

La déformation des roches

Loïc Labrousse

Professeur à Sorbonne Université

Philippe Yamato

Professeur à l'université de Rennes

Préface de **Laurent Jolivet**

Professeur à Sorbonne Université, membre de
l'Institut universitaire de France

DUNOD



Ressources numériques. Comment y accéder ?

Pour aller plus loin et mettre toutes les chances de votre côté pour réussir l'examen, des compléments sont disponibles sur le site www.dunod.com/EAN/9782100854219.

Connectez-vous à la page de l'ouvrage (grâce aux menus déroulants, ou en saisissant le titre, l'auteur ou l'ISBN dans le champ de recherche de la page d'accueil). Sur la page de l'ouvrage, cliquez sur le logo « Les + en ligne ».



NOUS NOUS ENGAGEONS EN FAVEUR DE L'ENVIRONNEMENT :



PAPIER CERTIFIÉ

Nos livres sont imprimés sur des papiers certifiés pour réduire notre impact sur l'environnement.



Le format de nos ouvrages est pensé afin d'optimiser l'utilisation du papier.



Depuis plus de 30 ans, nous imprimons 70 % de nos livres en France et 25 % en Europe et nous mettons tout en œuvre pour augmenter cet engagement auprès des imprimeurs français.



Nous limitons l'utilisation du plastique sur nos ouvrages (film sur les couvertures et les livres).



Table des matières

Préface de Laurent Jolivet VIII

Avant-propos X

Partie I

Les marqueurs de la déformation : observation et terminologie

1	Les marqueurs de la déformation « cassante »	1
	1. Les failles	1
	2. Les fentes de tension et les veines : indices de précipitation	14
	3. Les stylolithes : marqueurs de dissolution	17
2	Les marqueurs de la déformation « ductile »	19
	1. Schistosité et linéation : les marqueurs des directions de déformation finie	19
	2. Le cisaillement dans la déformation ductile	24
	3. Les critères de cisaillement	29
	4. Les gradients de déformation : indices des mécanismes de localisation de la déformation	35
3	Les déformations « périodiques »	39
	1. Les plis	40
	2. Les boudins et les mullions	52

Partie II

La mesure de la déformation à toutes les échelles

4	Définir la déformation	56
	1. Déformation et déplacement	56
	2. Finie, instantanée, incrémentale, vraie... de si nombreuses déformations	59

3.	Du champ de déplacement au champ de déformation	62
4.	Déformation rotationnelle ou coaxiale	77
5.	Des coefficients de la matrice de déformation aux paramètres du tenseur des déformations	81
5	Quantifier la déformation instantanée	84
1.	Les données des séismes	84
2.	Les données de terrain : estimations ponctuelles et complètes	90
3.	Les données de géodésie spatiale	92
4.	Les données d'interférométrie : des estimations régionales mais partielles	97
5.	Les différents types de glissements sur les failles	98
6	Quantifier la déformation long terme	103
1.	Détermination de l'orientation des axes principaux de la déformation	103
2.	Détermination des rapports d'aspects des axes de l'ellipsoïde de la déformation finie	107
3.	Détermination de la part rotationnelle de la déformation	112
7	Quantifier la déformation à l'échelle des minéraux	116
1.	Méthodes de mesure des orientations cristallographiques	117
2.	Quantification des fabriques grâce à l'analyse EBSD	121
3.	Estimation de la déformation finie à l'échelle des agrégats	124
8	Quantifier la vitesse de déformation	127
1.	Définitions et grandeurs utiles	127
2.	La vitesse des déformations court terme	130
3.	Les vitesses de la déformation long terme	132

Partie III

De la déformation aux états de contrainte

9	Définitions et représentation des contraintes	136
	1. Contrainte et état de contraintes	136
	2. Représentation des contraintes : le diagramme de Mohr	144
10	Méthodes et données de rhéologie expérimentale	146
	1. Les différents appareils expérimentaux	146
	2. Les données obtenues	153
	3. Les courbes déformation-contrainte différentielle	156
11	Les comportements mécaniques	159
	1. Déformation réversible et comportement élastique	159
	2. Les comportements associés à la déformation irréversible	163
	3. Le comportement complexe des roches	166

Partie IV

Les processus de déformation des roches

12	Les paramètres de contrôle des résistances des agrégats minéraux	178
	1. Effets de la pression et de la température dans le domaine élastique	179
	2. Effets de la pression et de la température dans le domaine frictionnel	184
	3. Effets de la pression et de la température dans le domaine du fluage	186
	4. Le régime des fluides	188
	5. La taille des grains	190

13	Les mécanismes de déformation à l'échelle de l'agrégat et leurs signatures	192
	1. De la fracturation des agrégats au frottement sur les failles	193
	2. Le comportement plastique : critères et lois de fluage	202
	3. Le fluage-dislocation à haute température et fortes vitesses de déformation	210
	4. Le fluage-diffusion à hautes températures et basses vitesses de déformation	219
	5. La dissolution-précipitation en présence de fluides	222
	6. Cartes de déformation, transitions et comportement des mélanges	224
14	Quantifier les états de contrainte	231
	1. Les minéraux en inclusions gardent une déformation élastique	232
	2. La reconstitution des états de contraintes à partir de la déformation active	238
	3. La reconstitution des tenseurs des contraintes à partir des populations de faille	240
	4. Retrouver l'amplitude de la contrainte différentielle long terme : les paléopiézomètres	243
15	Les transformations des roches au cours de la déformation	248
	1. Les transformations des roches sont contrôlées par la déformation	249
	2. Les transformations modifient la résistance des agrégats	259
	3. Couplages thermo-mécaniques entre déformation et transformation des roches	270

Partie V

De la modélisation de la déformation à la définition mécanique de la lithosphère

16	La modélisation de la déformation des roches	278
	1. Différents types de modèles	278
	2. Conditions initiales et conditions aux limites	282
	3. La modélisation analogique	282
	4. La modélisation numérique	287
17	La dynamique des déformations	296
	1. La dynamique du glissement co-sismique	296
	2. La croissance des failles	303
	3. L'évolution des bandes de cisaillement	303
	4. L'amplification des déformations périodiques	308
18	Les modèles mécaniques de la lithosphère	314
	1. Plusieurs définitions pour la lithosphère	314
	2. La notion d'épaisseur élastique équivalente	316
	3. Les enveloppes rhéologiques de la lithosphère	321
	4. Correspondance entre épaisseur élastique équivalente et enveloppes rhéologiques	327
	Références bibliographiques	332
	Index	338

Préface de Laurent Jolivet

La tectonique aujourd'hui se confond progressivement avec la géodynamique. D'une discipline focalisée sur la description des structures, donc sur la déformation et les déplacements, elle a intégré l'étude des forces gouvernant la formation des chaînes de montagnes ou des océans. Un tectonicien au XXI^e siècle se doit de chercher à comprendre le moteur de la tectonique et les interactions entre la convection mantellique, les mouvements des plaques et les déformations des roches qui en résultent. Il doit maîtriser à la fois les techniques d'observations sur le terrain, les méthodes d'analyse fournissant des informations sur l'histoire pression-température des unités tectoniques, ainsi que les processus physiques mis en jeu. Il doit surtout être capable de parler et d'interagir avec ses collègues des autres disciplines que sont la sismologie, la géodésie spatiale, la pétrologie... La tectonique a de tout temps été intégratrice des avancées de ces autres disciplines des sciences de la Terre. Sans stratigraphie, il n'y aurait pas eu de tectonique, pas de découvertes des nappes de charriage à la fin du XIX^e siècle. Sans géophysique marine, la tectonique des plaques n'aurait pu voir le jour dans les années soixante. Sans déformation expérimentale en laboratoire, on n'aurait pu montrer que les roches se comportent comme des fluides sur les longues durées des temps géologiques et que le manteau est capable de convecter.

Ce nouvel ouvrage de Loïc Labrousse et Philippe Yamato associe avec une pédagogie efficace les différentes facettes du métier d'un tectonicien, des observations sur le terrain à la modélisation numérique et analogique, de la géométrie des structures ductiles et cassantes à la thermodynamique des transformations des roches pendant la déformation. On y trouvera aussi bien des informations de base sur les failles et les structures ductiles que sur l'approche de la déformation à l'aide des séismes et de la géodésie spatiale, ou sur les expériences de déformation à différentes conditions de pression et température en laboratoire, ou encore sur les lois rhéologiques qui servent de base à la modélisation numérique.

Ce livre est donc original dans le paysage actuel des manuels destinés aux étudiants et formateurs et il remplit parfaitement son office. Le texte est rédigé de façon simple et efficace et les figures sont remarquablement didactiques. Les encarts et exercices sont utiles et efficacement présentés pour aller plus loin dans la compréhension des processus physiques à l'œuvre. La grande expérience d'enseignants et de chercheurs des deux auteurs est magnifiquement mise à profit pour nous donner une vision complète de l'approche de la déformation et des

contraintes. On en ressort avec une vue synthétique et simple de l'étude des processus complexes qui régissent le fonctionnement de la lithosphère en tant qu'objet tectonique.

