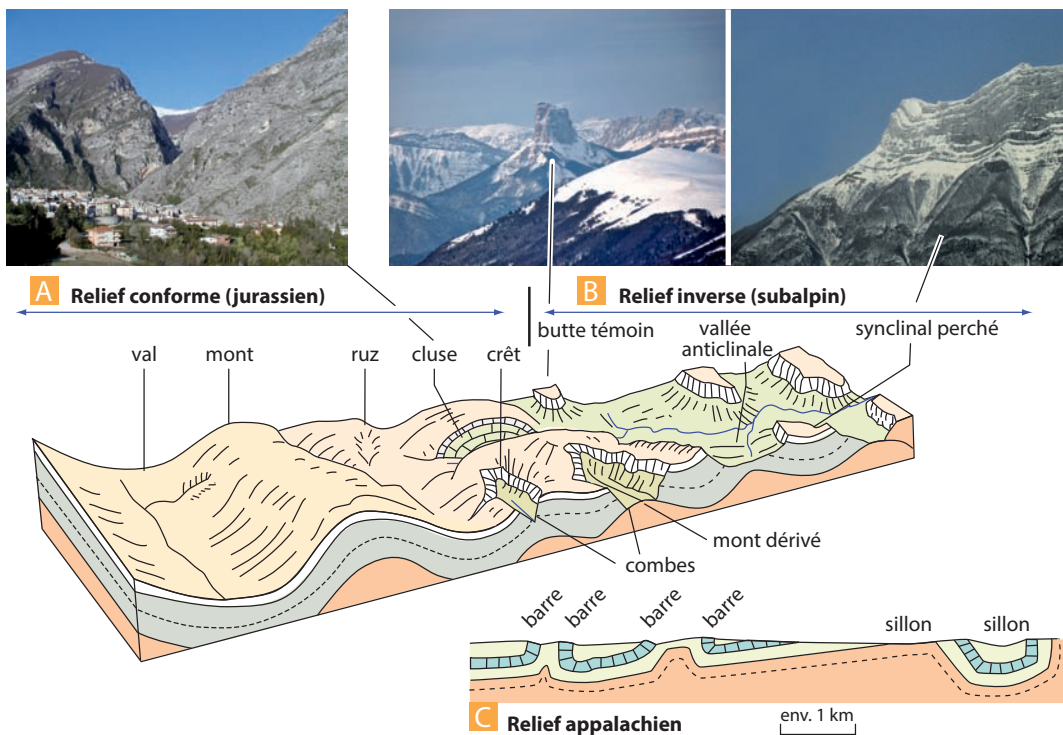


Figure 14.40 Les formes du relief en région plissée.

A. Relief conforme. Photo : P. Labaume. **B.** Relief inverse (subalpin). Photos : Y. Lagabrielle. **C.** Relief appalachien : évolution ultime du relief d'une région plissée par aplatissement, puis par une légère reprise d'érosion.

Illustrations photographiques, de gauche à droite : (1) une cluse ouverte au sein d'une dalle de calcaires dans les Appenins septentrionaux ; (2) le mont Aiguille (2 087 m) est une « butte témoin » typique isolée du reste de la dalle urgonienne formant les plateaux du Vercors par des rivières entaillant les terrains plus marneux à sa base ; (3) le synclinal perché, en calcaire urgonien, de l'Arclusaz, au sud des Bauges, domine la vallée de l'Isère. La pente du relief est essentiellement dans les marnes et calcaires de l'Hauterivien (voir localisation sur la coupe de la figure 14.41).

L'opposition relief jurassien/relief subalpin est principalement liée à la différence lithologique des séries sédimentaires des deux régions. Dans le cas du Jura, il s'agit d'une alternance régulière (couches de l'ordre de la dizaine à quelques dizaines de mètres) de niveaux durs calcaires et de niveaux marneux ou argileux. Pour la zone subalpine, il existe deux barres calcaires (dures) importantes (100 à 400 m d'épaisseur) : la barre du Tithonien (Jurassique supérieur) et celle de l'Urgonien (Crétacé inférieur) séparées par d'importantes épaisseurs de marnes plus tendres.

