# Entretien sur le métamorphisme n° II

00000

# Structures et textures des roches métamorphiques

# SOMMAIRE

1. Introduction	page	3
2. Mécanique des milieux continus : notions de base et définitions		
<ul><li>2.1. Aspects dynamiques : le champ de contraintes</li><li>2.2. Ellipsoïde des contraintes</li></ul>	page	4
et contrainte de cisaillement 2.3. Aspects géométriques : les déformations.	page	5
Déformations de cisaillement	page	5
<b>3. Déformation des roches :</b> <i>schistosité, foliation et crénulation</i>		
<ul><li>3.1. Rhéologie des roches.</li><li>La transition fragile-ductile</li><li>3.2. L'apparition de la schistosité,</li></ul>	page	7
en comportement ductile	page	8
3.3. Plissements et schistosité	page	10
3.4. Schistosité cristallophyllienne,		
dissolution-recristallisation.		11
2.5 Eplicition métamorphique us foliation sédimentaire	page	11 12
3.6. Crénulation Transposition des schistosités	page	13 14
5.0. Crentilation. Transposition des semstosites	page	17
4. Textures des roches métamorphiques		
4.1. Les phénoblastes, méthode d'approche.		
Phases d'une histoire métamorphique	page	16
4.2. Croissance antétectonique des minéraux	page	19
4.3. Croissance syntectonique des minéraux	page 2	20
4.4. Croissance post-tectonique des minéraux	page 2	22
4.5. Typologie des textures des roches métamorphiques	page 2	23
Annexe. Petit atlas de textures et de microstructures	page	25

*Textes, clichés et dessins de Dominique Rossier, membre de la Commission de volcanisme de la SAGA.* 

## Entretien sur le métamorphisme n° II

### Résumé

# Structures et textures des roches métamorphiques

Dans l'Entretien n° II, l'aspect morphologique des roches métamorphiques est abordé, depuis leur *structure* visible à l'œil nu, jusqu'à leur *texture* intime observée au microscope polarisant et à la description des *pétrofabriques*, arrangements des minéraux entre eux. La présentation n'est pas exhaustive ; il s'agit plutôt de guider le géologue amateur dans ses recherches, en lui montrant quelques exemples et, au passage, en indiquant les méthodes d'observation et d'interprétation à suivre.

Pour interpréter structures et textures, le recours à la mécanique des roches est nécessaire. Comme celle-ci est l'application aux roches de la mécanique des milieux continus, il a été jugé utile de clarifier les notions de base et de bien poser les termes et les définitions en usage : c'est l'objet du chapitre 2. Ainsi, tout d'abord, pour la notion de *contrainte*, directement liée à la tectonique, avec sa composante tangentielle, la contrainte de *cisaillement*; ensuite, pour les *déformations* qui résultent des différents types de contraintes.

Le chapitre 3 applique ces résultats généraux aux roches dans un contexte de métamorphisme, où l'augmentation de la température et de la pression tend à conférer aux roches un comportement rhéologique de type ductile. On aboutit au concept central de *schistosité*, marque de fabrique de beaucoup de roches métamorphiques. De là, des mécanismes physico-chimiques sont décrits, qui conduisent aux structures plus évoluées de *foliation* et de *crénulation*. Toutes ces notions de base sont illustrées par des photos et des dessins d'interprétation, issus des recherches faites en France sur des sites classiques du métamorphisme, en Bas Limousin et dans les Pyrénées. Comme ce sont ces mêmes sites qui ont fourni les matériaux et les données de base pour les développements présentés dans les Entretiens suivants, cela doit aider à établir des relations entre les différents aspects du métamorphisme traités ultérieurement.

Le chapitre 4 est consacré aux *textures* des roches métamorphiques et aux *pétrofabriques* observées sur lames minces au microscope. À cette échelle, ce sont des microstructures, les *phénoblastes*, qui apportent les renseignements les plus précieux, car elles ont enregistré les *phases* successives du métamorphisme, avec à chaque phase des conditions particulières de température et de pression. Dans cet esprit, une méthode d'interprétation est esquissée et illustrée par les exemples tirés des affleurements sur les sites mentionnés plus haut.

Un « *Petit atlas de textures et de microstructures* », placé en annexe, complète l'Entretien par d'autres exemples, parfois singuliers, pour montrer la puissance des méthodes d'examen microscopique en lumière polarisée et la vision originale qu'elles permettent de porter sur le métamorphisme.

**Dominique Rossier** 

# **1. Introduction**

Nous avons choisi de mettre en tête, dans la série des Entretiens sur le métamorphisme, celui sur *les structures et les textures des roches*. Il y a plusieurs raisons à cela.

Tout d'abord, c'est un aspect essentiel, mais souvent mal compris, des roches métamorphiques. Pourtant, la *structure* d'une roche est relativement aisée à observer sur le terrain, avec les moyens du « géologue amateur ». Le clinomètre et la loupe de terrain sont un bon point de départ. Ils permettent des observations indispensables sur le site d'affleurement, sans recours à des techniques sophistiquées ! Pour compléter les inévitables prises de vues photographiques, le carnet de terrain peut se couvrir de notes, de dessins et de schémas des schistosités, des foliations, des microplis et des linéations. C'est aussi sur le terrain que se fait le lien avec l'environnement, avec les formations voisines et les *structures tectoniques* : les grands accidents ou les plis du contexte local, voire régional.

Ensuite, tout naturellement, le pétrographe amateur ou débutant cherche à prolonger en laboratoire son effort de compréhension, en observant les lames minces au microscope polarisant. Ainsi, il est amené à analyser la *texture* de la roche, c'est-à-dire sa géométrie intime : la disposition des minéraux présents et leurs déformations dans la roche. L'examen aboutit à décrire les *fabriques* – ou *pétrofabriques* – c'est-à-dire les arrangements des minéraux entre eux. Le pétrographe sera naturellement attiré par les *microstructures*, c'est-à-dire la texture des minéraux eux-mêmes, sous les aspects de leurs déformations et de leurs défauts, ainsi que des réactions chimiques qui se produisent aux interfaces entre eux. Tous ces caractères sont à relier à la microtectonique et à la thermodynamique qui ont présidé à la transformation de ces roches, clés de compréhension des étapes successives du métamorphisme.

Au passage, le pétrographe amateur apprend à distinguer un gneiss d'un schiste, à reconnaître une migmatite, ou à décider sur le terrain, dans les cas favorables, entre deux catégories de roches métamorphiques :

\* les roches « *para* », dérivées d'une roche sédimentaire, comme celles issues de *grès*, de *pélites* ou de *grauwackes*, ou dérivées de dépôts de cendres *pyroclastiques* ;

\* les roches *« ortho »*, dérivées de *granites*, de *granodiorites* ou de *gabbros*, ou encore de coulées de roches volcaniques.

Cet Entretien n° II privilégie les aspects morphologiques des pétrofabriques, reliés à la mécanique des roches, puisque les aspects minéralogiques sont largement traités dans les Entretiens qui suivront, en particulier dans l'Entretien n° III.

Au préalable, pour éviter les confusions et les erreurs assez communes, il est utile de clarifier les notions de base de mécanique des milieux continus qui s'appliquent aux roches en général et de bien poser les termes et les définitions en usage : c'est l'objet du chapitre 2.

Le chapitre 3 applique ces résultats généraux aux roches réelles dans un contexte de métamorphisme, et aboutit au concept central de *schistosité*. Le chapitre 4 est consacré aux textures des roches métamorphiques et aux pétrofabriques.

Des illustrations d'exemples remarquables, complétant l'Entretien, sont données dans le « *Petit atlas de textures et de microstructures* », placé en annexe.

# 2. Mécanique des roches : *notions de base et définitions*

On trouvera de bonnes introductions à la mécanique des roches dans les ouvrages cités en référence à la fin de l'Entretien : [1] à [4]. En particulier, le manuel de P. Nougier [2], destiné aux futurs enseignants de SVT, fait bien le lien entre les notions de base et les transformations minéralogiques propres au métamorphisme.

L'objet de ce chapitre est donc simplement de rappeler ces notions qui vont nous être utiles pour interpréter les déformations des roches métamorphiques. Il importe de bien définir les termes que nous utiliserons tout au long des Entretiens. Ce faisant, nous puiserons dans les références mentionnées, en reformulant les notions et les lois indispensables de la façon la plus simple possible à l'usage d'un géologue amateur, mais aussi en tentant de clarifier les points qui nous ont paru parfois obscurs ou mal expliqués dans les publications.

### 2.1. Aspects dynamiques : le champ de contraintes

Avant d'aborder les déformations observées dans les roches métamorphiques, nous allons nous intéresser aux forces qui créent ces déformations, et introduire la notion de *contrainte*. Nous le ferons de façon largement intuitive et imagée, car dans la suite des Entretiens nous n'aurons pas besoin d'utiliser la formulation mathématique de la mécanique des roches.

La contrainte est la force exercée par unité de surface **S**. On la désigne par la lettre grecque  $\boldsymbol{\sigma}$ . Cette notion s'apparente à celle de pression, toutefois elle est vectorielle, alors que la pression est scalaire. La dimension est bien celle d'une pression : l'unité est le bar, ou le kbar, ou le pascal **Pa**, lié au bar par la relation : 1 bar = 10 puissance 5 pascal (10<sup>5</sup> **Pa**).

Dans une roche homogène enfouie, soumise uniquement aux forces de gravité, la pression

hydrostatique a son équivalent : c'est la pression *lithostatique*. Elle se calcule comme la pression hydrostatique, en remplaçant la densité de l'eau par celle de la roche. La force correspondante, perpendiculaire à la surface unité S, est constante quelle que soit l'orientation de cette surface (**figure 1a**).

Figures 1.



1a : représentation de la contrainte $\sigma$  sur une surface unité S de roche enfouie en conditions isostatiques.1b : cas d'une roche enfouie soumise à une contrainte tectonique. Il apparaîtune composante tangentielle  $\tau$ .

Mais, dans une roche, à la différence d'un liquide, la force exercée par unité de surface n'est pas toujours indépendante de l'orientation de cette surface, à cause des *contraintes tectoniques* qui s'ajoutent à la pression lithostatique d'enfouissement. De plus, la contrainte étant un vecteur, celui-ci n'est plus nécessairement perpendiculaire à la surface unité sur laquelle il est mesuré, et il apparaît une composante tangentielle désignée par la lettre grecque  $\tau$ , qui est la projection du vecteur contrainte sur la surface considérée (**figure 1b**).  $\tau$  est aussi appelée *contrainte de cisaillement*, car elle tend à faire glisser ou tourner la surface unité si celle-ci est mobile. On va voir que, même faible, cette composante tangentielle a une importance décisive pour les déformations et la texture de la roche !