Ce nouveau manuel donnera au lecteur, étudiants et formateurs, toutes les informations nécessaires pour se lancer dans des études de tectonique avec les outils d'aujourd'hui ou pour transmettre à leur tour ce savoir, sans oublier les méthodes traditionnelles. Les nombreuses innovations des dernières décennies dans les méthodes d'analyse des roches et de leurs structures, ainsi que la puissance des ordinateurs et des satellites, ne doivent pas nous faire oublier l'importance d'observations fiables acquises sur le terrain. On a trop souvent tendance à ne privilégier que ce qui est nouveau et à laisser de côté ce qui fait la base de notre travail, l'observation sur le terrain, avec les méthodes des structuralistes ou celles des géophysiciens, la seule source de questions scientifiques de premier ordre. Le grand mérite de ce livre est de tenir les deux extrémités du spectre de très belle façon. Il est, à mon sens, le reflet de ce qu'est devenue aujourd'hui la tectonique et de ce que devrait connaître tout étudiant se lançant dans une carrière de chercheur dans ce domaine complexe si synthétique.

Remerciements

Nous, les auteurs, tenons à remercier nos collègues de Rennes, Paris et d'ailleurs pour les nombreuses discussions sur le terrain ou au labo qui nous ont permis de nous lancer dans l'aventure de l'écriture du présent ouvrage. Merci aussi et peut-être surtout à nos étudiants de tous niveaux, qui de questions en questions nous ont forcés à préciser (et corriger souvent) notre compréhension de la déformation des roches. Citer des noms serait trop long et nous exposerait au risque fatal de l'oubli. Merci aux éditeurs pour leur patience et leurs méticuleuses corrections. Merci à nos familles d'avoir supporté nos efforts au-delà de l'attendu et dans tous les sens du terme, et merci enfin à Laurent Jolivet d'avoir bien voulu préfacier cet ouvrage.

Avant-propos

Cet ouvrage a été pensé pour les étudiants de Licence et Master en Géosciences, mais aussi pour les enseignants à la recherche de supports pédagogiques solides. Il tente de faire le lien entre des notions de géologie structurale et les notions de mécanique des solides, aujourd'hui indispensables à la compréhension du fonctionnement de la tectonique des plaques terrestre. Il commence par une description des objets naturels observables et mesurables sur le terrain, qui permet d'établir la terminologie des structures révélatrices des déformations. Les parties suivantes empruntent à la mécanique des milieux continus pour la formalisation des notions de déformation et de contrainte et aux sciences expérimentales pour la caractérisation des lois de comportement mécanique. Une approche physique permet la détermination des mécanismes de déformation à l'échelle des grains et des agrégats. Enfin, les méthodes de modélisation analogique et numérique sont introduites pour le transfert d'échelle vers celle de la lithosphère, enveloppe de la Terre sur laquelle nous vivons. Quelques considérations nous emmènent vers la sismologie, la géodésie, ou encore la thermodynamique et permettent de placer la tectonique au croisement de toutes ces disciplines.

L'ouvrage s'appuie sur quelques exercices corrigés et de nombreuses illustrations élaborées à partir de scripts Python (accessibles en ligne sur la page de présentation de l'ouvrage sur dunod.com et assortis d'une notice qui précise l'environnement numérique optimal pour leur utilisation) et de données issues d'études de référence, qui sont autant d'exemples concrets de mise en œuvre des méthodes et concepts détaillés dans le texte. Le corps du texte est complété de suppléments en ligne qui développent des aspects plus pointus ou des digressions par rapport à la trame du livre.

Notre objectif ultime est de donner à voir, à la fois des objets naturels, des résultats expérimentaux et des résultats de simulations pour *in fine* appréhender la signification physique des paramètres qui décrivent les comportements mécaniques des roches et en connaître les ordres de grandeur. L'issue du présent ouvrage est la discussion des définitions mécaniques de la lithosphère, qui découlent des propriétés et processus décrits au cours de ses pages. La description exhaustive des structures et des dynamiques des limites de plaques lithosphériques est au-delà des ambitions des auteurs, et nécessiterait un ouvrage dédié du même volume au moins. Une liste de lectures complémentaires est suggérée en fin d'ouvrage dans cette perspective. En espérant éclairer un peu et surtout donner à d'autres le goût que nous avons pour tous ces schémas et calculs simples ou plus complexes qui permettent aux géologues de mesurer le monde.

Les marqueurs de la déformation « cassante »

Introduction

La première partie de cet ouvrage (Chapitres 1 à 3) est consacrée à la description des différentes structures tectoniques qu'il est possible d'observer sur le terrain. Ces structures sont le résultat de la déformation subie par les roches qui n'enregistrent que la partie irréversible ou permanente de la déformation. L'objectif est de poser la terminologie et de définir les grandeurs qui permettent de caractériser ces structures. Dans le chapitre 1 sont présentés les marqueurs de la déformation dite « cassante » : failles, fentes de tension et stylolithes.

Objectifs

- Définir** la terminologie utilisée pour décrire la déformation cassante.
- Identifier** les structures observées sur le terrain.
- Mesurer** les grandeurs caractéristiques relatives à chacune des structures.

Plan

- 1 Les failles
- 2 Les fentes de tension et les veines : indices de précipitation
- 3 Les joints stylolithes : marqueurs de dissolution

1 Les failles

Les failles sont les structures emblématiques de la déformation « cassante ». Elles correspondent, sur le terrain, à des discontinuités (**Figure 1.1**) où la déformation est localisée sur une zone restreinte que l'on assimile le plus souvent à un **plan de faille** (Section 1.3). Celui-ci contient le vecteur glissement, ou de déplacement relatif des deux blocs.

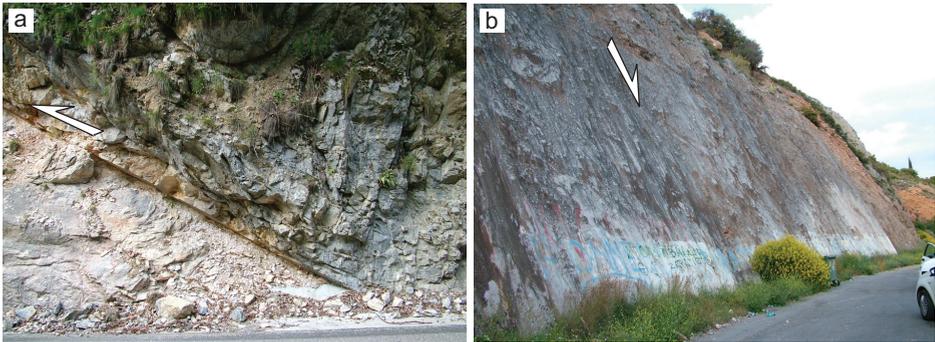


Figure 1.1 – Failles à l’affleurement.

a) Exemple d’une faille inverse (Vercors, France) ; b) Miroir de faille normale (Corinthe, Grèce) ; les flèches indiquent le sens de déplacement du toit.

En carte, les failles sont des contacts tectoniques qui sont le plus souvent matérialisés par un trait épais à la différence d’un contact stratigraphique généralement délimité par un trait fin (Figure 1.2).

1.1 Terminologie : jeu et rejet d’une faille

Comme tout plan, une faille se caractérise dans l’espace par une **direction** et un **pendage** (cf. Méthode « Détermination de l’orientation et du pendage d’une faille »). Le plan de faille, aussi appelé **miroir de faille** lorsqu’il affleure, délimite donc deux blocs qui se sont déplacés l’un par rapport à l’autre (Figure 1.3). Le bloc situé au-dessus du plan de faille est appelé le **toit**. Le bloc situé en dessous constitue le **mur**. L’orientation du vecteur glissement définit le **jeu** de la faille.

Les vecteurs glissements des **failles normales** et **inverses** sont proches de la ligne de plus grande pente du plan de faille (en anglais *dip-slip*). Dans le cas d’une faille normale, le toit descend ; il monte dans le cas d’une faille inverse. Lorsque le vecteur glissement est proche de l’horizontale (*strike-slip* en anglais), on parle de **faille décrochante**. Dans ce cas, deux sens de déplacement sont possibles : si, lorsqu’on se positionne sur l’un des blocs face au plan de faille, le bloc situé de l’autre côté se déplace vers la gauche, on parle de **faille senestre**. En revanche, si le bloc situé de l’autre côté du plan de faille se déplace vers la droite, on parle de **faille dextre**.