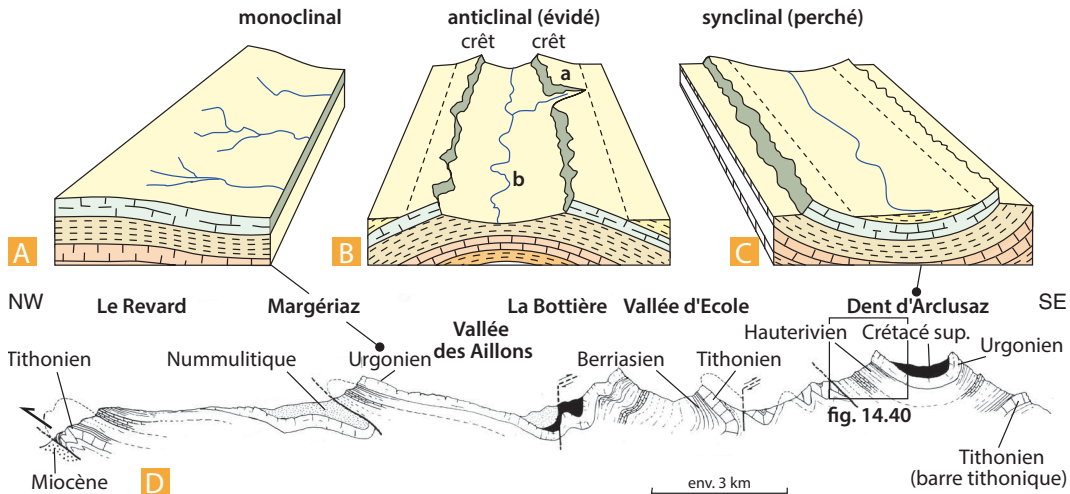


Figure 14.41 Écoulement des cours d'eau et formes du relief en zone plissée.

- A.** Monoclinale ou flexure. Cours d'eau conséquent (écoulement parallèle au pendage).
- B.** Anticlinale. Dans une combe dégagée par l'érosion et bordée par deux crêtes, cours d'eau obsequent (a : écoulement contraire au pendage) et subséquent (b : dans l'axe des couches).
- C.** Synclinal dégagé et perché. Cours d'eau subséquent.
- D.** Exemple de concordances et d'inversions de reliefs le long d'une coupe des chaînes subalpines dans les Bauges (localisation fig. 14.20, et localisation du cliché de la figure 14.40). (Coupe d'après J. Debeltmas, 1974.)

14.7.2 Tectonique active et morphologie : la morphotectonique

Depuis très longtemps, l'Homme s'est préoccupé des mouvements récents de la croûte terrestre (voir par exemple les interrogations de Darwin dès 1844 non seulement sur les atolls du Pacifique, mais également sur les côtes soulevées de l'Amérique du Sud (*Observation on South America*, Smith Elder and Co, ed.). La géomorphologie appliquée à la néotectonique est donc une discipline ancienne, et de nombreux scientifiques ont travaillé sur les questions des mouvements récents révélés par l'étude des formes du relief, notamment dans tout le bassin méditerranéen où les marques de mouvements plio-quaternaires (moins de 5 Ma) sont souvent bien visibles (conglomérats littoraux, plages, récifs et encoches soulevés, surfaces d'érosion perchées et inversion de reliefs, incisions récentes par les rivières, escarpements de failles actives, etc.). Les progrès de la recherche ont permis de passer en une vingtaine d'années de la morphologie essentiellement descriptive à la *morphotectonique* (au sens nouveau, voir ci-dessus, § 14.6), dont l'ambition est de quantifier les vitesses des mouvements tectoniques et des processus d'érosion responsables des modifications récentes des paysages géologiques. Ces recherches sont indispensables dans les régions où l'aléa et le risque sismiques sont élevés. Elles contribuent à mieux connaître la vitesse moyenne des déplacements sur les failles actives.