# 2.2. Ellipsoïde des contraintes et contrainte de cisaillement

Pour représenter l'état des contraintes autour d'un point dans la roche, traçons autour de ce point les vecteurs représentant ces contraintes dans les différentes directions de l'espace : on obtient une surface qui n'est pas une sphère, comme dans un liquide, mais un ellipsoïde.

C'est l'*ellipsoïde des contraintes*. Il dispose de trois axes principaux, formant un trièdre trirectangle OXYZ, et il suffit de connaître les valeurs des contraintes, selon chacun de ces trois axes principaux, pour connaître en *intensité* tout le champ de contraintes exercées en un point (**figure 2**). Mais ce n'est pas suffisant pour décrire complètement le champ de forces : il faut aussi prendre en compte l'*orientation* de la surface **S** sur laquelle s'applique la contrainte, et l'inclinaison de la contrainte sur la normale à cette surface. C'est la raison de l'existence de la composante tangentielle  $\tau$ . Avec cependant trois exceptions, qui sont précisément les trois axes principaux de l'ellipsoïde : quand la surface **S** est perpendiculaire à l'un de ces axes, la contrainte est exactement normale à **S** : **figure 2**. Par convention, la valeur maximale des contraintes en un point est notée  $\sigma 1$  (« sigma 1 »), et elle est alignée sur l'axe 0X ;  $\sigma 1$  est la



contrainte principale. Les deux autres axes perpendiculaires OY et OZ portent respectivement la *contrainte minimale*  $\sigma$ 3 et la *contrainte intermédiaire*  $\sigma$ 2, obéissant aux inégalités :

#### $\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$

Ceci représente le cas général dans la croûte terrestre, où l'anisotropie des contraintes est plus ou moins intense, en fonction des phénomènes tectoniques à l'œuvre et des mouvements orogéniques.

Figure 2. Ellipsoïde des contraintes (d'après P. Nougier [2]).

# 2.3. Aspects géométriques : les déformations. Déformations de cisaillement

Les aspects géométriques sont immédiatement visibles, puisqu'ils sont la trace enregistrée dans la roche des *déformations* subies. Pour simplifier<sup>1</sup>, nous ne décrirons que les deux types de déformations homogènes de base, chacune se définissant par la nature du cisaillement qui en est la cause. Les **figures 3** représentent deux situations courantes dans la lithosphère, choisies pour en illustrer les conséquences sur la roche, en termes de déformations.

# - 1<sup>er</sup> cas : déformation de cisaillement pur, déformation coaxiale (figure 3a).

L'ellipsoïde est de révolution autour de  $\sigma 1$  vertical, et  $\sigma 2 = \sigma 3$ . C'est le domaine du tassement et de l'écrasement, selon l'axe vertical Z. Mais, simultanément, il y aura allongement et étirement de la roche, également répartis dans les deux directions X et Y. C'est une première modalité de déformation cisaillante. Elle est dénommée *déformation de cisaillement pur (pure shear*, dans le vocabulaire anglo-saxon) : c'est la déformation d'aplatissement ou d'écrasement, *coaxiale*<sup>2</sup>, visualisée sur le petit cube élémentaire sur la **figure 3a**.

Bien noter qu'une compression simple s'accompagne d'un étirement isotrope dans toutes les directions du plan horizontal : c'est pourquoi on parle de cisaillement pur. Cette compression se produit par enfouissement dans la lithosphère en équilibre stable, et  $\sigma 1$  représente la pression

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Pour simplifier l'exposé, nous n'introduisons pas la notion d'ellipsoïde des déformations.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Coaxial signifie qu'il y a symétrie des contraintes et des déformations par rapport à l'axe vertical.

lithostatique. La différence en intensité entre  $\sigma 1$  d'une part, et  $\sigma 2$  ou  $\sigma 3$  d'autre part, est en général faible, voire très faible, mais suffisante pour produire l'écrasement sur une longue durée.

**Figure 3a.** Représentation de l'ellipsoïde des contraintes, dans le cas où celles-ci résultent du seul enfouissement. Le cube élémentaire abc est aplati selon Z et étiré selon X et Y en a'b'c' (adapté de P. Nougier [2]).



### - 2<sup>e</sup> cas : déformation de cisaillement simple (figure 3b)

La contrainte est anisotrope, et la symétrie bilatérale de l'objet n'est pas conservée. Cette fois,  $\sigma 3$  est porté par l'axe vertical de l'ellipsoïde et la contrainte maximale  $\sigma 1$  se trouve dans le plan horizontal. De plus,  $\sigma 2 \ge \sigma 3$ . On est donc en présence d'une contrainte anisotrope, développée par une subduction ou un mouvement orogénique.

Un *raccourcissement*<sup>3</sup> devrait se produire suivant l'axe OZ, simultanément avec un étirement vertical, comme le montre la **figure 3b**.



#### Figure 3b.

Représentation de l'ellipsoïde des contraintes, dans le cas d'une contrainte tectonique s'ajoutant à la pression lithostatique. Le cube élémentaire abc est aplati selon Z et étiré selon X en a'b'c' (adapté de P. Nougier [2]).

Cependant, dans cette configuration symétrique, la déformation n'est pas stable, car le champ de contrainte n'est pas coaxial : il va y avoir *rupture de symétrie* et apparition d'une *rotation*. La déformation qui apparaît est donc angulaire et *rotationnelle* ; elle a une grande importance dans la pratique, et elle est dénommée *déformation de cisaillement simple*.

Voici comment on peut comprendre son apparition. Pour une surface unité S, inclinée d'un angle  $\alpha$  par rapport à la surface XY (**figure 3c**), on montre que la contrainte de cisaillement, c'est-à-dire la composante tangentielle de la contrainte, est donnée par :

#### $\tau = \frac{1}{2} (\sigma 1 - \sigma 3) \sin 2 \alpha$

On voit apparaître une grandeur importante pour la suite qui est  $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ : c'est la contrainte tectonique ou « *déviateur* » des contraintes, dont l'intensité est de l'ordre de grandeur de la surpression tectonique, c'est-à-dire de la différence entre la contrainte tectonique  $\sigma_1$  et la pression lithostatique  $\sigma_3$ . Par construction géométrique, cette composante tangentielle prend sa valeur maximale pour un angle de 45° par rapport aux contraintes principales. C'est donc dans cette direction que la déformation peut s'amorcer. Le petit cube de roche représenté sur la **figure 3c** va se transformer en parallélépipède : la déformation n'est plus coaxiale, mais rotationnelle, et les forces agissent comme un couple.

Les faces inférieures et supérieures du parallélépipède restent parallèles au plan horizontal, qui est le plan de cisaillement principal. Si la déformation continue, on voit sur la **figure 3c** qu'un

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> *Raccourcissement* est un terme important en tectonique des plaques, où il désigne aussi la déformation à l'échelle régionale, voire continentale, qui résulte d'une collision entre plaques, et la création d'une chaîne de montagnes, par plissements et chevauchements de grande ampleur.

*raccourcissement* s'opère suivant le petit axe Z du parallélépipède et que l'étirement est visible sur le grand côté X. La même déformation peut être imposée par l'anisotropie de l'objet qui oriente le glissement des particules dans une direction privilégiée.

Figure 3c. À gauche, toute surface dans le petit cube élémentaire (inclinée d'un angle a) subit un couple de cisaillement de valeur  $\tau$ . Le cube va se déformer en un parallélépipède qui va se coucher progressivement dans la direction de la contrainte tectonique. Le plan de cisaillement principal **C** reste fixe par rapport à la contrainte principale. (Dessin D. Rossier).



Remarquons que si le petit cube de roche, représenté sur la **figure 3c**, était cassant, au lieu d'être déformable continûment, il y aurait fracture et apparition de failles conjuguées entre elles et formant un angle de  $45^{\circ}$ , la contrainte principale en étant la bissectrice. Dans le cas réel, à cause de la résistance interne de cette roche, de sa cohésion et des forces de frottement, l'angle est toujours inférieur à  $45^{\circ}$  et plus proche de  $30^{\circ}$ . Dans le cas d'une roche se déformant de façon continue par cisaillement simple, il peut se produire une rupture au-delà d'un certain seuil. La rupture se fait alors suivant le plan où le couple de cisaillement est maximum, incliné d'un angle voisin de  $45^{\circ}$ , comme dans le cas des failles conjuguées.

La déformation de cisaillement simple est d'une grande importance dans la pratique : c'est une déformation rotationnelle, non coaxiale. Dit encore autrement, c'est une déformation de torsion angulaire, résultant d'un couple, où les forces sont appliquées non symétriquement. C'est une déformation de glissement en jeu de cartes, qui conserve toutefois sa nature de déformation continue. Elle est accompagnée d'un raccourcissement dans une direction perpendiculaire au « jeu de cartes ».

# 3. Déformation des roches : schistosité, foliation, crénulation

## 3.1. Rhéologie des roches. La transition fragile/ductile

Les notions introduites au chapitre 2, et les aspects géométriques qui en découlent, ne font aucune hypothèse sur les propriétés de la matière elle-même. On comprend bien que, pour appliquer ces résultats au monde réel des roches, qu'elles soient métamorphiques ou non, il va être nécessaire de tenir compte de leurs propriétés physiques. Ce problème, universel pour l'étude de la déformation des roches, est celui de la *rhéologie*.

Il est classiquement abordé dans les ouvrages de base, auxquels on se référera, en distinguant trois domaines successifs de déformation en fonction de l'intensité de la contrainte :

- le domaine élastique, où la déformation est continue et réversible ;
- le domaine plastique, où la déformation reste continue, mais où la roche ne revient pas à son état antérieur après la relaxation de la contrainte ;
- le domaine de rupture.

Or, notre objet est de comprendre la structure et la texture des roches métamorphiques, roches qui sont soumises à des pressions et des températures élevées à très élevées, lors de l'épisode crucial de leur transformation. C'est donc à un cas particulier de la matière que nous nous intéressons car, dans ces conditions, un grand nombre de roches deviennent plastiques, c'est-àdire qu'elles se déforment souplement, dans un domaine étendu des valeurs de contraintes tectoniques. Un grand nombre de déformations, qui vont être enregistrées au moment de l'épisode métamorphique principal, s'inscrivent donc dans le domaine plastique. Ce comportement est dénommé *ductile*.

Au contraire, à la surface ou pour de faibles profondeurs, un grand nombre de roches se fracturent sans se déformer quand elles sont soumises à une contrainte : c'est le domaine du comportement *fragile*.

Au cours de l'enfouissement d'une roche, dès que la température dépasse 300 °C, et que la pression s'élève au-dessus de 1 kbar, le domaine plastique peut être atteint, puis il s'étend et le seuil de rupture tend à disparaître. C'est la *transition fragile/ductile*. Vers 300 °C, la déformation des cristaux de quartz devenant particulièrement facile, les roches comme le gneiss, réputées cassantes, sont alors plus ductiles que les dolomies !