Dans le cas où une fracture ne montre pas de déplacement (rejet nul), on parle de **diacalse**. Il est à noter que les failles normales néoformées sont à fort pendage ($\sim 60^\circ$), alors que les failles inverses présentent un faible pendage ($\sim 30^\circ$). La signification de cette caractéristique sera discutée ultérieurement (cf. Section 1.3 du Chapitre 13)

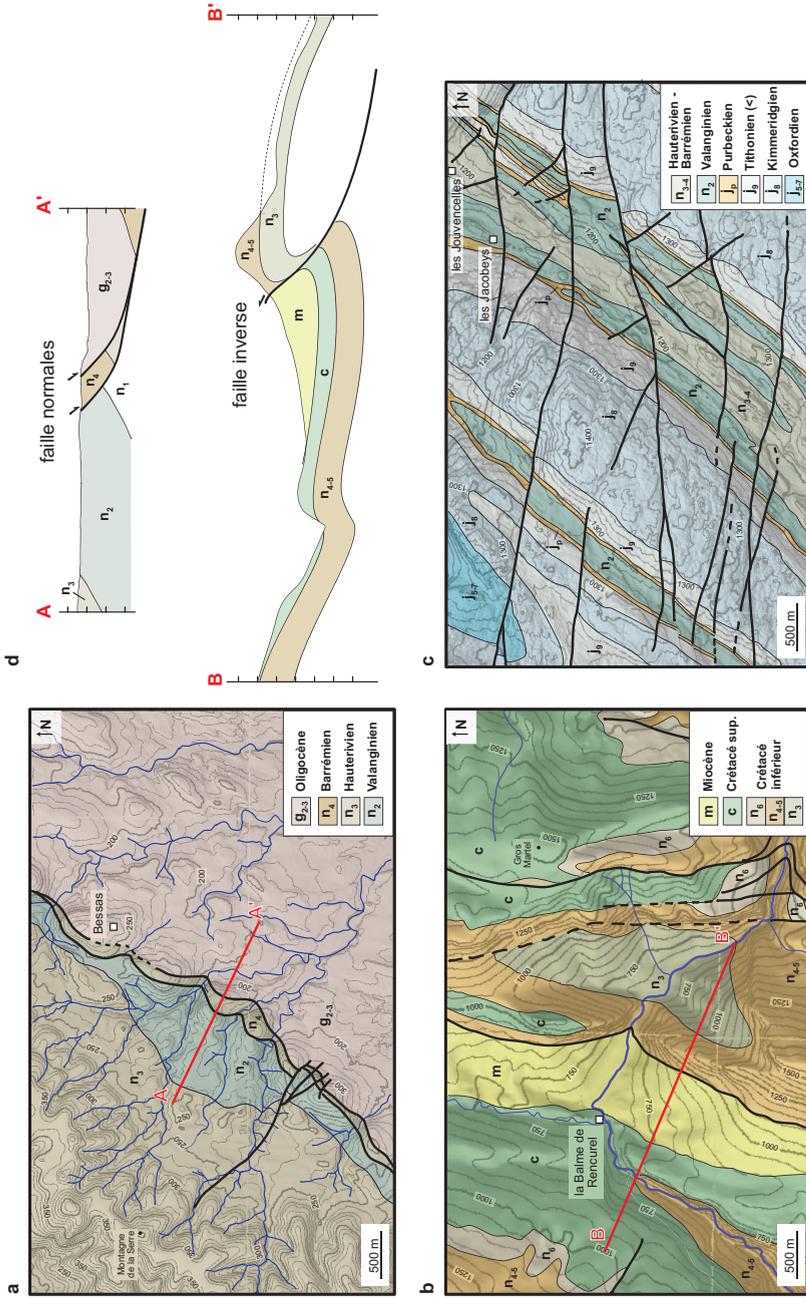


Figure 1.2 – Les différents types de failles en carte.

a) Faille normale (Mas de la Rude à Vallon-Pont-d'Arc) ; **b)** Faille inverse (La Balme de Rencureil) ; **c)** Faille décrochante (Jura, entre Lamoura et Prémanon) ; **d)** Coupes A-A' passant par des failles normales (cf. **a**) et B-B' passant par une faille inverse (cf. **b**) ; Données topographiques issues de RGE ALTI® à 5 m de l'IGN et Géologie simplifiée d'après les cartes BRGM.

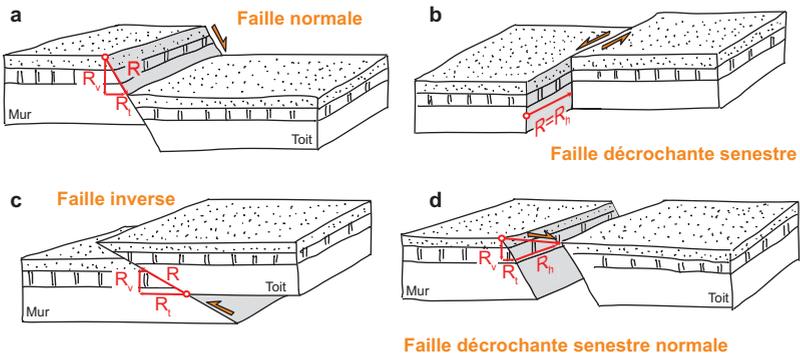


Figure 1.3 – Terminologie des failles.

- a) Schéma d'une faille normale. Le toit est descendu par rapport au mur. Le rejet de la faille correspond à la somme du rejet vertical (R_v) et du rejet transversal (R_t).
- b) Schéma d'une faille décrochante senestre. Le rejet de la faille est ici uniquement horizontal (R_h).
- c) Schéma d'une faille inverse. Le toit est monté par rapport au mur.
- d) Schéma d'un cas composite où le rejet est décomposé selon les trois composantes R_v , R_h et R_t ; Le miroir de faille est présenté pour chacun des cas en grisé.

MÉTHODE : DÉTERMINATION DE L'ORIENTATION ET DU PENDAGE D'UNE FAILLE

Définition

Comme tout plan dans l'espace, une faille se caractérise par une orientation et un pendage :

- la **direction** correspond à l'angle entre le nord et la droite horizontale contenue dans le plan que l'on cherche à mesurer. Dans la convention française, cet angle est donné entre 0° et 180° (des directions de 210° ou 30° sont alors équivalentes) ;
- le **pendage** correspond à l'angle entre l'horizontale et la ligne de plus grande pente du plan. Cet angle varie entre 0° (pour un plan horizontal) et 90° (pour un plan vertical).

Dans la convention française, il est en outre nécessaire de préciser la **direction de pendage**. En effet, un plan de direction nord-sud peut pendre soit vers l'ouest, soit vers l'est pour un pendage donné. Seule l'indication d'une direction de pendage permet de caractériser le bon plan sans ambiguïté. Un plan se définit donc comme suit : N [direction entre 0 et 180°] [pendage entre 0 et 90°] [direction de pendage] ; par exemple : N 030° 60° SE.

Il est à noter que deux autres conventions (qui ne requièrent pas de direction de pendage) existent :

- direction et pendage avec règle de la main droite (*right hand rule* en anglais), utilisée en Amérique du Nord : la direction de plan est alors donnée entre 0° et 360° avec le plan pendant vers la droite ;
- on peut aussi mesurer le pendage et la direction de la ligne de plus grande pente, donnée aussi entre 0° et 360° .

Détermination sur le terrain : en utilisant la boussole (Figure 1.4)

La mesure de la direction se fait en positionnant la boussole à l'horizontale contre le plan dont on cherche à mesurer l'orientation (pour cela, il est possible de s'aider d'un niveau à bulle). La mesure du pendage se fait en venant poser le clinomètre dans le plan vertical et sur le plan le long de sa plus grande pente.

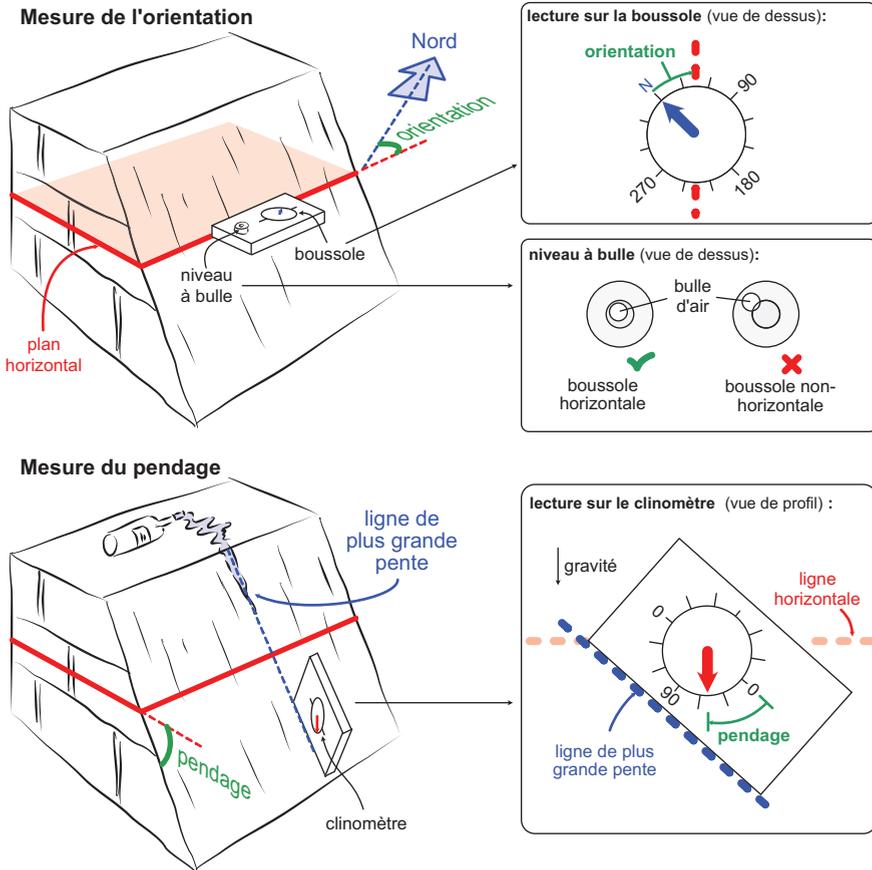


Figure 1.4 – Mesure de la direction et du pendage d'un plan à l'aide d'une boussole.