Ce paragraphe présente quelques éléments utilisés dans une approche dynamique de la géomorphologie. Il n'a pas la prétention d'être exhaustif, surtout en raison du fait que les progrès réalisés récemment nécessiteraient un développement plus spécifique hors de propos ici.

Les recherches en morphotectonique continentale ont des connexions très étroites avec la morphologie descriptive, la géodésie, la sismotectonique, la pédologie, la paléoclimatologie, l'hydrologie et souvent même l'archéologie. Puisqu'il s'agit de décrire l'évolution de paysages récents pour en quantifier les processus d'évolution, une très bonne maîtrise de ces différentes disciplines est indispensable pour proposer des résultats dignes de foi concernant les vitesses de déformation. Cela est particulièrement vrai pour les régions où ces vitesses sont faibles, parfois plus lentes que les processus de l'érosion qui tendent alors inmanquablement à masquer les traces tectoniques, rendant le travail du morphotectonicien extrêmement délicat.

Des accélérations marquées des processus de l'érosion rendues visibles par des empreintes claires dans les paysages (incisions, inversions de relief, capture) peuvent être dues à des perturbations climatiques (glaciations, débâcles postglaciaires), à des phénomènes volcaniques (éruptions, mise en place de coulées modifiant la topographie), ou à des mouvements tectoniques horizontaux et verticaux du substrat qui induisent des variations dans les paramètres morphologiques. Ces diverses causes impliquent un changement par rapport à un niveau hydrologique de référence (niveau de base), augmentant ou diminuant le potentiel de l'érosion.

Concernant uniquement les processus tectoniques, il peut s'agir selon l'échelle :

- soit de l'apparition ou de la modification d'un relief dû à une faille (rupture de surface uniquement dans le cas d'un très fort séisme, voir *fig. 6.5*) et bien évidemment uniquement dans les zones de déformation actuelle intense de la lithosphère (Himalaya, Tibet, Californie, Basin and Ranges, Andes, Anatolie, Asie centrale, Indonésie, Philippines, Alaska, Grèce, etc.) ;
- soit d'une variation de la pente locale (par cumul de mouvements faibles sur une faille peu active), c'est le cas des zones orogéniques à déformation lente (la France du Sud par exemple) ;
- soit d'une surrection ou d'un affaissement régional (mouvements verticaux régionaux de type rebond postglaciaire, flexure d'avant-chaîne, effet de point chaud, comme c'est le cas pour le soulèvement néogène du Massif central, etc.).

Les progrès les plus marquants de ces dernières années en termes de connaissances de vitesses de mouvements verticaux et horizontaux ont été réalisés grâce à plusieurs méthodes.

- L'emploi du GPS qui a permis de mesurer des vitesses moyennes sur des failles depuis pratiquement 30 ans. Un des apports essentiels est de pouvoir montrer le « partitionnement » de la déformation sur plusieurs failles fonctionnant dans une zone de frontière majeure (exemple des diverses failles du Tibet dans le cadre de la frontière Inde-Eurasie).
- L'étude des traces de fission dans les apatites (et les zircons) qui permettent de connaître les vitesses d'exhumation de plutons et donc d'estimer des vitesses de remontée correspondante (10 mm/an pour la zone centrale de l'île de Taiwan, soit 10 km en 1 Ma). Sous le microscope, on compte dans les apatites les traces laissées dans le réseau cristallin par la désintégration d'atomes d'uranium radioactifs. Pour une concentration en uranium donnée, la densité des traces augmente avec le temps, mais le système n'enregistre qu'en dessous de 150 °C. On date ainsi le passage des roches sous cet isotherme, et donc l'exhumation. La même méthode avec les zircons, est valable pour des températures de 250 +/- 50 °C.
- L'emploi des isotopes cosmogéniques (par exemple ^{10}Be , ^{36}Cl ou ^{28}Al) qui permettent de mesurer des temps d'exposition à l'air libre de surfaces particulières (miroirs de faille, galets de rivières, blocs de moraines, éléments de cônes alluviaux ou de cônes d'éboulis). Dans la méthode ^{10}Be on s'intéresse à l'isotope du Be (béryllium) produit *in situ* dans les cristaux de quartz par exposition aux rayonnements cosmiques. La méthode est assez complexe (mesures isotopiques sur grain de quartz dissous par spectrométrie de masse). Elle nécessite des roches riches en quartz et doit s'effectuer sur des échantillons provenant de profils verticaux de sols, de façon à mesurer la décrois-



Voir chap. 15



Voir chap. 5

sance de l'effet d'exposition. Elle permet de dater des surfaces récentes de moins de 1 Ma et ainsi de quantifier des processus d'érosion et de dater des événements morphologiques (début et fin de processus d'incision, date de capture de rivières, date de création de nouvelles terrasses, etc.).