### 3.2. L'apparition de la schistosité, en comportement ductile

Dans ces conditions de comportement ductile, comment se produit la *schistosité*, dont on sait qu'elle est la marque de fabrique de beaucoup de roches métamorphiques ? Et comment la relier aux lois de base établies au chapitre 2 ?

Tout d'abord, rappelons la définition de la schistosité, telle qu'elle est donnée par le Dictionnaire de géologie [5] :

« Feuilletage plus ou moins serré présenté par certaines roches, acquis sous l'influence de contraintes tectoniques, distinct de la stratification, et selon lequel elles peuvent se débiter en lames plus ou moins épaisses et régulières. »

Dans le contexte des Entretiens sur le métamorphisme, nous nous intéressons essentiellement à la *schistosité de flux*, caractérisée par son caractère « *pénétratif* »<sup>4</sup> : l'espacement des feuilletages apparaît très serré à l'œil nu, et aussi au microscope ; de plus, la cohésion de la roche n'est pas altérée, ou elle l'est faiblement.

• Un premier cas est celui où la roche subit un *cisaillement pur*, par aplatissement homogène, par exemple dans le cas d'un enfouissement et en l'absence de toute contrainte tectonique. Le feuilletage peut apparaître alors, perpendiculairement à la contrainte principale qui est à la verticale. L'anisotropie ainsi créée résulte de l'écoulement (fluage) de la matière dans les plans des feuillets (figure 3).

Cependant la symétrie par rapport à l'axe vertical est conservée ; le cisaillement est « pur ».

#### Figure 4.

Premier cas de schistosité de flux : *cisaillement pur*. Les plans de schistosité **S1** se développent parallèlement au plan XY (voir notation **figure 3a**) perpendiculaire à la contrainte **σ1**. Les marqueurs circulaires sur le cube d'origine sont ovalisés par la déformation anisotrope qui conserve son caractère coaxial (adapté de P. Nougier [2]).



<sup>4</sup> Par opposition à la schistosité de fracture, non pénétrative, où le feuilletage est espacé et laisse apparaître les « microlitons », à l'œil nu ou même à la loupe.

• Le second cas est celui du cisaillement simple. Pour notre étude des roches métamorphiques, il est plus important, dans la pratique, car représentatif des situations tectoniques communes d'enfouissement par subduction ou de collision entre plaques. Reprenons la figure 3c du § 2.2 : sous l'effet de l'anisotropie des contraintes, due à la tectonique (le « déviateur des *contraintes* » ( $\sigma$ 1-  $\sigma$ 3)/2), la contrainte cisaillante  $\tau$  engendre une déformation *rotationnelle* de la roche. Elle se manifeste non pas par de franches fractures, mais par des joints de cisaillement de plus en plus finement rapprochés, surfaces le long desquelles la matière glisse imperceptiblement grâce à sa ductilité. Les plans des joints de cisaillement donnent naissance à la schistosité : figure 5 et cliché 1.



Figure 5. (Dessin D. Rossier). Second cas de schistosité de flux : cisail*lement simple*. Au temps **t0**, l'anisotropie des contraintes provoque l'apparition de clivages parallèles et répétitifs, le long desquels la matière flue et s'écoule : elle devient elle-même anisotrope. Si le cisaillement s'intensifie (t1, puis t2), les plans de clivage se couchent progressivement sur le plan de cisaillement principal, parallèlement à la contrainte principale.

Par convention, ces plans sont toujours désignés par la lettre S1, ou Sj, avec j > 1, si plusieurs déformations se sont succédé au cours du métamorphisme. La lettre S0 est réservée au plan de stratification dans le cas d'une roche d'origine sédimentaire.

#### Résumons.

En comportement ductile, c'est-à-dire pratiquement pour un enfouissement au-delà de quelques milliers de mètres, une forte anisotropie peut apparaître dans la roche, sous la forme d'un feuilletage très fin et pénétratif ; les plans des feuillets basculent progressivement et se rapprochent du plan de cisaillement principal : c'est la schistosité de flux, intimement liée à la présence d'une contrainte tectonique.



# perpendiculairement à la schistosité, dans un schiste de la carrière d'ardoises de Travassac (Bas Limousin). Voir Entretien sur le métamorphisme n° VII. La schistosité est pénétrative, conférant à la roche une grande

homogénéité et une bonne cohérence. Le débit en feuillets reste possible. On note les lits très fins de cristaux noirs de biotite, soulignant la schistosité.

### 3.3. Plissements et schistosité

Les déformations associées aux plis tectoniques, visibles en affleurement, présentent également un terrain d'application des lois de la mécanique des roches. Elles offrent aussi une vue complémentaire de la précédente, sur l'apparition de la schistosité dans les roches soumises à des contraintes anisotropes. Le **cliché 2** a été pris sur la coupe d'un pli isopaque<sup>5</sup> de grand rayon de courbure (environ 20 mètres), sur un complexe formé par des bancs de grès massifs (de 20 cm à un mètre d'épaisseur), alternant avec de minces couches de pélites. L'ensemble a été enfoui à faible profondeur, puis exhumé ; il a donc subi un métamorphisme de faible degré, sous une contrainte tectonique qui a charrié et plissé le complexe.

Cliché 2.

Complexe sédimentaire de la série de Sia (Dévonien supérieur) en haute vallée d'Ossau. Dans ce complexe, de minces lits de schistes ardoisiers pélitiques (à gauche), alternent avec des bancs de grès épais et massifs (à droite).



Dans ces conditions, le banc de grès a été fracturé et découpé en gros litons<sup>6</sup> réguliers, perpendiculairement à la surface du banc, tandis que la pélite a subi une schistosité pénétrative orientée suivant le plan axial du pli, subvertical dans le cas présent. On parle dans ce cas de *schistosité de plan axial*.

On notera que l'anomalie mécanique créée par l'hétérogénéité de la roche – on parle de *pli* disharmonique – permet une détermination au moins partielle de la géométrie du pli. Ce sont les couches les plus épaisses et les plus compétentes<sup>7</sup> qui imposent le rayon de courbure. Toujours dans le cas du **cliché 2**, les couches de schiste ardoisier ont facilité le décollement des bancs de grès et leur glissement relatif : on parle de *glissement flexural*.

Cet exemple illustre l'importance de la nature de la roche dans l'acquisition d'une schistosité, et en particulier d'une schistosité de flux, pénétrative. Les pélites, issues des sédiments argileux, ont la plus grande aptitude à fluer et donc à développer ce type de structure.

Le cliché 3 est représentatif d'une situation différente de celle exposée ci-dessus. Il illustre le cas où la totalité de la roche plissée a subi un aplatissement et un étirement intenses. La schistosité de plan axial envahit uniformément la roche et la stratification (S0) disparaît, sauf au niveau des charnières dont quelques résidus subsistent.

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Plis isopaques : plis dont l'épaisseur des couches, ou des bancs, est constante.

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Litons, microlitons : blocs ou feuillets résultant de la fragmentation, dans le cas d'une schistosité de fracture.

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> La *compétence* d'une roche est étymologiquement son aptitude à résister à la déformation. Elle correspond au concept flou de degré de déformabilité et s'applique à des volumes rocheux de taille déjà importante (supérieure à un échantillon).



Cliché 3. Micaschiste à biotite et grenat, lieu dit « Les Taupineries », près de Travassac, Corrèze. Lame mince observée en transmission, en lumière polarisée non analysée, (LPNA). Les vestiges des charnières des plis sont encore visibles. Elles sont donc notées **S0**. Associée au pli, la schistosité de plan axial **S1** a envahi la totalité du micaschiste.

Suivant son intensité, l'étirement peut faire disparaître la stratification : on parle alors de *transposition* du litage sédimentaire vers la structure fine de la schistosité pénétrative. Le mécanisme de transposition sera développé au § 3.6.

# 3.4. Schistosité cristallophyllienne, dissolution-recristallisation. Zones abritées, zones d'ombre.

Nous allons maintenant décrire plusieurs mécanismes physico-chimiques remarquables qui vont affecter la structure d'une roche, au fur et à mesure de l'augmentation de l'intensité du métamorphisme. Ces mécanismes vont nous faire passer de la pure mécanique des roches au métamorphisme proprement dit.

Pour simplifier, nous supposons qu'à l'origine nous partons d'un sédiment banal, d'origine volcanique ou détritique, contenant de l'argile et du quartz en bonnes parts.

Sur le **cliché 1**, et aussi sur le **cliché 3**, nous avons vu apparaître des biotites toutes orientées parallèlement dans le plan **S1**, comme premiers « marqueurs » de la phase initiale de métamorphisme. Il s'agit de phyllites<sup>8</sup>, toujours présentes dans une roche sédimentaire contenant de l'argile à son origine. À cette phase initiale, sont associées une cristallisation et une croissance rapide de ces minéraux, avec orientation préférentielle dans **S1** à cause de leurs propriétés cristallographiques particulières.

À ce stade, on peut parler de *schistosité cristallophyllienne*. Dans une déformation progressive, les grains, surtout de phyllites, peuvent glisser les uns sur les autres, s'ils sont suffisamment petits. Ces coulissements relatifs permettent des rotations et des réorientations par rapport à la contrainte. C'est l'origine de la schistosité de flux, présentée au paragraphe 3.2 : elle pénètre intimement dans la totalité de la roche, et apparaît obligatoirement dès que l'enfouissement dépasse environ 4 000 mètres.

Si l'intensité du métamorphisme augmente, tant en pression qu'en température, un second phénomène remarquable se produit : la *dissolution-recristallisation* de certains minéraux, et en tout premier lieu du quartz, mais aussi des feldspaths. Les phyllites, elles, restent insolubles, ayant un caractère réfractaire.

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> Phyllosilicates, comme les micas et les chlorites. Voir Entretien sur le métamorphisme n° III.

La silice, à la surface des grains de quartz comprimés, commence à se dissoudre là où la pression est la plus importante ; elle est donc mobilisée, avant d'aller recristalliser à un nouvel

emplacement. Elle va migrer à la surface des grains de quartz, de telle sorte que certains angles s'arrondissent et que les grains s'allongent dans le sens de la schistosité (**clichés 4, 5a, 5b**).

#### Cliché 4.

Amphibolite intercalée dans les gneiss gris du Bas Limousin, route N89, de Brive à Tulle, Corrèze. Lame mince observée en lumière polarisée analysée, dite LPA. Dans cette amphibolite, les lits colorés



d'amphibole alternent avec des lits de quartz, disposés en pavage où les grains sont allongés par dissolution-recristallisation dans le sens de la schistosité.