Détermination en carte : la méthode du « V » dans la vallée (Figure 1.5)

La trace d'une faille en carte, comme de tout autre plan, est la courbe à l'intersection de ce plan et de la surface topographique. Les courbes de niveau sont les intersections de plans horizontaux successifs avec cette topographie ; un plan horizontal (P1) a donc une trace qui suit ces courbes de niveau. Une vue en carte est une projection dans le plan horizontal, la trace d'un plan vertical est donc une droite dont l'angle avec le nord est directement la direction de ce plan (P2). Pour les plans présentant

un pendage intermédiaire, la construction de la trace du plan peut se faire à partir des intersections successives de ce plan avec les courbes de niveau, dans une vallée par exemple. La droite qui relie deux points d'intersection i_1 et i_2 entre la faille et une courbe de niveau donnée est horizontale et appartient au plan, son angle avec le nord est donc la direction du plan. La droite ($i_3 - i_4$) dessinée à la courbe de niveau suivante est parallèle à ($i_1 - i_2$), et leur écartement (d) en carte permet de déduire le pendage du plan (p) si on connaît l'équidistance (e) entre les courbes de niveau. Les plans à fort pendage (P4) dessinent donc un V très ouvert dans les vallées ; les plans à faible pendage dessinent un V plus marqué, proche de celui que dessinent les courbes de niveau. La pointe du V indique la direction de pendage. Les pendages et directions des failles n'étant pas précisés sur les cartes, ils sont rendus par ce tracé par les cartographes, et doivent donc se déduire à la lecture. L'utilisation des indices d'âges des formations de part et d'autre permet ensuite d'attribuer un jeu à la faille. L'amplitude de décalages de marqueurs permet en de rares occasions d'évaluer le rejet apparent (r_a) de la faille.

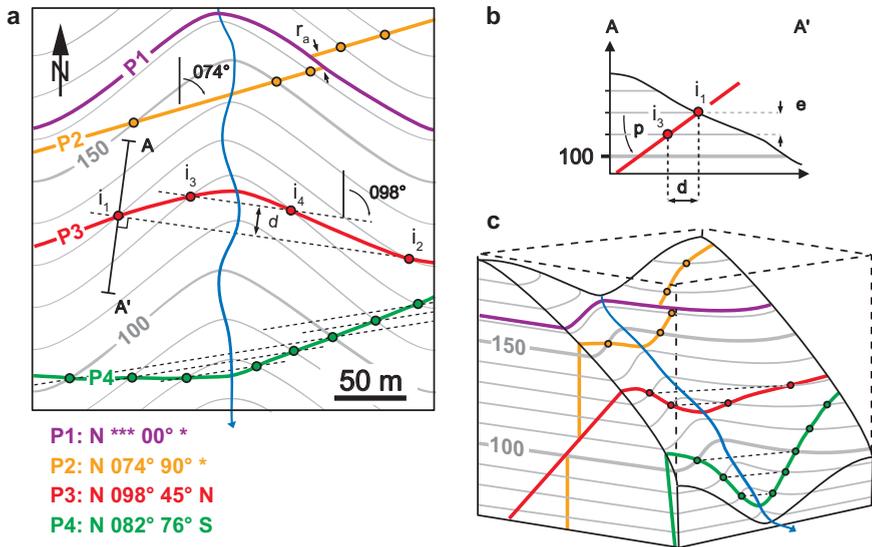


Figure 1.5 – Représentation des plans de faille (a) En carte (b) en coupe et (c) en 3D.

1.2 Miroir, cannelures et stries : les critères de détermination du jeu

Même si on assimile généralement le miroir de faille à un plan, celui-ci présente en réalité toujours une rugosité. Lors du glissement entre les blocs, des structures particulières (parfois aussi appelées « tectoglyphes ») se développent sur le plan de faille lui-même. Ces structures permettent de déterminer *a posteriori* comment une faille a joué. Parmi ces structures (Figure 1.6), on peut trouver les **stries** et les **rayures** dont les

longueurs et les largeurs varient en fonction de l'intensité de la déformation. Lorsque ces structures sont plus longues, on parle respectivement de **cannelures** et de **rainures**. Les alignements formés par ces structures indiquent la direction de jeu de la faille.

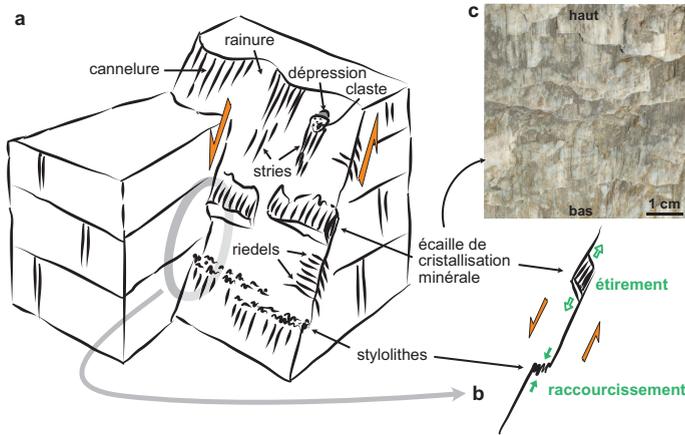


Figure 1.6 – Critères d'établissement du jeu d'une faille.

a) Bloc-diagramme illustrant les structures qui permettent de donner un sens de glissement dans le cas d'une faille normale. b) Schéma en coupe précisant la déformation associée aux écaïlles de calcite et aux stylolithes. c) Écaïlles de calcite sur un miroir de faille ; celles-ci indiquent que le toit (aujourd'hui dégagé) est descendu par rapport au mur photographié. La faille est donc normale.

Afin de déterminer un sens, d'autres critères peuvent être utilisés. Un claste plus résistant que la roche environnante peut creuser une dépression dans le plan. Derrière l'objet résistant, en revanche, la zone protégée forme un relief orienté dans le sens de glissement de la faille.

Deux autres structures sont particulièrement utiles pour retrouver le sens de glissement d'une faille :

- les **écaïlles de cristallisation**, le plus souvent de calcite, correspondent à des remplissages d'espaces créés lors du jeu de la faille. Ces zones sont le lieu de circulations de fluides qui permettent la croissance progressive de cristaux fibreux au gré des glissements successifs (Figure 1.6b). La « marche d'escalier » asymétrique formée par ces fibres permet *a posteriori* de retrouver le sens du glissement ;
- les **stylolithes** correspondent à des zones de dissolution localisée sous l'effet des contraintes subies par les roches (cf. Section 1.3). De telles zones de dissolution peuvent se développer sur un plan de faille et constituent alors un critère d'établissement du jeu de cette faille.

MÉTHODE : REPRÉSENTATION DES STRUCTURES 3D DANS LE DIAGRAMME STÉRÉOGRAPHIQUE

Le **diagramme stéréographique** permet de représenter en deux dimensions des objets mesurés en trois dimensions sur le terrain. Pour cela, on représente la trace que dessinerait un plan, ou une droite, parallèle à l'objet mesuré sur le terrain, et passant par le centre d'une demi-sphère (en géologie, une demi-sphère inférieure). Un plan coupe cette demi-sphère selon une demi-circonférence, et une droite marque un point sur cette demi-sphère (**Figure 1.7**).

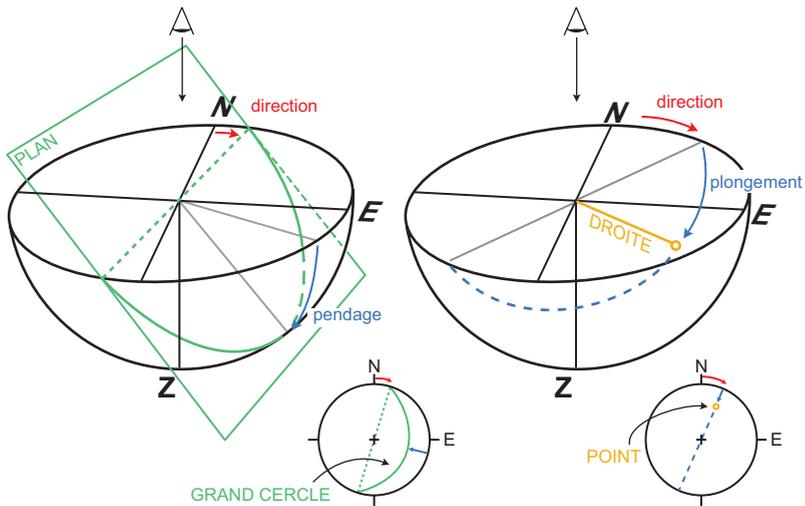


Figure 1.7 – Schéma de principe de la projection stéréographique.