- La réalisation de nombreuses tranchées à travers des reliefs liés à des failles supposées actives, permettant d'étudier en détail la géométrie d'une faille et la superposition tectonique de niveaux datables pour les plus récents au ^{14}C (bois, os). Cette technique est la base de la paléosismologie qui cherche à déterminer les séismes anciens et donc les temps de récurrence des gros événements sur les failles connues.
- L'étude des récifs soulevés (ou ennoyés), dont les datations par ^{14}C (avant 50 000 ans) et U/Th (pour les coraux plus anciens, jusqu'à 300 000 ans), permet de reconstituer les surrections ou subsidence des littoraux tropicaux (exemples de la péninsule de Huon, site de référence en Papouasie-Nouvelle-Guinée, du Vanuatu, de la Barbade, de Tahiti, etc.). En même temps, on y étudie les modifications quaternaires du niveau moyen de la mer.

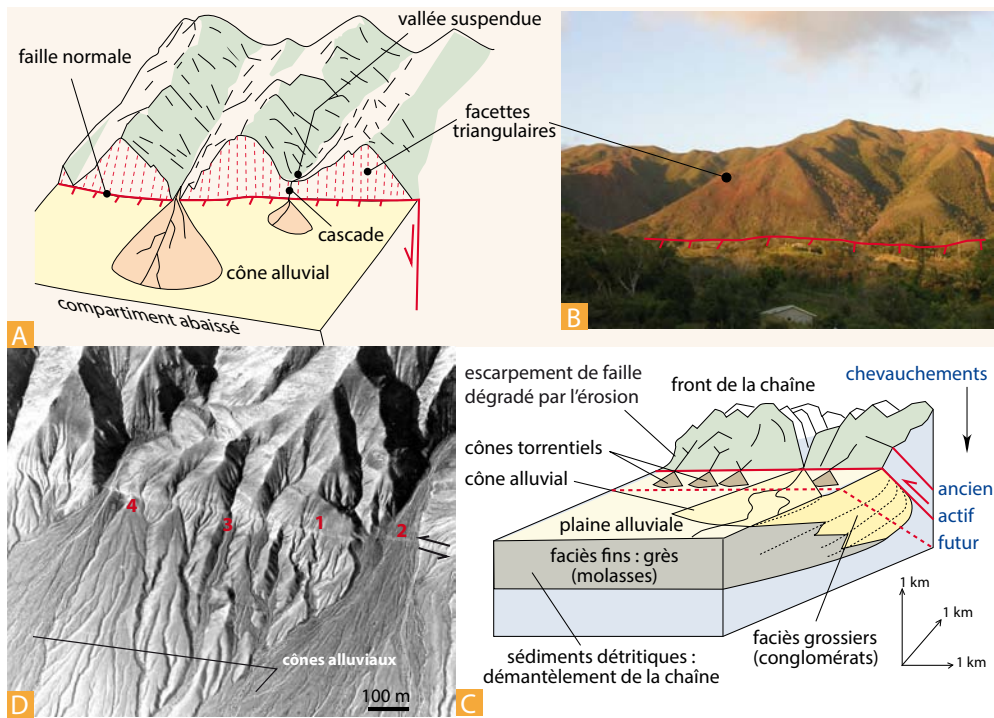


Figure 14.42 La morphotectonique.

Quelques exemples de structures morphologiques et leurs relations avec la tectonique active dans trois contextes bien distincts : A et B. extension, C. compression et D. décrochement.