Si, de plus, un fluide inter-granulaire est présent, le transport de la silice va se faire à des distances plus importantes que le grain lui-même. Un premier résultat observable est sa migration sous l'action de gradients de pression locaux vers les zones « abritées », ou « zones d'ombre », c'est-à-dire où la pression est moins forte (**clichés 5a** et **5b**) Ces zones sont souvent ménagées par un cristal de plus grande dimension, offrant ainsi un abri favorable à la recristallisation du quartz. La dissolution se fait toujours là où la pression est la plus élevée, perpendiculairement à la direction de la contrainte, comme l'illustre le **cliché 5b**.



#### Cliché 5a.

Leptynite de Tulle, lieu dit « Château fort », route d'Argentat. Lame mince en LPA. Un grand cristal d'albite, hérité de la roche mère, a été arrondi en forme de poire par dissolution du feldspath. En même temps, il a servi d'abri pour la recristallisation de la silice, déplacée des flancs vers les deux extrémités de la forme en poire : on parle aussi de « queues de recristallisation ». **Ab** : albite, **Qtz** : quartz.

#### Cliché 5b.

Leptynite de Tulle, lieu dit « Château fort », route d'Argentat (même échantillon que le **cliché 5a).** Lame mince en LPA. Le grand cristal d'albite s'est arrondi et déformé dans la charnière d'un pli. La flèche indique la zone de pression maximale, d'où la silice a été dissoute (il ne reste qu'un fin ruban) et a migré vers les deux « queues », en forme de fuseaux, logées aux deux extrémités dans les zones d'abri. **Hbl** : hornblende, **Ab** : albite.



## 3.5. Foliation métamorphique vs foliation sédimentaire...

Si la température continue à augmenter, le mécanisme de *dissolution-ségrégation-recristallisation* s'amplifie et se généralise à l'ensemble de la roche. Cela veut dire que la migration de la silice n'est plus limitée à la surface d'un grain, mais qu'elle se propage à plus longue distance. C'est déjà ce qui se produit dans les zones abritées avec la formation des queues de cristallisation, comme on l'a vu sur les **clichés 5a** et **5b**. Par amplification et généralisation, il apparaît une ségrégation en lits distincts, entre d'une part les phyllites, déjà bien orientées, et d'autre part les nouveaux cristaux de quartz et de feldspath.

Les minéraux dissous migrent massivement vers les zones de moindre pression et s'y accumulent, comme l'illustre le dessin de la **figure 6**. La roche prend une structure « *foliée* », avec alternance de feuillets clairs, quartzo-feldspathiques, et feuillets foncés où les minéraux ferromagnésiens sont concentrés<sup>9</sup>. Les épaisseurs des feuillets sont millimétriques. De plus, les bords des feuillets sont souvent soulignés par de minces lits continus et concentrés de micas, accentuant la perception d'une *ségrégation chimique*.



#### Figure 6.

Gneiss gris du Bas Limousin, gare d'Aubazine, Corrèze. Ce gneiss a été soumis à une forte contrainte anisotrope, combinée à une élévation de température. Il a subi une déformation rotationnelle et simultanément les processus de dissolution du quartz et du feldspath et de recristallisation ont envahi le volume et modifié la structure. (a) : zone de pression maximale où la silice est dissoute et où l'épaisseur du lit clair quartzo-feldspathique diminue. Noter l'écart angulaire avec

la direction de la contrainte principale. (b) : zone de pression minimale, avec épaississement des charnières des plis créés par la contrainte tectonique.

Les cristaux de staurolite, colorés en jaune, sont des silicates d'alumine, marqueurs de l'intensité du métamorphisme ; ils s'accumulent dans des plans perpendiculaires à la direction de pression maximum. C'est la matérialisation d'un plan de cisaillement, le plan C de la **figure 5** du § 3.2. Voir également le paragraphe sur la *crénulation*. (Dessin D. Rossier).

Le mécanisme de foliation est d'autant plus efficace que pression et température sont plus élevées ; il s'amplifie à partir d'une profondeur d'environ 8 000 mètres. Il est facilité par la présence d'une pression partielle de fluide interstitiel. Mais attention ! La foliation, ou structure foliée, peut aussi avoir, partiellement ou totalement, une origine sédimentaire, à cause de l'hétérogénéité initiale des dépôts. Si le sédiment est, par sa formation, un empilement de couches de compositions différentes, et suffisamment épaisses comme souvent dans les sédiments détritiques, le métamorphisme n'en fera pas disparaître toutes les traces. Ce sont ces couches mêmes qui vont apparaître comme des feuillets et que le métamorphisme va éventuellement souligner, par le mécanisme décrit plus haut. Les **clichés 6a** et **6b** illustrent cette situation très courante, où la foliation a sa source dans le protolithe sédimentaire ou volcanosédimentaire (**6a**), et est amplifiée par le métamorphisme (**6b**).

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Toutefois, la ségrégation à ce stade n'est pas complète, et quartz et feldspath subsistent dans les feuillets foncés.

Cliché 6a. Micaschiste, route de Travassac à Sainte-Féréole, Corrèze. Lame mince observée en LPNA. Foliation d'origine sédimentaire, le protolithe étant un complexe volcano-détritique de composition rhyo-dacitique. Parallèlement à la schistosité, les niveaux riches en quartz alternent avec des niveaux plagioclasiques, riches en biotite. Les épaisseurs sont millimétriques, mais la foliation n'est marquée que par l'alternance des niveaux.





## Cliché 6b.

Gneiss gris du Bas Limousin, gare d'Aubazine, Corrèze. Lame mince observée en LPNA. L'origine de la foliation est dans la nature sédimentaire du protolithe (grauwacke), mais la foliation a été amplifiée et soulignée par le métamorphisme régional intense. Elle se traduit par les fins liserés de biotite bordant les niveaux quartzo-feldspathiques.

# 3.6. Crénulation. Transposition des schistosités

Dans le paragraphe 3.2, il est apparu utile de définir plusieurs surfaces pour décrire la géométrie d'une roche métamorphique.

Tout d'abord, dans une roche sédimentaire, la surface **S0** correspondant au plan de stratification. Puis, lors de l'enfouissement, la roche sera complètement plissée, et cette phase d'écrasement produira une première schistosité **S1**. Les charnières peuvent disparaître complètement et **S1** tend à se confondre avec **S0** : on parle de *transposition* de **S0** en **S1**. Au cours de cette phase initiale, les phyllites se parallélisent totalement avec **S1**. La schistosité pénètre complètement la roche : c'est la schistosité de flux, pénétrative.

Cependant, la direction de la contrainte initiale peut changer, ou de nouvelles contraintes peuvent apparaître suivant des directions totalement nouvelles. Il apparaît alors un nouveau type de déformation, différent du précédent qui était un écrasement : c'est la déformation rotationnelle, non coaxiale, décrite dans la seconde partie du § 3.2, et sur les **figures 3c** et **5**.

Ces mêmes figures montrent un point important pour la suite : le glissement des joints de cisaillement est accompagné d'un *raccourcissement* dans une direction à peu près perpendiculaire aux plans de ces joints. Ce raccourcissement se fait inéluctablement par des plis et, dans certains cas, par des microplis en créneaux répartis uniformément dans la masse de la roche, bien visibles en lame mince, mais aussi à l'œil nu : c'est la *crénulation*, illustrée sur la **figure 7**.



# Figure 7.

Sous l'action d'une nouvelle contrainte tectonique en cisaillement simple, de nouveaux joints de cisaillement apparaissent, par la remobilisation des quartz et des feldspaths. Simultanément, des plis en créneaux se développent pour permettre le raccourcissement. Une nouvelle schistosité **S2** apparaît, soulignée par les nouveaux joints de cisaillement riches en phyllites. (Dessin D. Rossier).

Les flancs des créneaux sont soumis à des surpressions qui en expulsent progressivement le quartz. Il apparaît donc une nouvelle structure périodique, superposée à la première et qui se manifeste par une nouvelle alternance de lits clairs et sombres :

• les lits clairs voient s'accumuler les quartz et les feldspaths ;

• les lits sombres rassemblent les phyllites, et plus généralement les ferromagnésiens qui sont peu solubles et donc peu sensibles au mécanisme de base de dissolution-recristallisation.

Comme le montre la **figure 7**, la schistosité **S1** cède la place à une nouvelle schistosité **S2**. Au fur et à mesure que la contrainte tectonique augmente, **S2** s'accentue par rapport à **S1**. On dit qu'il y a *transposition* de **S1** à **S2**, la nouvelle schistosité.

Sur le dessin de la **figure 6**, déjà commenté au § 3.5, et sur le **cliché 7**, les manifestations de ce processus ont été mémorisées très clairement dans le gneiss :



• la formation des plis ;

• le transport de quartz et de feldspath vers les lits clairs, et l'épaississement de ces derniers au niveau des charnières des plis ;

• la formation d'une nouvelle schistosité soulignée par les staurolites, qui sont des silicates d'alumine ferromagnésiens.

Cliché 7. C'est le cliché d'où le dessin de la **figure 6** a été tiré.

Cependant, il n'est pas toujours facile d'observer le processus de crénulation dans ses étapes intermédiaires, avec le faciès typique des microplis en créneaux dans toute la masse de la roche. Des exemples illustrés par des photos peuvent être trouvés dans l'ouvrage de J.-C. Pons, référencé en [4] dans la bibliographie de l'Entretien. Ils se trouvent aux pages VI et VII du hors-texte à la fin de l'ouvrage. Pour notre part, nous avons pu observer la crénulation dans la masse, dans des schistes noduleux à andalousite (**clichés 8a** et **8b**).

Voir également le Petit atlas de textures et de microstructures (§ 1.1).



**Clichés 8a** et **8b.** Cliché de droite : schiste métamorphique à *andalousite*. Tarbesou, Ariège. Les dimensions réelles de la coupe taillée et polie dans le schiste (cliché de gauche) sont de 5 x 3 cm.

Il existe d'autres types de structures importantes en métamorphisme, comme la *structure œillée* et la *structure migmatitique*. La seconde est le prolongement logique du mécanisme de foliation, avec séparation très poussée des phases, quand la température monte jusqu'à la fusion partielle. Elle est abondamment décrite dans l'Entretien n° VI.

De même la structure œillée, qui est typique des roches « ortho » de haut degré de métamorphisme, est décrite dans l'Entretien n° VII.

# 4. Textures des roches métamorphiques

Jusqu'à maintenant, nous avons traité de la *structure* des roches métamorphiques. Nous avons vu qu'elle nous parle des déformations macroscopiques (à l'échelle de l'œil de l'observateur), dans leur rapport direct avec les contraintes d'enfouissement et avec les contraintes tectoniques successives exercées sur la roche.

