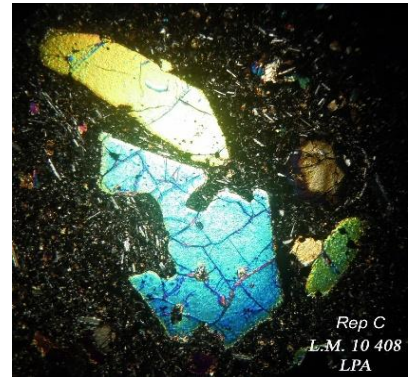




Atelier de pétrographie



ATLAS PÉTROGRAPHIQUE

Étude des roches magmatiques et métamorphiques par l'examen de lames minces au microscope polarisant

NOTICE GÉNÉRALE

Dernière mise à jour le 26 avril 2026

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	4
Un lien étroit avec un site ou une unité géologique	4
Contenu de l'atlas pétrographique	4
Utilisation des outils proposés	4
Tableau récapitulatif des « minéraux des roches »	5
Notice individuelle des lames minces	5
Guides d'interprétation	9
Guide n°1 - Détermination des pyroxènes	9
Cristallographie et propriétés optiques.....	9
Composition des pyroxènes	12
Annexe	13
Guide n°2 - Définitions de l'indice de coloration et de l'indice de différenciation pour les roches volcaniques	14
Guide n°3 - Détermination des feldspaths alcalins des roches volcaniques. Le cas des feldspaths potassiques dans les roches plutoniques et métamorphiques	15
Guide n°4 - Minéraux d'altération	19
Les altérations des feldspaths.....	19
Les altérations des périclites et pyroxènes.....	19
Guide n°5 - Détermination et interprétation de la taille des grains d'une roche magmatique plutonique	21
Méthodes de mesure.....	22
Distribution des tailles des minéraux dans un granitoïde.....	19
Nucléation et densité de nucléation	24
Surfusion	25
Croissance, vitesse de croissance.....	26
Guide n°6 - Détermination et interprétation de la forme des grains d'une roche magmatique plutonique	27
Guide n°7 - Etablissement de la composition modale et modes de présentation des roches magmatiques plutoniques	31
Introduction.....	31
Première étape : description par les trois classes de minéraux clairs, et établissement de la composition modale	31
Seconde étape : extension de la description aux diorites et gabbros, stricto sensu, par la prise en compte des ferro-magnésiens.....	32
Guide N° 8 - Croissance, morphologie et taille des cristaux dans les roches métamorphiques	34
Nucléation et croissance.....	34
Morphologie cristallographique des phénocristaux.....	37

Guide N° 9 - Cyanite, minéral index du métamorphisme - cristallographie.....	40
Système triclinique.....	40
Propriétés optiques.....	40
Déformations et création de défauts. Les kink bands.....	41
Guide N° 10 - Règle des phases.....	44
Introduction.....	44
Application pratique dans le cas des roches ignées, en particulier des roches métamorphiques.....	45
Guide N° 11 - Hématite, Fe₂O₃.....	46
Guide N° 12 - la tridymite dans les volcanites saturées et sursaturées.....	47
Guide N° 13 - Feldspathoïdes - néphéline et série Häüyne-Noséane et analcime dans les Monts Dore.....	49
Lexique de certains termes employés.....	58
Bibliographie sommaire.....	60

Introduction : un lien étroit avec un site ou une unité géologique

L'atlas est d'abord conçu comme une assistance au « pétrographe amateur » de la SAGA. Son intérêt se comprend comme un accompagnement à l'examen de la collection des lames minces de la SAGA (actuellement plus de 400 lames). Il peut également servir à une introduction pétrographique à la géologie d'une région, à la préparation d'un voyage d'étude et à l'exploitation des chapitres pétrographiques des notices des cartes géologiques comme celles au 1 / 50 000 du BRGM.

Son utilisation nécessite la pratique du microscope polarisant et des ouvrages et documents associés.

L'atlas permet à l'utilisateur d'accéder rapidement et facilement à des données pétrographiques établies par examen des lames minces au microscope polarisant. Ces lames ont été réalisées à partir des échantillons rapportés pour la plupart à l'occasion des voyages d'étude effectués par les membres de la SAGA, le plus souvent dans des régions volcaniques. L'atlas est donc destiné à regrouper les observations couvrant les sites géologiques visités. Ce n'est en aucun cas un inventaire complet. Il est structuré en grands sites ou massifs géologiques visités, chacun correspondant à une unité géologique bien documentée.