Un plan est représenté par un grand cercle, une droite est représentée par un point.

En regardant cette construction à la verticale, un plan apparaît comme un grand cercle qui relie deux points diamétralement opposés sur le tour de la demi-sphère, et une droite apparaît comme un point. En regroupant sur la même figure un ensemble de mesures d'un même site, on peut en déduire certaines informations, comme l'axe d'un pli, ou les directions principales d'un état de contrainte par exemple.



Comment coder une projection stéréographique ?

1.3 Au cœur de la zone de faille : brèches, cataclasites et pseudotachylytes

Les matériaux au plus proche du plan de faille peuvent montrer une déformation si intense que les propriétés initiales de la roche s'en trouvent perdues :

- les **brèches** (en anglais *gouges*) montrent une réduction importante de la taille des éléments, des éléments eux-mêmes anguleux dans une matrice de faible cohésion (**Figure 1.8a**). Une brèche n'est pas ou peu consolidée, à moins qu'elle ne l'ait été ultérieurement ;

- une **cataclasite** montre elle aussi des éléments anguleux, mais pris cette fois dans une matrice consolidée (**Figure 1.8b**). Cette matrice est souvent très sombre, du fait de l'extrême réduction de la taille de grain ;
- enfin, la zone de faille peut être parcourue d'un réseau de veines de verre, résultant de la fusion du matériau lors du jeu de la faille (**Figure 1.8c**). Ces structures ont reçu le nom de **pseudotachylytes**, en référence aux tachylytes, une forme de roche volcanique vitreuse de composition basaltique (si ce dernier terme n'est que peu utilisé, celui de pseudotachylytes demeure). On distingue parmi celles-ci les **veines-failles** qui matérialisent le plan de glissement lui-même, des **veines-injectites** qui sont le résultat de l'injection du liquide produit par la fusion dans des fentes de tension (cf. Section 15.3.1) depuis le plan de glissement.

Les mécanismes qui mènent à la production de ces différentes lithologies (brèches, cataclasites et pseudotachylytes) et leur intérêt pour la compréhension de la mécanique des roches seront développés ultérieurement.

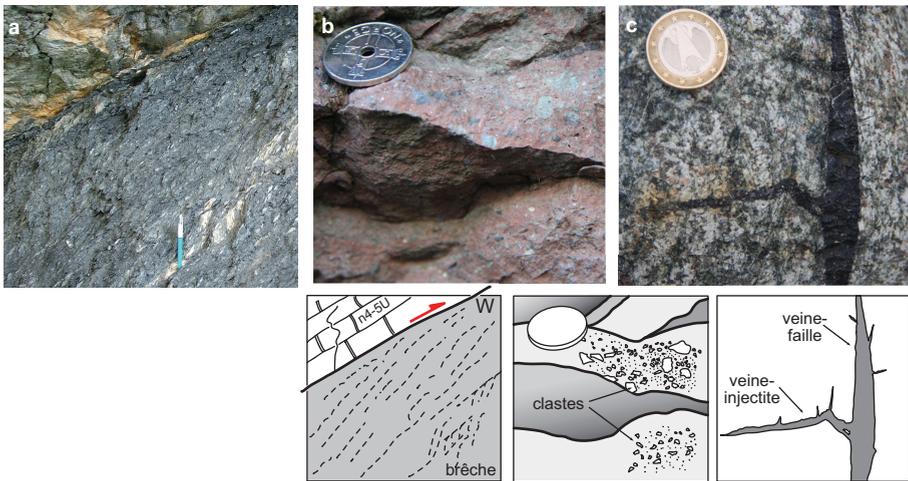


Figure 1.8 – Exemples des trois différentes lithologies associées aux zones de faille.

a) Brèches de failles non consolidées (La Balme de Rencurel, France). **b**) Cataclasites (Laerdal-Gjende Fault Zone, Norvège). **c**) Pseudotachylyte (dans un métagabbro à Balmuccia, Italie).

ATTENTION !

Une faille, structure emblématique de la déformation localisée, peut présenter une certaine épaisseur de brèches ou de cataclasites, au sein desquelles la déformation est distribuée. De la même façon, plusieurs failles peuvent constituer une zone de failles qui, à l'échelle supérieure, peut être décrite comme une zone de déformation distribuée. La distinction entre déformation localisée et déformation distribuée dépend donc de l'échelle d'observation.

1.4 Les systèmes de failles

Les failles sont souvent organisées en zones de failles, co-génétiques ou en tout cas compatibles entre elles en termes de jeu. Les **failles conjuguées** sont symétriques par rapport aux directions d'étirement et de raccourcissement qu'elles accommodent. Elles sont souvent de même direction, même jeu et de pendages opposés pour les **failles normales** et les **failles inverses**, ou de jeux opposés pour les **failles décrochantes** (**Figure 1.9**). De façon plus rigoureuse, deux failles de jeux compatibles peuvent être considérées comme conjuguées si leurs stries sont contenues dans le plan perpendiculaire à leur intersection (**Figure 1.9d**).

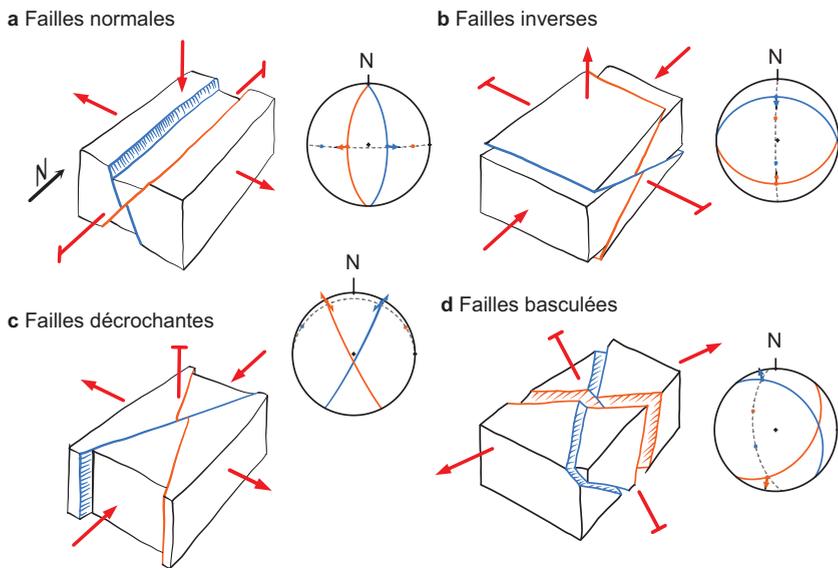


Figure 1.9 – Systèmes de failles conjuguées.

Dans tous les cas, les stries et les pôles des plans de faille sont coplanaires, donc sur un même grand cercle, perpendiculaire à l'intersection des deux failles. Les couples de failles sont compatibles avec les mêmes directions principales de déformation (en rouge sur les schémas). Le Nord indiqué en a est le même pour b, c, et d.

Des relations plus complexes entre failles sont possibles. À l'intérieur d'une zone de cisaillement intense, les failles ne sont pas nécessairement compatibles en termes de directions de déformation finie, mais elles le sont en termes de mouvements relatifs des blocs. On parle de **failles synthétiques** quand elles accommodent des mouvements relatifs de même vergence, et de **failles antithétiques** dans le cas contraire. Riedel a décrit différentes familles de géométries possibles dans les zones de cisaillement (**Figure 1.10**), qui portent le nom de **figures de Riedel**. Les données de terrain et les expériences analogues semblent montrer que les cisaillements R, R' (conjugués des R) et P sont les plus fréquents et les plus précoces. Les cisaillements P' (conjugués des cisaillements P) sont

moins fréquents. Enfin, les plans Y correspondent aux plans parallèles au plan de cisaillement et sont généralement les derniers à se former.

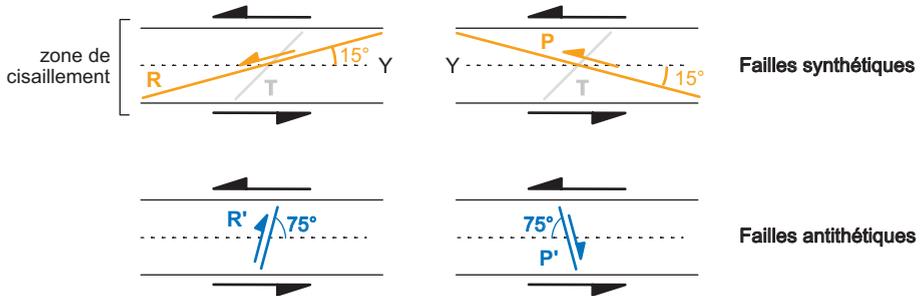


Figure 1.10 – Figures de Riedel.

Différentes familles des failles peuvent se développer conjointement dans une zone de cisaillement. L'orientation des fentes de tension (T) dans un tel système est également représentée pour repère, ainsi que le plan Y (parallèle au cisaillement).