La *texture* d'une roche métamorphique fait changer d'échelle, et conduit à utiliser le microscope polarisant. D'après la définition donnée dans l'introduction, la texture est la géométrie intime de la roche, la disposition des minéraux présents et leurs déformations. L'examen aboutit à décrire les *fabriques* – ou *pétrofabriques* – c'est-à-dire les arrangements des minéraux entre eux, et aussi les *microstructures* formées par les minéraux eux-mêmes.

Pétrofabriques et microstructures apportent de précieux renseignements, car elles sont sensées avoir enregistré les phases successives de la transformation métamorphique. C'est à cette condition qu'il sera possible de reconstituer son histoire et les conditions physiques (température, pression et contraintes) de ses étapes. On comprend que pour « boucler » cette enquête complexe, il faudra coupler l'identification des minéraux avec les observations et les interprétations conjointes de la structure et de la texture.

# 4.1. Les phénoblastes, méthode d'approche. *Phases d'une histoire métamorphique*

Une lame mince taillée dans une roche métamorphique offre souvent une image touffue et parfois chaotique qui peut décourager d'emblée l'observateur non averti : aussi, mieux vaut disposer d'un guide méthodologique, qui conduise à aller à l'essentiel et à sélectionner les quelques éléments utiles. Sur le **cliché 9**, pris sur une lame mince d'un micaschiste banal, on observe sur un fond dense de petits cristaux, orientés par la schistosité, de plus gros cristaux : ce sont les *blastes*, ou *phénoblastes*<sup>10</sup>, dont la taille est souvent plus de dix fois plus importante que les petits cristaux, quartz et phyllites, qui tapissent le fond. Ces cristaux, bien souvent facilement observables et identifiables au microscope polarisant pour des grossissements raisonnables, sont une véritable providence pour l'étude du métamorphisme. Dans les Entretiens qui suivent (de l'Entretien n° III à l'Entretien n° VII), ils sont en première ligne. Nous les exploiterons systématiquement car ils sont les précieux indicateurs du métamorphisme et de ses conditions de température et de pression. Pour le moment, nous nous concentrons sur leur morphologie, dans l'idée que celle-ci a enregistré une histoire et qu'elle va peut-être nous conduire à une chronologie des événements !

Le dessin de la **figure 8**, associé au **cliché 9**, facilite l'interprétation et va nous servir d'exemple pour esquisser une méthode.



#### Cliché 9 et sa figure d'interprétation, figure 8.

Micaschiste à staurolite, route de Travassac à Sainte-Féréole, Corrèze. Lame mince en LPA. Sur un fond de fins cristaux de quartz et de phyllites (en particulier muscovite), orientés suivant la schistosité **S1**, se détachent un grand cristal pœcilitique (voir note 11) de staurolite (**St**) et de grandes biotites (couleurs de polarisation du rose au vert en passant par l'orangé). Au bas du cliché, un ruban de grands cristaux de quartz (**Qtz**), formant pavage, est « hérité » des hétérogénéités du sédiment d'origine. (Dessin D. Rossier).

Ici, nous supposons que ces phénoblastes (*staurolite* **St**, *biotite* **Bt**) ont été identifiés en tant que minéraux (voir l'Entretien n° I pour la méthode d'identification au microscope polarisant, et l'Entretien n° III pour la systématique des minéraux du métamorphisme) et c'est à leur morphologie que nous allons nous intéresser, avec trois types de questions :

- quels sont leur aspect, leur texture interne, leur contour et leurs déformations ?
- quelles sont les orientations respectives des textures internes et externes ?
- comment s'insèrent-ils dans le fond, comment s'agencent-ils avec leurs voisins immédiats?

C'est en ayant ces questions présentes à l'esprit que l'opérateur prendra soin au départ de tailler des lames suivant respectivement deux plans : le plan de schistosité ou de foliation d'une part, et un plan perpendiculaire d'autre part.

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> Blaste. Du grec *blastos*, bourgeon. Un phénoblaste est un minéral dont la taille dépasse de beaucoup celle de la majorité des minéraux constitutifs de la roche.

• Premier type de questions : *la texture interne*.

Le phénoblaste contient-il de petites *inclusions*, comme du quartz ? Si oui, c'est un *pœciloblaste*<sup>11</sup> et il est vraisemblable qu'il a bien été formé au cours de l'une des phases du métamorphisme : c'est le cas du grand phénoblaste de *staurolite* sur le **cliché 9** et la **figure 8**. Dans le cas contraire, c'est-à-dire s'il est dénué d'inclusions minérales, on doit se poser la question de l'origine de la roche. Ce peut être un cristal hérité du protolithe, comme dans les roches métamorphiques « ortho ».

- Le phénoblaste présente-t-il des déformations visibles, comme des microplis, ou des fractures? Est-il fragmenté ?

#### • Deuxième type de questions : orientations respectives des textures internes et externes.

- Les inclusions minérales, souvent du quartz<sup>12</sup>, sont-elles orientées, et présentent-elles ainsi un alignement ? Si oui, il s'agit de la trace mémorisée d'une *schistosité interne* au phénoblaste : on la désigne conventionnellement par la notation **Si**. Dans le cas du grand cristal de staurolite, la schistosité **Si** se confond assez bien avec la schistosité **S1**, externe au phénoblaste, et tracée sur le dessin de la **figure 8**. Mais on verra qu'il n'en est pas toujours ainsi. L'orientation de cet alignement va être utile quand on la mettra en relation avec la (ou les) schistosité(s) de la roche elle-même.

- Quelle est la géométrie de la schistosité Si: linéaire ou ondulée ? En effet, au fur et à mesure de la croissance du phénoblaste, la contrainte de cisaillement a pu changer d'orientation et/ou d'intensité. Quand elle matérialise la mise en rotation du germe sous la contrainte de cisaillement, la microstructure prend le nom d'*hélicitique*, et il est possible de déterminer le sens de rotation à partir de l'examen de cette géométrie.

## • Troisième type de questions : *insertion des phénoblastes sur le fond microcristallin, et agencement des phénoblastes entre eux.*

- Les phénoblastes sont-ils moulés par la schistosité ? Sont-ils accompagnés d'ombres de pression, ou de queues de cristallisation, que nous avons introduites au § 3.4 ?

- Un phénoblaste s'est-il formé par emboutissage dans un autre phénoblaste précédemment formé ?

- Y a-t-il eu réaction chimique entre deux phénoblastes en contact ?

C'est l'ensemble des réponses à ces questions qui va permettre d'établir la chronologie des phases métamorphiques et des déformations subies. On va voir sur des exemples comment distinguer un minéral formé respectivement avant, pendant et après la phase majeure de déformation. Les géologues ne se sont pas privés de créer des termes pour ces trois chronologies différentes ! Ce sont :

• *antétectonique*, ou *antécinématique*, pour les phénoblastes formés avant la phase majeure de déformation tectonique, ou *phénoclastes*<sup>13</sup> préexistants ;

• *syntectonique*, ou *syncinématique*, pour les phénoblastes dont la croissance s'est faite pendant la phase majeure ;

• *post-tectonique*, ou *post-cinématique*, pour les minéraux dont les conditions de développement (en particulier la température) ne sont apparues qu'après la phase majeure de déformation. On verra, en effet, dans l'Entretien n° VII (métamorphisme régional) que, dans de nombreux cas, la température continue à croître après la phase majeure de déformation.

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> Pœciloblaste. Du grec *poikilos*, varié. Blaste pœcilitique, contenant de nombreux très petits cristaux d'un autre minéral qui se trouve très souvent être du quartz.

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> Dans les pélites métamorphisées, le quartz en inclusion abonde car présent en quantité souvent importante dans l'argile d'origine.

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> Phénoclaste : fragment de cristal. Claste vient du grec *klastos*, brisé.

## 4.2. Croissance antétectonique des minéraux

On a vu sur l'exemple des **clichés 5a** et **5b**, dans le cas de roches « ortho » (*leptynite* de Tulle), quelle morphologie pouvait prendre, sous l'action du métamorphisme, certains minéraux du protolithe. Ceux-ci étaient bien présents **avant** la phase majeure de déformation tectonique. Mais, dans le présent paragraphe, il s'agit d'autre chose, et principalement de roches « para »<sup>14</sup> dans lesquelles des blastes se sont développés dans une phase précoce du métamorphisme, où la contrainte tectonique est nulle ou faible. Ces structures sont donc bien *antétectoniques* et se reconnaissent sur un ou plusieurs des trois critères suivants :

- elles sont moulées par la schistosité ;
- elles présentent une ou des ombres de pression ;
- la schistosité interne **Si** est discordante angulairement avec la schistosité extérieure **Se**, et ne se raccorde pas avec elle.

En outre, elles peuvent être plissées, ou déformées, ou même ébréchées, fracturées, voire découpées en morceaux.



#### Figure 9.

Gneiss gris du Bas Limousin, gare d'Aubazine, Corrèze. Dessin à partir d'un cliché en LPNA. **Bt** : biotite. **Se** : schistosité principale, extérieure au grenat. **Si** : schistosité interne. Dans le grenat almandin, la schistosité interne **Si** est en discordance angulaire nette avec **Se**. (Dessin D. Rossier).

Le grenat de la **figure 9** est moulé dans la schistosité du fond, l'ensemble présentant une allure de comète. De grandes biotites ont trouvé un abri dans les zones d'ombre ; la biotite **Bt1**, à droite, en contact direct avec le grenat, étant celle qui a été le mieux préservée par l'effet d'abri, tandis que les biotites en dehors de l'ombre ont été étirées et réduites en lambeaux par la contrainte de cisaillement.

On conclut que ce grenat almandin est antétectonique : sa croissance s'est faite nettement avant la phase de plus forte contrainte. Il a résisté à celle-ci, ce qui n'est pas toujours le cas.

Les biotites offrent des exemples plus fréquents de croissance antétectonique. Elles sont, en effet, parmi les premiers minéraux à se développer dès que le climat métamorphique se manifeste par l'augmentation de la température. Le **cliché 10** montre un faciès caractéristique où une grande biotite, formée précocement et parallélépipédique à l'origine, a subi la dissolution sur ses bords et une déformation en forme de « poisson »<sup>15</sup>. Les produits de dissolution, mobilisés le long des côtés, ont été recristallisés en fines lanières de muscovite (**Ms**).

La grande biotite a également subi des déchirements sur les deux côtés où la pression a été la plus forte (indiqué par les petites flèches sur le **cliché 10**). Inversement, la silice produite par la dissolution a été mobilisée et déplacée vers les deux zones d'ombre, abritées par le « poisson ».

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup> Voir les définitions des termes « ortho » et « para » dans l'introduction.

<sup>&</sup>lt;sup>15</sup> *Mica-fish*, en anglais.

Cette biotite est pœcilitique, ce qui a permis d'enregistrer sa schistosité interne **Si**. Au centre du cristal, elle est discordante angulairement avec **S2**, alors que sur les bords, dans les lanières déchirées, elle semble s'incurver vers **S2**. Le petit grenat, superposé à la biotite, s'est développé dans une phase ultérieure, toutefois précédant la phase majeure, comme l'indique aussi sa schistosité interne.