« Cet atlas, accessible à tous les membres de la SAGA, est à consulter sans modération, indépendamment de l'intérêt scientifique, pour l'esthétique de certains clichés de ce monde inépuisable des roches. »

Contenu de l'atlas pétrographique

La présente **notice générale** a un double objectif :

- Présenter l'atlas de pétrographie, son contenu et les principes de son utilisation.
- Mettre à la disposition des utilisateurs une **base documentaire** succincte : lexique, guides d'interprétation communs aux différentes familles de roches concernées et utiles à la compréhension des observations (exemple : détermination des pyroxènes).

Pour chaque famille de roches (métamorphiques, plutoniques, volcaniques), et pour **chaque massif** exploré, on trouvera :

- Une **notice spécifique**, comprenant en particulier une aide pour la localisation des échantillons prélevés dans chaque massif exploré. Aide à l'utilisateur, elle ne dispense pas d'avoir sous la main les articles, la carte géologique et les ouvrages spécialisés, pour un travail approfondi. Organisée en chapitres, elle permet à l'utilisateur de repérer la roche examinée aussi bien dans son contexte géographique que dans son contexte géologique. C'est ce qui justifie le nom d'« atlas » attribué à cet ensemble de données pétrographiques.
- Un **tableau récapitulatif** des lames minces étudiées indiquant les minéraux observés au microscope. Ce tableau est classé par **massif** et donne accès, par un lien sur le numéro de chaque lame, à une fiche **descriptive individuelle** de la lame.

Utilisation des outils proposés

Pour comprendre les principes de présentation et les possibilités d'utilisation, on consultera à titre d'exemple le dossier du complexe volcanique des Monts Dore, dossier qui a été traité en premier et qui a servi à établir les règles de rédaction et de présentation.

Tableau récapitulatif des « minéraux des roches »

Ce tableau récapitule les lames minces de l'atlas **pour un massif donné**. Pour chaque lame, il donne le numéro de la lame, le lieu de prélèvement, la nature de la roche, les principaux minéraux observés et la série de la roche. L'extrait ci-après du tableau récapitulatif des Monts Dore illustre ce principe.

N° lame	Lieu de prélèvement	Roche	Minéraux observés										Série
			Si	F.A	PI	Foï	OI	Cpx	Opx	Amp	Bt	M.A.	
10401	Banne d'Ordanche – lac de la Cabane	Basalte	-	-	an+	X	X	X	-	-	-	X	SMA
10431	Banne d'Ordanche	Mugéarite	-	-	an+	X	X	X	-	-	-	-	SMA
10435	Banne d'Ordanche	Basalte	-	-	an+	-	X	X	-	-	-	X	SMA
11352	Banne d'Ordanche	Mugéarite	-	-	an+	X	X	X	-	X	-	-	SMA

La légende des différentes rubriques de ce tableau est précisée au sein de la notice spécifique à chaque type de roche, métamorphique, plutonique, volcanique.

Ce tableau constitue le pivot d'analyse des éléments étudiés pour un massif :

- Il donne accès à la fiche individuelle de chaque lame grâce à un lien sur le numéro de la lame.
- Le tableau affiché sur le site internet est **statique** mais une analyse par critère est possible si on le **copie** dans un outil comme **Excel**. L'utilisateur peut alors utiliser les fonctions de tri d'Excel pour **trier les lames minces** du massif selon **un ou plusieurs critères**, par exemple la présence d'un ou plusieurs minéraux. Quand l'utilisateur aura à sa disposition les tableaux pour plusieurs massifs, il pourra pratiquer des tris « transversaux » en copiant les tableaux des différents massifs sur un même document Excel (attention, ne pas oublier de supprimer les lignes de titres intermédiaires). Les liens avec les fiches individuelles des lames minces sont conservés dans l'opération de copie.

Notice individuelle des lames minces

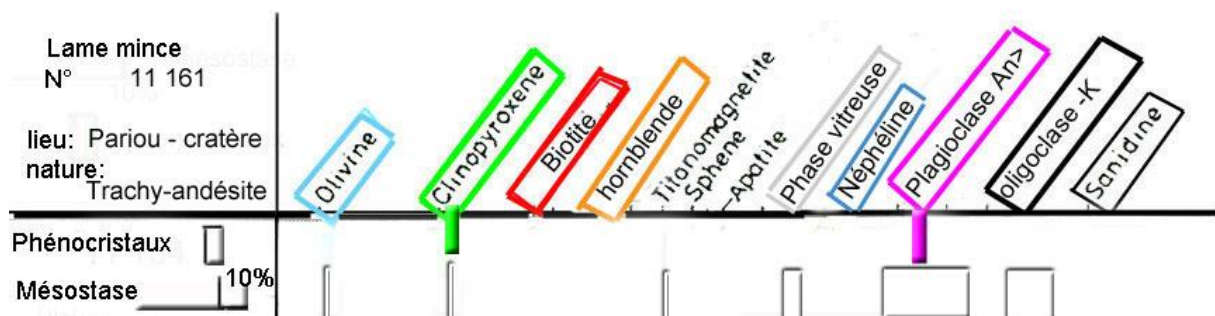
Chaque lame de l'atlas fait l'objet d'une fiche individuelle :