Les zones de failles peuvent aussi donner lieu à des structures complexes lorsque des failles dessinent un relais. Le long des grandes zones de failles décrochantes, ces structures sont directement observables. Les relais extensifs sont bordés par des failles normales et sont le lieu d'une subsidence importante. Les bassins qui s'y développent sont appelés **bassins en pull-apart**. La mer Morte, le long de la faille transformante du Levant, est située dans un tel *pull-apart* (Figure 1.11), alors que les monts Liban et Antiliban constituent un relais compressif.

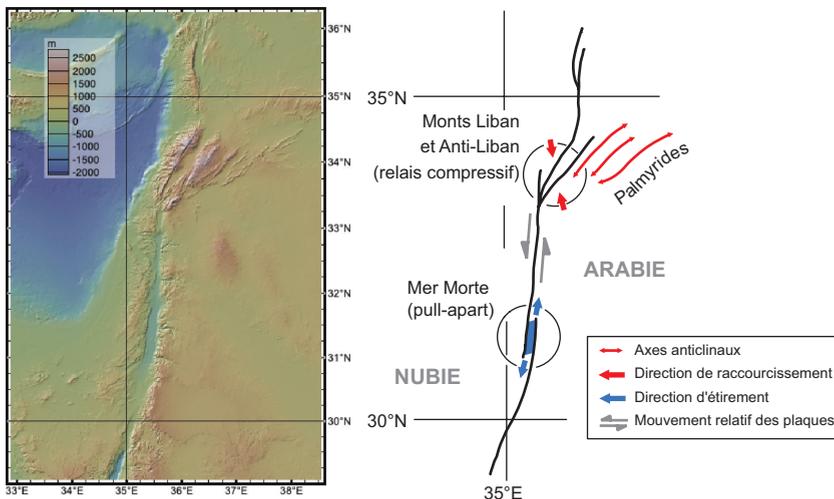


Figure 1.11 – Topographie et schéma structural de la région de la faille transformante du Levant (données GMRT, carte générée avec GeoMapApp).

Une zone de faille décrochante peut aussi montrer des **structures en fleur** qui témoignent de la connectivité de segments de failles superficiels en profondeur. Enfin, l'amortissement d'une faille majeure peut donner lieu à des réseaux de failles secondaires complexes, comme les **terminaisons en queue-de-cheval** à l'extrémité des zones décrochantes (Figure 1.12).

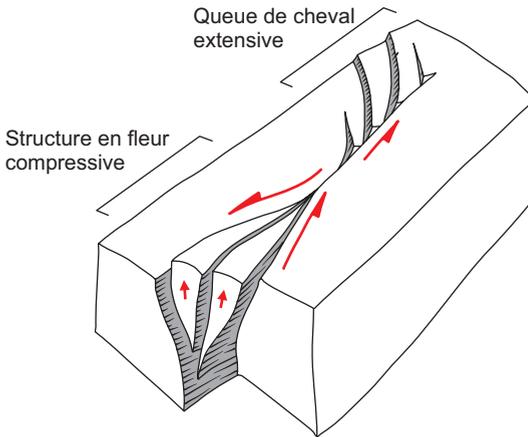


Figure 1.12 – Structure en fleur compressive, et terminaison en queue-de-cheval extensive le long d'une faille senestre.

Des fleurs extensives, et des queues-de-cheval compressives peuvent aussi se développer.

1.5 Les failles en géomorphologie

Une faille ancienne peut être révélée par l'érosion si elle juxtapose des compartiments de résistances différentes à l'érosion. Elle peut aussi être elle-même le lieu privilégié d'écoulement des cours d'eau. Il arrive que le miroir de faille apparaisse comme une surface récente, dépourvue de végétation ou de formations superficielles. On parle d'**escarpement de failles**, qui se développe essentiellement pour les failles à rejet vertical. La persistance de ces escarpements dépend de la concurrence entre activité de la faille et processus d'altération de surface.

Alors que les failles inverses génèrent une topographie instable, avec un toit surplombant le mur, les failles normales génèrent une topographie plus pérenne qui se trouve modelée par les processus de surface. Les **facettes triangulaires** constituent une morphologie caractéristique des failles normales actives. Elles sont dessinées dans la face du mur découverte par sa **surrection**, lors de l'**incision** de rivières coulant du mur vers le toit (Figure 1.13). Leur géométrie résulte de la concurrence entre vitesse de surrection du mur et vitesse d'incision des rivières. Ce sont donc à la fois des marqueurs de la tectonique et des paléoclimats. Par exemple, les vallées en « verres à pied » (*Wineglass Canyon*), qui séparent les facettes triangulaires de la vallée de la Mort (Californie), sont la combinaison de l'activité récente de failles et d'une incision croissante depuis le dernier maximum glaciaire. La connaissance des taux d'incision permet d'estimer la vitesse de jeu de la faille... ou le contraire. Une faille dont le jeu récent a dépassé la capacité d'incision des rivières peut même produire des vallées perchées.

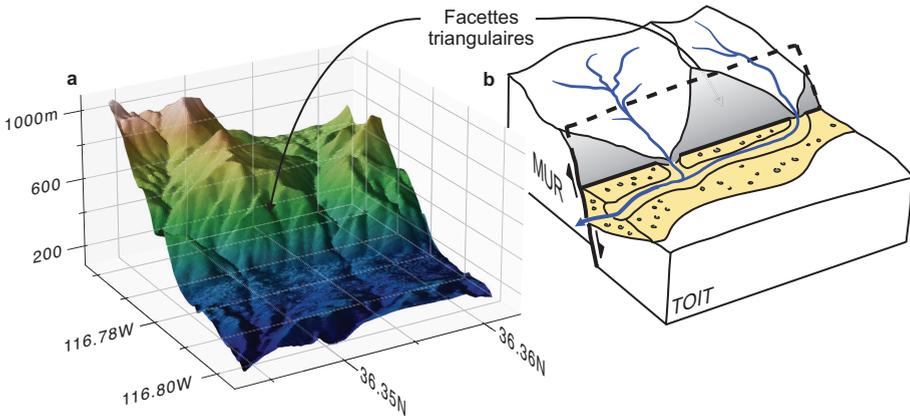


Figure 1.13 – Facettes triangulaires (Wineglass Canyon, vallée de la Mort).

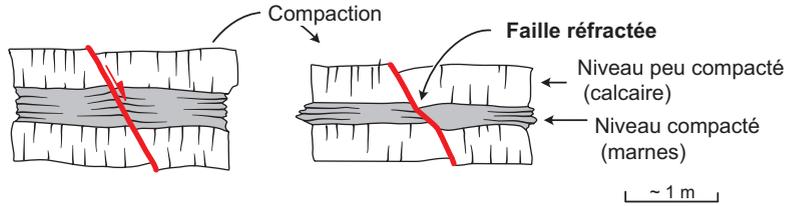
a) Modèle numérique de terrain extrait des données GMRT/GeoMapApp et le script `mnt_vallee_de_la_mort.py`. **b)** Bloc diagramme correspondant, illustrant la formation des facettes triangulaires lors d'un jeu en faille normale.

1.6 Les failles dans les milieux hétérogènes

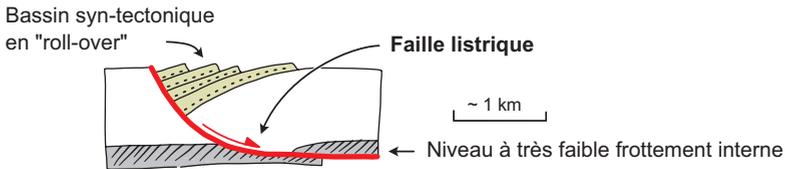
Les failles ont été décrites jusqu'ici comme des plans séparant des compartiments de propriétés identiques et homogènes. À petite (dans les séries sédimentaires) ou à plus grande échelle (comme celle d'une croûte continentale constituée de couches différentes), les contrastes de propriétés peuvent guider la propagation des failles qui ne sont alors pas nécessairement des plans. Elles peuvent par exemple montrer des figures de réfraction avec des changements de pendage aux transitions de couches, ou encore une forme (convexe ou concave) avec un changement progressif de pendage. Dans les séries sédimentaires, de telles géométries peuvent être dues à une compaction différentielle post-faille (**Figure 1.14a**), mais dans de nombreux cas les variations de pendage semblent être héritées de la géométrie initiale de la faille. Les failles normales **listriques** et leurs bassins en **roll-over** (**Figure 1.14b**), ou les géométries en plats et rampes dans les alternances marno-calcaires (**Figure 1.14c**), en sont de spectaculaires exemples. C'est en fait l'angle de frottement interne des différents matériaux qui contrôle le pendage local des failles (cf. Section 1.3 du Chapitre 13).