Cliché 10. Schiste tacheté à biotites et staurolites, lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze. Lame mince en LPNA. Grande biotite de type *mica-fish*, moulée dans la schistosité S2 et perforée par un petit grenat almandin (Grt). Au centre, les petites taches brunes sont les traces des distorsions de réseau créées par la radioactivité émise par des inclusions de zircons. Les identifications des minéraux se font en s'aidant de l'observation complémentaire en LPA.



Un dernier cas typique de phénoblastes antétectoniques est celui où des cristaux bien formés ont été fracturés et fractionnés par la déformation. C'est ce que montre le **cliché 11**, d'une éclogite non rétromorphosée, mais qui a subi une exhumation et un charriage. La contrainte tectonique a créé une schistosité dans la trame des pyroxènes qui baigne les grenats. De petites ombres de pression, tapissées de petits cristaux de *phengite*, apparaissent dans les zones abritées par les *grenats*, et ceux-ci sont fracturés à peu près perpendiculairement à la schistosité. Les fragments sont souvent disjoints.



#### Cliché 11.

Éclogite, île de Groix. Lame mince en LPNA. Les grenats sont fracturés et fractionnés, et les morceaux disposés dans le sens de la schistosité.

D'autres exemples de phénoblastes antétectoniques sont donnés dans le « Petit atlas de textures et de microstructures ».

## 4.3. Croissance syntectonique des minéraux ; cinétiques rapides

C'est la situation la plus fréquemment rencontrée. Les blastes se reconnaissent sur un ou plusieurs des trois critères suivants :

- ils sont partiellement ou peu moulés par la schistosité ;
- ils ne présentent pas, ou très peu, d'ombres de pression ;

• quand ils sont pœcilitiques, la schistosité interne **Si** peut être tracée et elle doit alors se **raccorder parfaitement** sur les bords avec la schistosité principale **Se**, externe au cristal du blaste. À l'intérieur, deux cas se présentent : soit la schistosité interne **Si** est à peu près

concordante angulairement avec **Se**, soit elle décrit une figure ondulée qui traduit la rotation du cristal au cours de la croissance, sous l'action du couple de cisaillement. Ces figures sont appelées « hélicitiques », car elles peuvent décrire de véritables spirales au cours de la rotation.

Un premier exemple simple est illustré par le grenat dessiné sur la **figure 10**. Le grenat est moulé par la schistosité externe, qui est la schistosité principale de la roche.

Figure 10. Schiste tacheté à staurolite, lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze. Le cliché, d'où le dessin est tiré, a été pris sur une lame mince taillée sur un niveau localement imprégné de graphite. Celui-ci a décoré le grenat pendant sa croissance sur certaines zones cristallographiques. (Dessin D. Rossier).

L'orientation et l'alignement des fines particules de graphite matérialisent parfaitement la schistosité interne **Si** acquise pendant la croissance. Ceci permet de vérifier le raccordement rigoureux entre **Si** et **Se** sur les contours



du *grenat*, et ceci malgré son moulage par la schistosité. En effet, le *grenat* a déformé localement son environnement en écartant les joints de cisaillement pendant sa croissance, tout en subissant une légère rotation. Celle-ci explique l'écart angulaire entre **Si** et **Se**.

Des exemples avec rotation plus importante et hélicitée sont donnés dans le « *Petit atlas de textures et de microstructures* » (§ 2.3).

Sur la même lame mince (**cliché 12**), les grands phénoblastes de *staurolite* sont sans ombre de pression et la décoration par le graphite permet à nouveau d'établir leur caractère syntectonique.



Cliché 12. Schiste tacheté à staurolite, lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze. Lame mince en LPNA. Phénoblastes pœcilitiques de staurolite. La schistosité interne peut être observée sur le blaste **St 2**, qui est une section transverse d'un prisme de staurolite. Elle est quelque peu masquée par les clivages. Le petit grenat est probablement antétectonique.

Les *staurolites* sont ici contemporaines de la déformation majeure, alors que, dans ce micaschiste, les *biotites* sont antétectoniques. On remarquera que ces cristaux de *staurolite* sont bien formés, avec un habitus caractéristique, malgré leur développement pendant une phase

majeure de déformation par cisaillement, et que l'axe principal du grand prisme **St 1** est incliné à  $45^{\circ}$  sur la direction de la schistosité **S1**. Les phénoblastes sont faiblement moulés par celle-ci, et l'ont peu déformée.

Le moulage des phénoblastes par la schistosité, dans le cas du syntectonisme, mérite une explication, car il diffère de celui des minéraux antétectoniques. En effet, la schistosité principale pénètre de façon concordante dans le phénoblaste. L'impression de moulage vient de ce que le faisceau des lignes qui marque la schistosité est déformé continûment tout au long de la croissance du blaste. Cette déformation est imposée par le très gros écart de cinétique de cristallisation entre le blaste et tous les petits cristaux qui l'entourent (**figure 11**).



**Figure 11.** La cinétique de croissance du grenat est si rapide qu'elle déforme les joints de cisaillement pendant l'épisode tectonique majeur. Les schistosités interne et externe restent concordantes angulairement. (Dessin D. Rossier).

Ces cinétiques rapides sont le propre de quelques minéraux du métamorphisme, comme les *silicates d'alumine* décrits dans l'Entretien n° III. Les exemples donnés ici sont ceux du grenat almandin et de la *staurolite*, mais on pourrait aussi citer l'*andalousite* et la *cyanite*.

## 4.4. Croissance post-tectonique des minéraux

Au § 4.1, nous avons signalé que, dans de nombreux cas, la température continue à croître après la phase majeure de déformation. Les conditions sont alors réunies pour permettre l'apparition et la croissance de nouveaux blastes, dans une ambiance tectonique apaisée. Ces cristaux peuvent être d'un type déjà apparu précédemment, ou d'un nouveau type permis par l'élévation de température. Mais, dans tous les cas, ils se reconnaissent par les critères suivants :

- ils ne sont pas moulés par la schistosité, et n'ont pas ou peu de schistosité interne ;
- ils peuvent être sécants sur les cristaux anté- ou syntectoniques, et se détachent sur eux comme s'ils les avaient perforés ;
- ils ne présentent pas de zone d'ombre, ou d'abri, sur leur périphérie ;
- ils portent en interne la trace de la schistosité de la matrice.

Le cliché 13 donne un exemple de blastes *post-cinématiques*, apparus dans un climat métamorphique de température plus élevée que la phase cinématique principale, indiquée par la schistosité S1.



#### Cliché 13.

Gneiss sur l'isograde de la *cyanite*, gare d'Aubazine, Corrèze. Lame mince en LPA. Les *grenats* ne présentent ni moulage, ni zones d'abri. Ils reproduisent en interne la schistosité de la matrice. Certaines *cyanites* (**Ky**) ont embouti la grande *biotite* antécinématique. *Grenats* et *disthènes* sont vraisemblablement post-cinématiques.

Un autre exemple est donné par le **cliché 14**, pris dans une migmatite à *sillimanite*. La *sillimanite* apparaît majoritairement en faisceaux serrés dans la *biotite*, et orientée dans le sens de la schistosité : voir la présentation de cette migmatite dans l'Entretien n° VI. Cependant, certains groupes de cristaux de *sillimanite* ont fait leur croissance sans être ni orientés, ni déformés par une contrainte tectonique : elles sont post-cinématiques, alors que les premières sont clairement syncinématiques.



### Cliché 14.

Migmatite. Barrage des Gloriettes, Hautes-Pyrénées. Lame mince en LPNA. Les cristaux de *sillimanite* apparaissent en inclusion dans les *quartz* et les *plagioclases* (au milieu du cliché), sous la forme de prismes limpides à fort relief, bien formés et plutôt trapus, et orientés de façon assez aléatoire. Ils ont pu se développer en phase posttectonique, simultanément avec la recristallisation des *feldspaths* et des *quartz*. Par opposition, les grands prismes de *sillimanite* dans les biotites voisines sont orientés dans le sens de la schistosité. Certains sont courbés par les contraintes d'étirement et de cisaillement.

## 4.5. Typologie des textures des roches métamorphiques

Il existe une typologie des textures, décrite dans tous les ouvrages, basée sur la morphologie des phénoblastes. Elle opère une synthèse entre la nature des minéraux de ces phénoblastes et les déformations imposées par le régime de contraintes. Universellement acceptée, elle reste cependant d'un intérêt limité, tout en trouvant une utilité réelle dans les descriptions sommaires ou condensées, comme dans les notices de carte géologique. Néanmoins, il faut la connaître. Elle est développée et illustrée dans le § 2.2 de l'Entretien n° IV, qui porte sur la classification des roches métamorphiques. On se reportera également aux ouvrages portant sur les roches métamorphiques, comme ceux des références [2], [3] et [4].

Cette typologie distingue quatre types de textures : granoblastique, lépidoblastique, nématoblastique et porphyroblastique.

• *Granoblastique* : les formes des minéraux (quartz, feldspath...) sont régulières. C'est une texture fréquente dans le cas de recuits à hautes températures suivant la phase tectonique majeure. Néanmoins, c'est une texture qui peut aussi présenter une orientation préférentielle, liée à la foliation.

• *Lépidoblastique*<sup>16</sup> : elle s'impose quand les phyllosilicates dominent, donnant un aspect général de lits aplatis et couchés. Cette texture peut être combinée à celle granoblastique. C'est le cas dominant dans les métapélites ou les métagrauwackes.

• *Nématoblastique*<sup>17</sup> : elle s'impose quand les minéraux ont une forme allongée en aiguilles, comme la sillimanite du **cliché 14**. Cette texture peut-être combinée à celle granoblastique.

• *Porphyroblastique* : ce type permet simplement de distinguer le cas où de grands cristaux, visibles à l'œil nu, se sont développés en phase de recuit ou en phase post-cinématique.

Nous verrons, dans le cas des éclogites (Entretien n° V), une texture très particulière nommée *symplectique*, résultant de la réaction chimique à l'interface entre deux cristaux différents, comme un *grenat pyrope* et un *pyroxène*.

En complément de cet Entretien n° II, le lecteur trouvera quelques exemples illustrés de textures et de microstructures dans le petit atlas joint en annexe.

L'objet de ce « *Petit atlas de textures et de microstructures* » est de familiariser par l'image. Il présente d'abord certaines textures particulières faisant apparaître les déformations de la roche par les contraintes tectoniques et aussi par la croissance rapide des phénoblastes. Puis, il complète les illustrations de l'Entretien, en associant, aux formes singulières que prennent ces minéraux, les raisonnements qui conduisent à reconstituer la chronologie des phases d'une histoire métamorphique.