- **La première page** (ou les deux premières pages) est un **texte descriptif et interprétatif des observations**, précédé d'un extrait du tableau récapitulatif indiquant les minéraux observés dans la lame.
- **La seconde** (ou troisième) **page** est la **grille pétrographique** d'aide à l'identification des roches du massif étudié. Les minéraux pris en compte sont communs au même massif, mais leur liste est adaptée à chaque massif. La grille a été créée à l'occasion de l'atlas de la Chaîne des Puys qui a suivi celui des Monts Dore, pour lequel elle n'a donc pas été mise en oeuvre.

La grille donne, pour chaque lame mince, d'une part les principaux minéraux bien visibles comme **phénocristaux**, d'autre part ceux aussi présents dans la **mésostase**, avec une indication approchée de leur abondance. Son principe est repris de la « grille pétrographique et minéralogique » introduite par le Professeur Schmincke pour les deux massifs quaternaires de l'Eifel (Mertes and Schmincke, 1985. *Mafic potassic lavas of the quaternary West Eifel volcanic field.*- contrib. mineral. Petrol., 89:330-345).

Un exemple concret est donné ci-dessous avec la lame mince 11161 d'une trachy-andésite du bord du Pariou (Chaîne des Puys).

- La partie supérieure de la grille indique la liste des minéraux pris en compte dans le massif de la Chaîne des Puys.
- La partie inférieure de la grille indique les minéraux présents dans la lame. La ligne du haut est relative aux phénocristaux (traits colorés), celle du bas à la mésostase (traits grisés).
- La petite barre notée 10%, en bas à gauche indique l'échelle du % volumique des minéraux. Le volume en %, occupé par le minéral est donné à titre indicatif. et n'a pas de valeur quantitative rigoureuse.



Grille pétrographique de la lame mince 11161 (trachy-andésite du Pariou)

● Les pages suivantes sont des **pages de clichés**, illustrant le texte des premières pages et l'identification de la roche. La **première page de clichés** est consacrée au « **scan** » de la lame, en général en LPNA, et accompagné de l'indication de ses dimensions. Des repères indexés (lettres ou chiffres) apparaissent sur le « scan ». Ils permettent de retrouver les emplacements intéressants ayant fait l'objet d'observations particulières au microscope polarisant avec clichés correspondants. Les **dernières pages** sont consacrées aux clichés présentant un intérêt pour la description complète de la roche et son identification. A chaque cliché, est associé un repaire.

Les trois images suivantes représentent un extrait de la notice de la lame 10403, successivement, la première page, le « scan » et des clichés particuliers.

Notice de la lame 10403, première page

Capture rectangulaire

Saga

Roches volcaniques – Massif des Monts Dore –vallée de la Fontsalade
N° lame mince : 10403

Tableau de synthèse des valeurs prises par les clés de tri

Minéraux											Série	Nature
Si	F.A	Pl	Fo _l	O _l	Cpx	Opx	Amp	Bt	M.A.			
-	X	An-	X	-	X	-	-	-	-	X	SMA	Ph

lieu de prélèvement, description morphologique de la roche.

Observations sur le scan* LPNA

Observations eau microscope en LPNA et LPA:
Phénocristaux, si ils sont présents (roche plus ou moins porphyrique)
Mésostase, microlites et vacuoles...

Identification de la roche en référence aux appellations standard de la carte géologique et éventuellement, commentaires

Lieu de prélèvement : Pierrier sur le versant ouest de la Sanadoire

Roche massive : Saine, gris clair.

Scan : Clair, l'indice de coloration est inférieur à 10% ! Fortement porphyrique, avec gros plagioclases souvent en clusters.

Polarisation chromatique

- **Phénocristaux :**

- Hauvne-noséane** peu abondante, **Rep C** et **D**.
- Beaux cristaux de **titinite (sphène)** très bien formés, **Rep A** et **B**. On parvient à établir des franges d'interférence jusqu'au 5^{ème} ordre
- Relativement peu d'augite jaune-verte, **aeqynirique** (d'après la notice de la carte 716, Bourg-Lastic) **Rep A**.
- Les grands Pl sont des **andésines-oligoclases**. **Sanidines** (anorthoses) aux contours flous : **Rep B**
- Baguettes et petites sections droites d'**apatite**.
- Mésostase :** Claire, non vitreuse et **microcristallisée**, densément « tissée » de microlites de Pl. et d'**anorthoses**. Rares microlites de Cpx.

Identification : Phonolite **leucocrate**, peu saturée, donc **trachy-phonolite**. **Miaskitique**, **Φ1m** suivant la notice de la carte géologique.