De grands déplacements sur de telles structures impliquent nécessairement une accommodation de la déformation en dehors de la faille elle-même, par exemple par des plis (cf. plis de rampes, Section 1.4 du Chapitre 3). La déformation n'est donc plus limitée au plan de faille lui-même.

a - Réfraction de faille



b - Failles listriques



c - Géométrie en plats et rampes

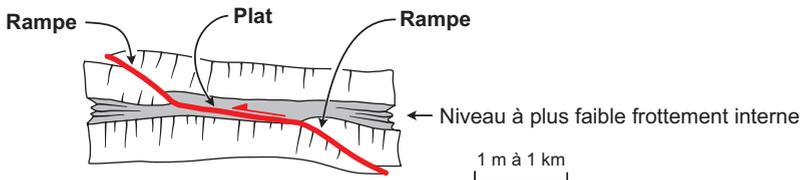


Figure 1.14 – Schémas de différentes géométries de failles non-planes dans des milieux hétérogènes.

2

Les fentes de tension et les veines : indices de précipitation

On peut définir une **fente de tension** comme une fracture qui s'ouvre latéralement (i.e. perpendiculairement au plan de fracture), sans mouvement tangentiel des épontes (**Figure 1.15a**). Elle n'accommodé donc qu'une part minimale de cisaillement et s'ouvre principalement en mode I (voir « Approfondir : Modes purs de propagation des fractures dans les matériaux » et **Figure 1.16** ci-après). Les **veines** (**Figure 1.15b**) s'apparentent aux fentes de tension, dans la mesure où ce sont aussi des objets sécants sur les fabriques antérieures et remplis d'un assemblage différent, mais ce terme est plus souvent utilisé dans les roches métamorphiques et pour des remplissages plus complexes. Les veines peuvent aussi avoir une géométrie plus complexe, et leur ouverture en mode I est moins évidente à démontrer.

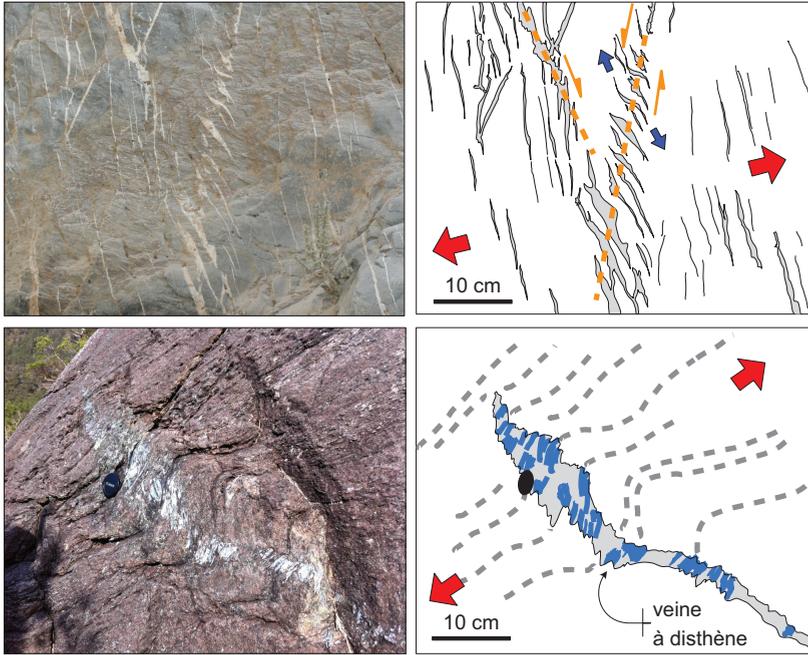


Figure 1.15 – Fentes en échelons conjugués (formation Saiq, Wadi Mayh, Oman) et veine à disthène dans des élogites (région des gneiss de l’ouest de Norvège) ; les flèches rouges indiquent la direction d’étirement maximal.

Approfondir

Modes purs de propagation des fractures dans les matériaux

On distingue trois modes purs de propagation des fractures au sein des matériaux solides en fonction de la géométrie relative entre discontinuité de déplacement (appelée « rejet sur les failles ») et direction de propagation de la fracture :

- le **mode I** représente le cas où la fracture s’ouvre perpendiculairement à sa direction de propagation (Figure 1.16) ;
- le **mode II** représente le cas où la fracture se propage parallèlement au déplacement relatif en cisaillement dans le plan (on le qualifie de « cisaillement plan ») ;
- le **mode III** se caractérise par une propagation perpendiculaire au déplacement relatif en cisaillement (on le qualifie de « cisaillement antiplan »).

La plupart des fractures dans les matériaux terrestres présentent des modes de propagation mixtes entre modes I, II et III. Une zone de glissement en croissance sur une faille active, par exemple, est limitée par des zones en modes II et III (Figure 1.16).

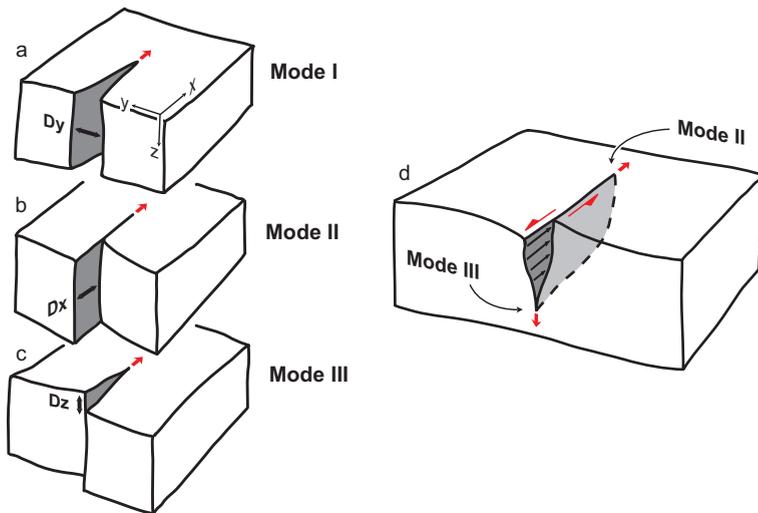


Figure 1.16 – Les différents modes de propagation de la rupture dans des matériaux.

2.1 Les différents modes de remplissage

Les fentes de tension qui se développent par exemple dans des carbonates présentent essentiellement un remplissage de calcite. Les veines peuvent présenter un assemblage de la paragenèse stable dans leurs conditions d'ouverture (veines à quartz-chlorite dans le faciès des schistes verts, veines à disthène dans des éclogites, **Figure 1.15b**). Mais, dans tous les cas, elles impliquent la présence d'un fluide au moment de leur formation. La sursaturation de ce fluide est responsable de leur remplissage. L'observation fine des remplissages des veines et fentes de tension permet de remonter au sens de croissance des minéraux dans l'espace créé, et de proposer un mécanisme pour ce remplissage. Le plus souvent, les veines montrent des cristaux fibreux orientés des épontes (les lèvres de la veine) vers leur cœur ; on parle alors de **veines syntaxiales**. Les minéraux nucléent à l'initiation de la veine et croissent vers son cœur lors d'un ou plusieurs événements d'ouverture. On parle de **veine d'étirement** lorsque les nouveaux remplissages changent de position dans la veine plutôt que de partir systématiquement des épontes. On peut comprendre la formation de ce type de veines comme la succession de séquences d'ouvertures-remplissages (en anglais *crack seal*) au même endroit. Enfin, les veines peuvent montrer un remplissage du cœur vers les bordures, plus complexe à expliquer ; on parle de **veines antitaxiales**. Dans tous les cas, et à condition de démontrer qu'elles se sont ouvertes en mode I, la perpendiculaire aux fentes de tension indique la direction d'étirement locale¹.

1. Se référer à Bons *et al.*, 2012 pour plus de détails.

2.2 Les fentes en échelons et leurs relations avec les failles

La disposition relative des fentes de tension est aussi un indice précieux de la déformation cassante. Elles peuvent être espacées et décalées de manière périodique pour dessiner un **échelon** (Figure 1.17), et alors montrer un aspect sigmoïde caractéristique. En faisant l'hypothèse que ces fentes de tension s'ouvrent de manière progressive et que leur propagation se fait toujours en mode I, on peut faire apparaître une composante de rotation entre chaque veine et donc un cisaillement à l'échelle de l'échelon. À terme, cet échelon peut évoluer en une véritable zone de faille. Le remplissage des veines en mode I cède alors la place au remplissage des veines, ou **écailles tectoniques**, dans le plan de faille lui-même (cf. Section 1.2).

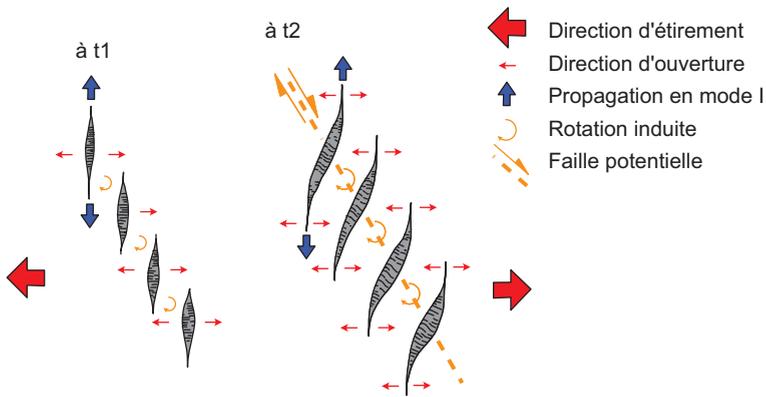


Figure 1.17 – Évolution d'un échelon de veines.