# **Bibliographie**

[1] NICOLAS A. (1988) – Principes de tectonique. Masson éd., Paris, 2<sup>e</sup> éd.

[2] NOUGIER P. (2000) – *Déformation des roches et transformation de leurs minéraux. Initiation à la tectonique.* Éd. Ellipses.

[3] KORNPROBST J. (2001) – *Métamorphisme et roches métamorphiques, signification géodynamique.* 3<sup>e</sup> édition. Dunod éd.

[4] PONS J.-C. (2001) – *Minéraux et roches métamorphiques, la pétrologie sans peine.* Collection Focus, CRDP de l'académie de Grenoble.

[5] FOUCAULT A. & RAOULT J.-F. (2003) – Dictionnaire de géologie. Éd. Masson.



<sup>16</sup> Du grec *lepidos*, écaille.

<sup>17</sup> Du grec *nematos*, bâton.

# Annexe à l'Entretien n° II sur le métamorphisme

# Petit atlas de textures et de microstructures

1.	<b>Textures particulières (complément)</b> 1.1. Texture des schistes noduleux 1.2. Texture des schistes tachetés	page page	2 3
2.	Quelques formes singulières de microstructures		
	2.1. Inclusions, fractures, zones d'abri :		
	influence du régime de contraintes		
	tectoniques	page	4
	2.2. Microplis	page	8
	2.3. Sigmoïdes et hélices. Zonages.		
	Métamorphisme polyphasé		
	2.3.1. Microstructures syntectoniques	page	9
	2.3.2. Antétectonique ou syntectonique ?	page	9
	2.3.3. Hélicité, zonage	page	10
3.	Les réactions d'interface		
	3.1. Réactions d'altération	page	10
	3.2. Réactions d'équilibre entre paragenèses	page	11
	3.3. Microstructures réactionnelles, coronitiques	page	11

*Textes, clichés et dessins de Dominique Rossier, membre de la Commission de volcanisme de la SAGA.* 

## 1. Textures particulières

#### 1.1. Texture des schistes noduleux

Elle est fréquente en métamorphisme de contact. Les minéraux néoformés dans ce métamorphisme apparaissent bien à l'œil nu, sous la forme de petites boules faisant saillie hors du plan de première schistosité (**clichés 1, 2** et **3**).

**Cliché 1**. Schiste noduleux à andalousite. Tarbesou, Ariège.





#### Cliché 2.

Schiste noduleux à andalousite. Tarbesou, Ariège. Section sciée et polie, perpendiculaire à la schistosité.

Les nodules d'andalousite ont un diamètre compris entre 5 et 10 mm, et un cœur parallélépipé-

dique jaune or, entouré d'une auréole sombre (séricite ou matière charbonneuse ?). La cinétique rapide de leur croissance crée une ondulation dans les niveaux de quartz hérités de la structure sédimentaire **S0**. La surface **S1** de première schistosité se confond presque avec **S0** (voir les *figures 1a* et *1b*).

#### Cliché 3.

Schiste noduleux à andalousite. Tarbesou, Ariège. Sur ce cliché pris sur une surface non polie parallèle à la schistosité **S1**, les nodules d'andalousite apparaissent avec une morphologie dite amygdalaire, c'est-à-dire en forme d'amande. Elle traduit la déformation par dissolution/recristallisation subie par les nodules lors d'une seconde phase tectonique. Elle a été accompagnée par le phénomène de *crénulation*,



formation d'une seconde schistosité S2 qui laisse apparaître une linéation *l1* à la surface de l'échantillon prélevé. Les surfaces S0, S1 et S2, ainsi que la linéation *l1*, sont schématisées sur les *figures 1a* et *1b*.

Dans l'exemple montré ici, on trouve aussi l'illustration d'une déformation par *crénulation*<sup>18</sup> et apparition de la *linéation* associée : **cliché 3** et *figure 1b*. Le schéma de la **figure 2** explique la formation de la *linéation* de crénulation.

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup> Crénulation, du latin *crena*, entaille. Déformation d'une surface de stratification ou de schistosité par des microplis rapprochés, parallèles entre eux, souvent aigus. (Dictionnaire de géologie [5], page 86).



#### Figures 1a et 1b.

Dessins d'un bloc-diagramme et de coupes dans un échantillon prélevé dans les schistes noduleux à andalousite du Tarbésou, Ariège.

#### Figure 1a.

Sur le bloc-diagramme de la figure, les nodules d'andalousite, colorés en jaune, sont entourés d'une auréole sombre. Leur vue, sur la coupe perpendiculaire à la surface **S0**, est en général de forme grossièrement carrée, correspondant à la section de prismes couchés dans le plan **S0**.



#### Figure 1b.

Sur le bloc-diagramme de cette figure, la linéation créée par l'intersection entre les surfaces S2 et S1 apparaît sur la surface du bloc et sur la coupe B, parallèle à S0/S1.

Figure 2. Bloc-diagramme montrant la formation d'une linéation à la surface d'une roche soumise à une schistosité de crénulation. (Dictionnaire de géologie [5], page 86).



#### 1.2. Texture des schistes tachetés

Cette texture apparaît quand les phénoblastes se densifient au point de remplir une partie notable du volume et de modifier complètement l'apparence et la couleur de la roche. On verra dans le métamorphisme régional (Entretien n° VII) que les métapélites et les métagrauwackes peuvent présenter cette texture. Dans une zone où les isogrades de la biotite et du grenat almandin ont été largement franchis, on peut observer l'envahissement du volume par de grandes biotites et de grands grenats : *clichés 4a* et *4b*.



Clichés 4a et 4b. Schiste tacheté à staurolite, lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze.

*Cliché 4a.* Coupe sciée perpendiculairement à la schistosité. Les grandes staurolites losangiques sont brunâtres.



*Cliché 4b.* Coupe sciée parallèlement à la schistosité. Les biotites (blastes noirs) sont aplaties dans les plans de la schistosité. Les grenats roses sont bien visibles sur ce cliché. Les grandes staurolites losangiques sont brunâtres.

## 2. Quelques formes singulières de microstructures

Il s'agit de « patterns » structuraux caractéristiques qui marquent – ou décorent – les phénoblastes, lors d'une phase du métamorphisme. Nous passerons en revue :

#### inclusions, fractures, microplis, sigmoïdes et hélices.

Ces patterns sont utiles pour diagnostiquer le rôle de la tectonique dans les phases métamorphiques successives.

# 2.1. Inclusions, fractures, zones d'abri : *influence du régime de contraintes tectoniques*

On a vu, au chapitre 4 de l'Entretien n° II, plusieurs exemples d'*inclusions*, de quartz ou de graphite, dans les minéraux du métamorphisme. Quand elles sont disposées en rangées, ou bien orientées, ces inclusions se révèlent utiles pour déterminer l'orientation de la schistosité interne de ces minéraux par rapport à la schistosité externe de la roche. L'importance relative des inclusions et leur orientation autorisent alors à reconstituer l'historique des contraintes.

Cependant, il y a des cas où les inclusions n'apparaissent pas ou peu orientées. C'est celui d'une phase métamorphique de « climat tectonique calme », où la roche est portée à une température suffisante pour que les blastes se forment, mais où les contraintes de cisaillement sont faibles ou nulles. Une telle situation peut se produire au cours de la première phase – ou de plusieurs phases – de montée en température, et la « mémoire » peut en être conservée si les blastes ne sont pas détruits par une phase ultérieure d'écrasement ou de raccourcissement.

Cliché 5. Schiste tacheté, métapélite. Malemort, déviation de contournement au nord de Brive. Corrèze. Scan de la lame mince en lumière naturelle. Emplacement n° 8, viaduc sur la Couze. La staurolite maclée fait 5 mm sur sa plus grande longueur. Les linéations de schistosité qui ne sont visibles qu'à plus fort grossissement sont très fines.



Ces différentes situations ont été observées sur un site remarquable du métamorphisme régional du Bas Limousin décrit dans l'Entretien n° IV (§ 3.1). Il est situé à cheval sur l'*isograde* de la staurolite, lieu de première apparition de ce minéral du métamorphisme dans des métapélites. Ce site va nous permettre d'observer l'influence du régime de contraintes de cisaillement sur les microstructures ; nous le parcourons dans le sens inverse du gradient du métamorphisme, en nous arrêtant sur quelques emplacements répartis régulièrement sur environ 200 m d'affleurement.

#### *Emplacement repéré n• 8*

Le point de départ est l'emplacement du prélèvement repéré par le  $n^{\bullet} 8$  au cours de nos recherches, à environ 200 m après le franchissement de l'isograde. La staurolite s'exprime en grands cristaux abondants (**cliché 5**). Les arêtes des prismes sont nettes et bien rectilignes, souvent avec des macles caractéristiques. Les cristaux ont des géométries régulières, avec de grandes plages sans inclusions, ou avec de très petites inclusions. Ils se sont développés dans un « climat tectonique calme » tout au long des phases successives.

À cet emplacement  $n^{\bullet} 8$ , la phase où apparaît la schistosité **S1** a peu affecté les blastes, car les cristaux sont peu ou pas moulés, ni déformés. Il en est de même des biotites de première génération : cliché 5.

#### *Emplacement repéré n• 7*

Reculant d'une centaine de mètres vers l'emplacement  $n^{\bullet}$  7 (intensité du métamorphisme décroissant), on observe que la taille des staurolites diminue et les inclusions de quartz apparaissent en abondance à l'intérieur des cristaux : **clichés 6** et 7.

Dans un premier cas, celui illustré par les *clichés 6a* et *6b*, le dessin des inclusions de quartz évoque des formes géométriques semblables à des caractères ; il y a peu d'alignement préférentiel net. Cependant, la phase de cisaillement a été plus intense que sur l'emplacement  $n^{\circ} 8$ , et elle est bien visible sur les biotites. Elle a créé des réseaux de *fractures* d'extension sur les staurolites, mises en évidence sur le *cliché 6a*.

*Cliché 6a.* Schiste tacheté, métapélite. Malemort, déviation de contournement au nord de Brive. Corrèze. Emplacement **n**<sup>•</sup> 7, 100 m avant le **n**<sup>•</sup> 8. Lame mince observée en LPNA. La dimension du prisme de staurolite est de 1,7 mm. Le prisme est fracturé perpendiculairement à sa longueur.



Cliché 6b. Agrandissement d'un facteur X 2.



Néanmoins, pour la plupart des grandes staurolites de l'emplacement  $n^{\bullet}$  7, la schistosité interne Si peut être détectée : elle ne concorde pas avec celle de la roche Se qui les moule, comme le montre le cliché 7. Plusieurs phénoblastes de staurolite ont été *fracturés* puis fragmentés : *figures 3a* et *3b*. Les intervalles ainsi créés ont servi d'*abris* pour le quartz. Dans ces abris, le quartz recristallise en pavage de gros cristaux polyédriques, bien visibles sur le cliché 7. Les staurolites sont antécinématiques.