A. Développement des facettes triangulaires. Commentaires dans le texte.

B. Vue sur l'escarpement principal limitant les ophiolites de Nouvelle-Calédonie au niveau du sud de la grande Terre (faille de Saint-Louis). Photo : Y. Lagabrielle.

C. Exemple théorique des relations entre un front de chaîne de montagne et les produits de son démantèlement (cônes torrentiels et alluviaux). La chaîne chevauche progressivement ses propres débris (*inspiré de Delcaillau, 2004*).

D. Photo aérienne (1958) de la faille de Bogd dans le Gobi Altaï (Mongolie). Comme les failles de l'Al'tyn Tagh et du Kun Lun plus au sud, cette faille sénestre de 600 km de long permet l'extrusion de la région nord himalayenne (plateau du Tibet), qui coulisse vers l'est sous la poussée de la plaque Inde. Les datations des cônes décalés par radionucléides cosmogéniques produits *in situ* indiquent que la faille fonctionne à 1,2 mm/an. On reconnaît les indices de mouvement plus ou moins récents suivants (1 et 2, décalages les plus récents, 3 et 4, décalages cumulés) : 1. trace de la faille dans les alluvions récentes, 2. décalage sénestre du cours actuel du chenal, 3. incision déconnectée du tributaire, 4. apex de cône isolé (*doc. J.F. Ritz*).

- L'approche paléomagnétique qui permet dans des conditions favorables et par comparaison avec des sites de référence, de retrouver les inversions magnétiques et ainsi de dater des séquences continentales les plus récentes. Cette méthode est efficace dans les séquences de loëss (Chine, Argentine), mais également dans les sédiments de lacs et dans les coraux.

Marqueurs morphologiques de déplacements récents

Selon les contextes géodynamiques, les morphotectoniciens utilisent différents types de marques laissées par les mouvements récents sur la morphologie (fig. 14.42).

a) En régime de décrochement

Pour calculer la vitesse moyenne de déformation sur le long terme, on mesure le décalage horizontal des cônes alluviaux et des rivières par des failles verticales (exemple des failles de l'Altyr Tagh et du Kun Lun au Tibet, de la faille de Bogd en Mongolie (fig. 15.7), de la faille de San Andreas en Californie (fig. 7.9) et de la faille d'Atacama au nord du Chili.

b) En régime extensif

Le fonctionnement conjoint d'une faille normale (ou normale-décrochante) et d'un réseau fluvial qui recoupe l'escarpement de faille durant sa croissance conduit à l'incision du plan de faille durant son exhumation progressive et à l'individualisation d'une série de facettes en forme de triangle, dites *facettes triangulaires*. Selon leur âge et l'intensité de l'érosion, ces facettes seront plus ou moins bien conservées. L'interprétation dynamique de cette forme de relief suppose que l'on puisse montrer que les facettes sont bien des résidus de plans de faille (on doit y montrer la présence de stries ou de brèches de faille). De belles facettes sont connues dans le Basin and Range et en Grèce (zones en extension active), et également dans les Andes du Pérou, le long de la Cordillère Blanche, où se produit de l'extension active au sein du système compressif andin.

c) En régime compressif

Les chevauchements actifs sont le plus souvent localisés au pied des reliefs les plus jeunes et peuvent recouper les cônes alluviaux construits par les rivières qui érodent ces reliefs. Ils laissent en général des traces bien visibles dans la morphologie en créant des marches dans les cônes alluviaux ou dans le lit des rivières principales, sous la forme de terrasses soulevées, elles-mêmes ré-incisées par les cours d'eau (cas du front de l'Himalaya – Siwaliks –, ou du Tien Shan)

L'étude du profil en long des rivières renseigne également sur les mouvements récents de la croûte (*courbes hypsométriques*). Des perturbations importantes de la pente d'un cours d'eau peuvent révéler des mouvements récents (cascades, rapides). Dans ce cas, il faut s'assurer que la cause de la variation du profil n'est pas d'origine purement lithologique (roche plus dure) ou qu'il ne s'agit pas d'un héritage morphologique ancien (verrou glaciaire par exemple). Il faut également considérer que le point de rupture de pente (*knick point* des Anglo-Saxons) peut migrer rapidement vers l'amont du cours d'eau par érosion régressive. C'est le cas pour les chutes du Niagara, qui ont rapidement reculé depuis la fin de la dernière glaciation. Dans ce cas, la correspondance entre la perturbation tectonique ou morphologique et le marqueur morphologique n'existe plus.