La géométrie des réseaux de fentes de tension ou de veines est l'objet de nombreuses études car ils peuvent conférer des propriétés intéressantes de porosité et de perméabilité à des roches, dites alors **roches-réservoirs**, initialement peu poreuses. C'est aussi le lieu d'éventuelles concentrations minérales. Par exemple, l'or orogénique, concentré par les fluides métamorphiques lors de la collision, est la plupart du temps localisé dans des réseaux de fractures.

3 Les stylolithes : marqueurs de dissolution

Les **joints stylolithiques** ne sont pas des fractures mais constituent des marqueurs localisés de la déformation. Parallèles à la stratification, ils peuvent se développer dans les roches sédimentaires, essentiellement carbonatées, lors de leur diagenèse. On distingue les stylolithes diagénétiques des **stylolithes tectoniques**, associés à d'autres marqueurs de la déformation (failles et fentes de tension). Tous sont constitués d'une surface irrégulière montrant des **pics stylolithiques** (les « stylolithes ») et enrichie en éléments insolubles (les

oxydes et les argiles dans les carbonates). Des structures semblables ont été décrites dans des serpentinites. Ils sont le lieu d'un processus de pression-dissolution qui consomme les phases solubles et laisse sur place les insolubles. Ce sont des figures de compaction orientée (des « anti-fractures » ou « anti-cracks ») qui nous renseignent sur la direction de raccourcissement locale (**Figure 1.18**). L'étude de la périodicité et de l'amplitude des pics stylolithiques permet aussi de définir leur rugosité qui est à la base de méthodes d'estimation des contraintes au moment de leur formation (cf. Section 4 du Chapitre 14).

Les joints stylolithiques sont particulièrement étudiés dans les roches-réservoirs, car ils peuvent constituer des barrières de perméabilité vis-à-vis des fluides d'intérêt, eau ou hydrocarbures par exemple.

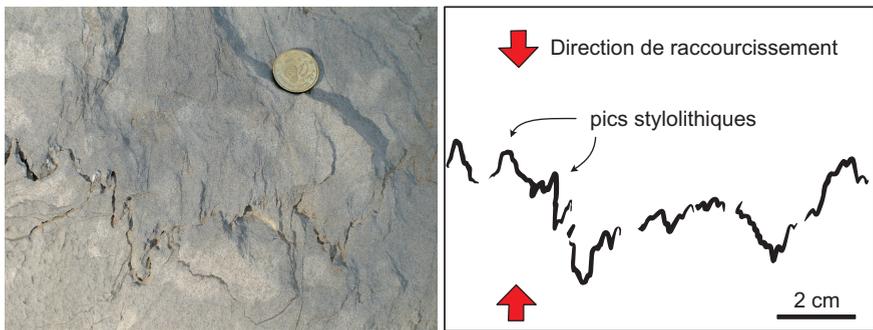


Figure 1.18 – Joint stylolithique dans des carbonates (Pierre Saint-Martin, Pyrénées).

La déformation dite « cassante » est caractérisée par des structures discrètes entre lesquelles les roches sont relativement préservées de la déformation. On la qualifie aussi de déformation discontinue. Les failles sont les premières expressions de cette déformation. On leur associe les diaclases, les veines et les stylolithes, même si ces dernières impliquent des processus affectant le matériau dans sa masse. Les failles, comme les veines, doivent nucléer, sur un échelon de fentes de tensions, par exemple, et se propager selon une combinaison des trois modes essentiels de propagation des fractures. Le jeu cumulé d'une faille peut être tel que les roches de leurs lèvres sont modifiées par la déformation, elles forment alors des brèches ou des cataclasites selon les conditions dans lesquelles joue la faille. À l'échelle de cette faille, la déformation n'est alors plus localisée mais distribuée dans l'épaisseur de roches broyées. Ce sont d'ailleurs les propriétés de ce matériau néoformé qui contrôlent le comportement des failles matures, et non les propriétés initiales des roches. La propagation d'une faille dans des matériaux hétérogènes, ou, à une autre échelle, les relais entre segments d'une zone de faille, impliquent aussi des déformations à l'extérieur de la faille ou des segments de failles... Là encore, la déformation localisée sur la faille n'exclut pas, et peut même nécessiter d'autres modes de déformation dans le matériau environnant.

Les marqueurs de la déformation « ductile »

Introduction

Dans ce chapitre sont abordés les marqueurs de la déformation dite « ductile » : schistosité, linéation, et bandes de cisaillement. Les critères permettant de déduire des sens de cisaillement d'après les observations sont aussi présentés.

Objectifs

- Connaître** la terminologie utilisée pour décrire la déformation ductile.
- Identifier** les structures observées sur le terrain en lien avec de la déformation ductile.
- Détermine** les sens de cisaillement dans des roches déformées ductilement.

Plan

- 1 Schistosité et linéation : les marqueurs des directions de déformation finie
- 2 Le cisaillement dans la déformation ductile
- 3 Les critères de cisaillement
- 4 Les gradients de déformation : indices des mécanismes de localisation de la déformation

1 Schistosité et linéation : les marqueurs des directions de déformation finie

1.1 Schistosité

Contrairement à la déformation cassante qui présente des structures discontinues, la **déformation ductile** se caractérise généralement par une **déformation continue**, c'est-à-dire affectant les roches dans tout leur volume. Le marqueur le plus simple (et le plus courant) de la déformation ductile correspond à un ensemble de plans de débit mécanique planaire, parallèles les uns aux autres, que l'on appelle **plan de schistosité**. Celui-ci définit l'aplatissement subi par la roche et permet donc d'en déduire la direction du raccourcissement principal qui lui est perpendiculaire (cf. Partie II). Ce type de déformation est particulièrement bien visible dans les schistes (e.g. schistes ardoisiers), mais le terme de schistosité est également utilisé pour décrire la déformation ductile

dans d'autres roches métamorphiques, quelle que soit la roche de départ (**protolithe**). Ainsi, gneiss (roche dominée en proportion par les tectosilicates) ou micaschiste (roche dominée en proportion par les micas) développent bien souvent une schistosité lors du métamorphisme (**Figure 2.1**). Par convention, on note les plans de schistosité par la lettre S. On garde S_0 pour le plan de stratification et on indice les plans de schistosité $S_1, S_2...$ selon d'éventuels critères de chronologie relative.

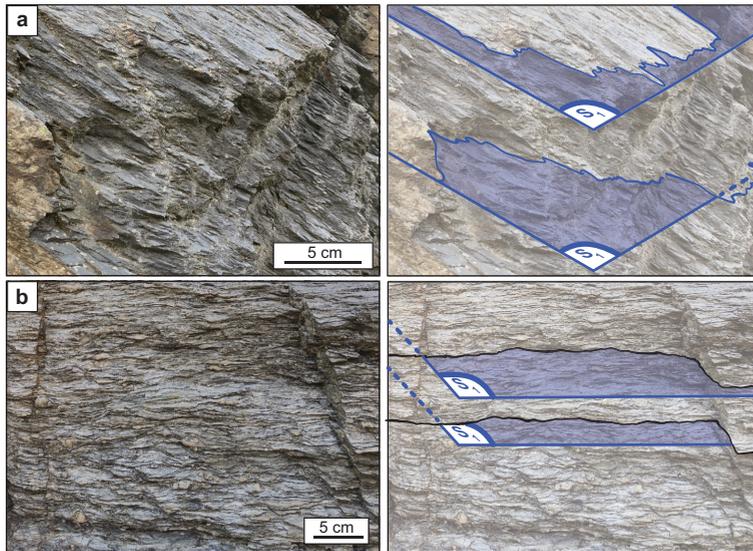


Figure 2.1 – Plans de schistosité sur le terrain.

a) Dans des roches métasédimentaires (pélites du Dévonien, Col de Soum, Pyrénées) ; **b)** Dans des métarhyolites (unité des Porphyroïdes, plage de Tharon, Massif armoricain).

ATTENTION !

Le terme de **foliation** est parfois utilisé pour décrire non pas un débit mécanique planaire, mais une organisation minérale en plans. Une alternance de lits de minéralogies différentes est qualifiée de litage ou de rubanement. Un gneiss est le plus souvent rubané. Les québécois utilisent le terme de gneissosité. Une foliation peut avoir la même signification qu'une schistosité en termes de déformation finie, mais ce mot est ambigu car il peut également décrire des plans générés par d'autres processus qu'une déformation à l'état solide, comme la foliation magmatique générée par l'écoulement d'un magma. La schistosité désigne toujours un aplatissement mécanique. Les traductions en anglais de schistosité et de foliation ajoutent aux difficultés de définition. Passchier & Trouw (2005) qualifient de *foliation* toute anisotropie planaire, et réservent le terme de *cleavage* pour ce qu'on appelle en français schistosité, faux ami du « clivage » français qui est un débit planaire préférentiel à l'échelle d'un réseau