**Cliché 7.** Emplacement  $n^{\bullet}$  7, 100 m avant le  $n^{\bullet}$  8. Lame mince en LPA.



Fig. 3a.

Fig. 3b.



Figure 3a : coupe perpendiculaire à la schistosité. En jaune, les fragments de blastes de staurolite, de 2 à
3 mm de longueur. En noir, les biotites. Le dessin reproduit la disposition d'un prisme de staurolite ante-cinématique de l'emplacement n° 7, basculé puis découpé en deux parties

par la contrainte de cisaillement : les deux fragments se sont séparés et ont déformé localement les lignes d'écoulement de la schistosité dans la métapélite. **Figure 3b** : coupe parallèle à la schistosité, montrant la fragmentation des prismes perpendiculairement à la linéation **l1**. La lettre **a** désigne une macle de staurolite.

#### *Emplacement repéré n*• 6

Reculant encore de 60 m sur l'emplacement  $n^{\bullet} 6$ , les échantillons prélevés révèlent une phase de contrainte de cisaillement notable, alors que l'intensité du métamorphisme est légèrement

plus faible (nous remontons le gradient thermique) : *clichés 8a* et *8b*. Les staurolites sont plus petites et nettement moins fréquentes.



Emplacement  $n^{\bullet} 6$ , 160 m avant le  $n^{\bullet} 8$ . Lame mince observée en LPNA pour 8a, et en LPA pour 8b. Sur le cliché 8a, la contrainte de cisaillement a réduit les biotites en lanières. Le petit cristal de staurolite, moulé dans la schistosité, est altéré en chlorite sur sa périphérie. Sur le cliché 8b, noter le réseau dense de fractures d'extension (double liseré blanc) qui traversent la staurolite, dans une direction perpendiculaire au plan de cisaillement. L'intensité de la contrainte et la circulation des fluides dans les plans de cisaillement ont produit un remplissage dense de muscovite autour de la staurolite.

Comme sur les emplacements  $n^{\bullet} 8$  et  $n^{\bullet} 7$ , les phénoblastes de staurolite de l'emplacement  $n^{\bullet} 6$  satisfont tous les critères de la croissance antétectonique.



#### Cliché 9.

Malemort, déviation de contournement au nord de Brive, Corrèze. Scan en LPNA.

La direction de la schistosité est toujours orientée vers le haut. Affleurement de métapélites, observé sur 200 m : le gradient du métamorphisme et la contrainte tectonique, présente jusqu'à l'emplacement  $n^{\bullet}$  7 inclus, se combinent pour faire varier texture et microstructures des biotites et des staurolites. Les staurolites sont très discrètes à l'emplacement  $n^{\bullet}$  5. Elles sont visibles (taches grisâtres) et indiquées par l'abréviation conventionnelle **St** sur le cliché de l'emplacement  $n^{\bullet}$  6. De l'emplacement  $n^{\bullet}$  7 à celui du  $n^{\bullet}$  8, il y a explosion en abondance et en taille. L'intensité de la contrainte de cisaillement chute entre les emplacements  $n^{\bullet}$  7 et  $n^{\bullet}$  8.

(L'échelle est identique sur les quatre clichés : 7 mm pour le petit côté).

En synthèse, le **cliché 9** réunit quatre photos de lames minces en transmission montrant l'évolution de la structure fine des schistes sur les 200 mètres qui suivent l'apparition de la staurolite. Après une phase de croissance sous faible contrainte, elles ont été soumises à une phase tectonique plus intense mais localisée, puisque son intensité varie fortement suivant l'emplacement.

Plus grande intensité du métamorphisme n'est pas nécessairement synonyme d'augmentation des contraintes tectoniques. Une contrainte de cisaillement simple peut être très localisée.

# 2.2. Microplis

Ils apparaissent souvent dans les grandes biotites antétectoniques : cliché 10, et *clichés 11a* et *11b*.

Cliché 10. Route de Travassac à Sainte-Féréole. Biotite antétectonique, plissée lors de l'épisode tectonique majeur.





Cliché 11a.

Cliché 11b.



*Cliché 11a* (LPNA) et *11b* (LPA). Route de Travassac à Sainte-Féréole. Le plissement se voit sur la courbure des clivages de la grande biotite antétectonique. Noter l'alignement des zircons (**Zr**). **Ms** : muscovite.

# 2.3. Sigmoïdes<sup>19</sup> et hélices. Zonages. Métamorphisme polyphasé

## 2.3.1. Microtructures syntectoniques



Cliché 12.

Lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze. Schiste tacheté à biotites et staurolites.

Sur le **cliché 12** ci-contre, les inclusions de quartz se placent sur des trajectoires *sigmoïdes* parallèles entre elles et régulières, à l'intérieur du gros grenat syncinématique qui a pivoté.

Elles permettent de déterminer le sens de rotation du blaste (flèche rouge), au cours de l'épisode de croissance sous contrainte

de cisaillement. **Si** se raccorde bien à la schistosité externe le long des arêtes du grenat : c'est l'un des critères du § 4.3.

Noter, en haut du cliché, le léger écrasement du sommet du polyèdre du grenat, là où la pression est maximum.

# 2.3.2. Antétectonique ou syntectonique ?

Dans certains cas, il est difficile de trancher. Les *clichés 13a* et *13b* en offrent un exemple.



Clichés 13a et 13b. Schiste tacheté à biotites et staurolites, lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze. Lame mince observée en LPNA (13a) et LPA (13b). (Il s'agit de la même lame mince que celle sur laquelle le cliché 12 a été pris).

L'examen de la forme de la schistosité et des minéraux du fond révèle deux zones d'abri bien marquées sur les flancs du grand grenat, avec des petits cristaux de quartz accumulés et de la muscovite. D'autre part, la schistosité interne **Si** est nettement plus inclinée, par rapport à la **Se**, que sur le **cliché 7**. Enfin, **Si** se raccorde avec **Se** dans une large zone périphérique du grenat où la densité d'inclusions est faible et le cristal en LPNA limpide.

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup> Sigmoïde : de la lettre grecque sigma. Qui a la forme d'un S.

On peut interpréter cette microstructure en termes de métamorphisme polyphasé :

• une première phase anté- puis syncinématique, en présence de contraintes tectoniques, qui permet la croissance des deux tiers du cristal avec sa schistosité interne **Si** et les zones d'abri enrichies en silice ;

• une seconde phase où la température reste élevée, mais où le climat tectonique est apaisé ou plus calme.

#### 2.3.3. Hélicité, zonage

Le cliché 14 offre un nouvel exemple de métamorphisme polyphasé. À l'intérieur du grenat, les inclusions charbonneuses forment un petit tourbillon ; c'est l'enregistrement de la rotation rapide du cristal au cours de sa formation, autour d'un axe perpendiculaire au plan de la coupe. Dans un premier temps, il tourne dans un sens, de plus d'un tour complet, et les inclusions s'inscrivent sur des *hélices*. Puis, dans la phase finale, dans l'autre sens : ce qui indique un



changement significatif de la direction de la contrainte tectonique.

Ce changement est accompagné de l'apparition de *zones* concentriques, jusqu'à la périphérie, avec plusieurs paliers, également marqués par les inclusions charbonneuses.

#### Cliché 14.

Micaschiste de l'île de Groix. Lame mince en LPNA. Grenat à inclusions graphiteuses hélicitiques. Il est ceinturé de baguettes de chlorite. Petits cristaux de chloritoïde à fort contraste, l'un en haut et l'autre en bas du grenat.

# 3. Les réactions d'interface

Il s'agit de réactions entre minéraux, lors d'une des nombreuses phases de métamorphisme subies par la roche au cours de son histoire.

#### 3.1. Réactions d'altération

Le *cliché 8a* de cet atlas nous a montré un premier exemple de réaction. Mais il s'agissait là d'une altération, d'un type très courant, qui affecte un grand nombre de minéraux lorsque les fluides sont mis en circulation dans les surfaces de schistosité ou les fractures, lors de la phase de refroidissement, dite « rétromorphose », c'est-à-dire de retour à la surface.

#### 3.2. Réactions d'équilibre entre paragenèses

Cependant ici, sur le **cliché 15**, il s'agit de *réaction d'interface* entre deux, voire trois minéraux en contact, sans qu'il y ait eu nécessairement apport de fluides extérieurs. On observe ce type de réactions par exemple sur les grenats syntectoniques en contact avec des phénoblastes soit antétectoniques, soit aussi syntectoniques.

Sur le côté libre du grenat, les arêtes et les angles sont géométriquement nets. À l'opposé, sur le côté du grenat en contact avec une grande staurolite et une grande biotite, les arêtes sont irrégulières. Il semble que le metière con

irrégulières. Il semble que la matière consommée sur le grenat et sur la staurolite soit transformée en chlorite.

#### Cliché 15.

Schiste tacheté à biotites et staurolites, lieu dit « Moulin du Nègre », Corrèze. Lame mince en LPNA. Les trois minéraux en réaction entre eux sont grenat almandin, staurolite et biotite. Il en résulte à l'interface la formation de chlorite, incolore et à très faible relief en LPNA. Elle est identifiée en LPA par ses teintes de Newton du premier ordre. La matrice est constituée de quartz et de micas noirs et blancs (muscovite) finement divisés dans le sens de la schistosité. **Bt** : biotite. **Chl** : chlorite. **Grt** : grenat. **St** : staurolite.



On verra dans l'Entretien n° IV (§ 3.4.2.1 et planche 16), à propos du gradient de métamorphisme régional pour la série des métapélites, que la température d'apparition de la staurolite pour des pressions de 2 à 4 kbar se situe vers 550 °C.

Dans ces conditions, deux paragenèses peuvent entrer en compétition :

- la paragenèse Qtz + Ms + Bt + Chl ;
- puis, à plus haute température, la paragenèse Qtz + St + Grt (Alm) + Ms + Bt.

Il s'agit bien d'une réaction chimique à l'interface entre le grenat et la staurolite, en présence de biotite, ainsi que de la muscovite et du quartz de la matrice, et cette réaction est réversible.

Dans le cas présent, assez exceptionnel, la rétromorphose a été interrompue par la rapidité de l'exhumation de la roche et c'est ce qui a permis de figer la réaction d'échange entre les deux paragenèses.

#### 3.3. Microstructures réactionnelles, coronitiques

Ces réactions sont spécifiques de combinaisons de minéraux bien particuliers, comme celles des *éclogites*. Elles conduisent aux textures dites *symplectiques*. Nous les décrivons en détail dans l'Entretien n° V, intitulé : « *Géodynamique et métamorphisme de hautes pressions* ».