Voir chap. 26

À retenir

- La microtectonique étudie les déformations à l'échelle de l'échantillon ou de la lame mince (linéations, schistosité et foliation) et tente de les relier aux mégastructures afin d'en connaître la cinématique et le régime de contraintes.
- La déformation cassante se fait par des fractures qui peuvent être fermées, avec déplacement (failles). Les fissures sont en général verticales et ne peuvent se produire qu'à la surface de la lithosphère, dans le domaine où la pression de confinement est nulle.

- ▶ Les failles sont classées en fonction du pendage du plan de faille par rapport aux couches et de la nature des rejets verticaux et horizontaux. Elles sont de type normal, inverse ou décrochant. Les groupements de failles peuvent aboutir à des zones abaissées (graben) ou surélevées (horst). Les brèches de faille sont dues au broyage mécanique des roches entre les blocs en mouvement.
- ▶ Dans les chaînes de montagnes, il se produit souvent des décollements entre des unités autochtones et des unités allochtones qui reposent sur les précédentes en contact anormal par chevauchement ou charriage en fonction de l'importance du déplacement. En fonction de la présence ou de l'absence d'un niveau de décollement (couche savon), la couverture peut avoir une tectonique propre, insensible à des accidents du socle (style de couverture) ou rester adhérente (tégument) au socle (tectonique de socle). La klippe est la « butte témoin » de la nappe de charriage ; elle est préservée de l'érosion à l'avant du corps principal de la nappe. La fenêtre laisse voir le substratum *autochtone* de la nappe. Dans les groupements de failles et de plis, à l'image d'un escalier, la rampe est la partie pentue du système rampe-palier. La rampe est la faille permettant l'épaississement d'une séquence sédimentaire soumise à la compression.
- ▶ La déformation ductile du domaine superficiel se fait par des plis définis par leur forme convexe ou concave (antiforme et synforme) et par l'âge de couches au centre (anticlinal vs. synclinal). Les différents types de plis sont définis à partir du pendage du plan axial et des flancs. Les plis peuvent se grouper en ensembles à disposition synclinale (synclinorium) ou anticlinale (anticlinorium). Les plis semblables sont « empilables » à l'infini en raison de l'amincissement des flancs, alors que dans le pli concentrique, la matière est parfois « comprimée » au cœur du pli. Un pli concentrique, armé par une couche très compétente, peut voir du plissement disharmonique en son centre. La géométrie des plis en S ou en Z peut servir de critère cinématique.
- ▶ La déformation ductile du domaine profond se caractérise par le développement des structures planaires ou linéaires : schistosité, foliation et linéation. La géométrie propre de ces objets et les relations qu'ils présentent entre eux permettent souvent de déduire des sens de déplacement au sein des unités déformées.
- ▶ La schistosité syn-plissement est le plus souvent de plan axial : elle est parallèle à l'axe des plis formés durant la phase de plissement (plissement synschisteux). Des plis à axe courbe naissent dans les domaines très déformés. Les bandes de cisaillement sont les structures dominantes lors la déformation de la croûte continentale profonde. Au cœur de ces bandes, les mylonites montrent une réduction considérable de la taille des grains, accompagnée de néocristallisations.
- ▶ Du point de vue morphologique, le relief peut être conforme aux structures (anticlinaux en relief, synclinaux en creux, style jurassien) ou contraire (style subalpin). Enfin des morphologies préexistantes aux contraintes peuvent induire des styles tectoniques (érosion du cœur d'anticlinaux créacés localisant les chevauchements tertiaires provençaux).
- ▶ La morphotectonique (au sens moderne) étudie les effets de la déformation récente ou active sur les formes du relief et tente de les quantifier par des méthodes de datation rigoureuses.