Commentaires : pm

Notice/ carte BRGM n° 716 Bourg Lastic au 1/50000

Documents à consulter : Définitions de l'indice de coloration et de l'indice de différenciation

Référence de la carte géologique et mention des chapitres à consulter dans la fiche documentaire.

Dominique Rossier 7 novembre 2016 1

* Le scan LPNA consiste à examiner la lame en transmission, au scanner à haute résolution, pour faire apparaître la morphologie de la roche.

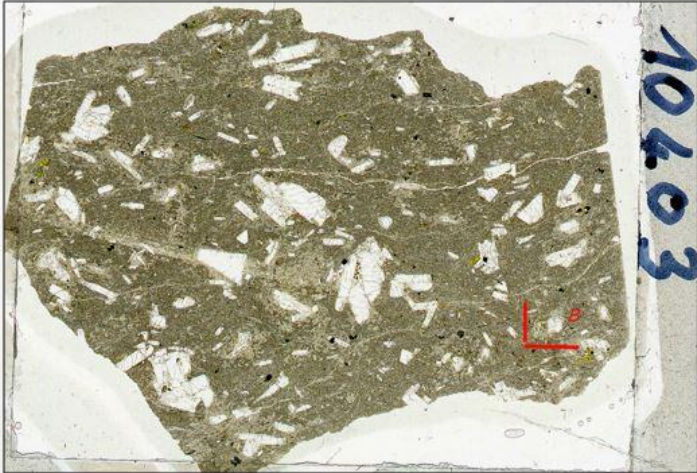
Notice de la lame 10403, SCAN LPNA

Saga

Roches volcaniques – Massif des Monts Dore –vallée de la Fontsalade
N° lame mince : 10403

Scan LPNA

Échelle : 3 cm à la base



Dominique Rossier 7 novembre 2016 2

Notice da le lame 10403, deux clichés en LPA



Roches volcaniques – Massif des Monts Dore –vallée de la Fontsalade

N° lame mince : 10403

Cliché BB LPA Rep B: franges
d'ordre 5 sur la titanite du Rep B



Cliché BB LPA : titanite du Rep B à côté d'une Sa



Dominique Rossier

7 novembre 2016

Échelle : 2mm à la base

4

Guides d'interprétation

Guide n°1 - Détermination des pyroxènes

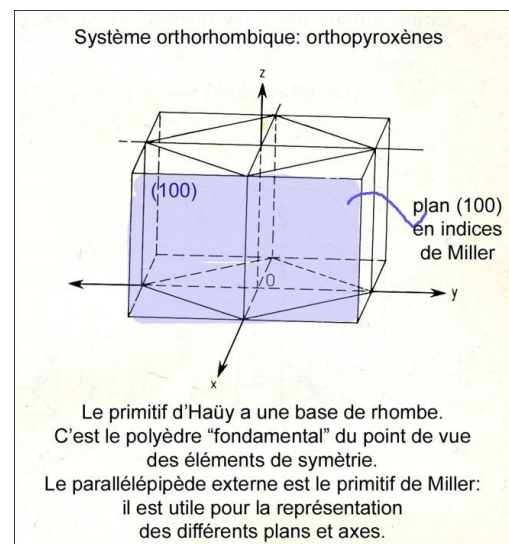
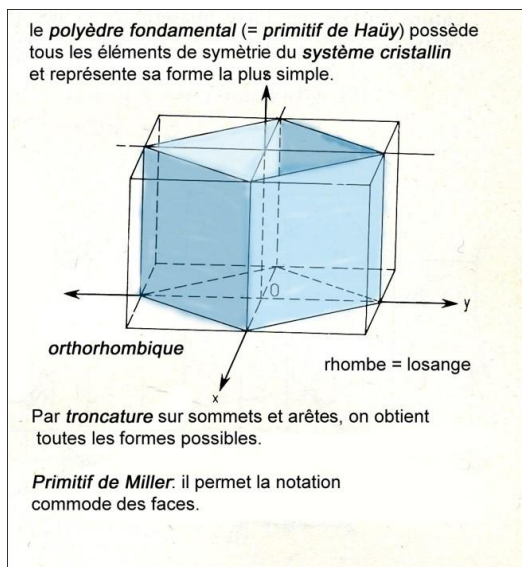
Ce guide concerne principalement les roches volcaniques.

Cristallographie et propriétés optiques

● Cristallographie

Le système cristallographique des orthopyroxènes est orthorhombique. Il est monoclinique pour les clinopyroxènes. Les pyroxènes jouent un rôle central dans la détermination des roches volcaniques et dans l'interprétation de leur origine.

Le polyèdre fondamental est à base de rhombe (losange). Cependant le repérage des plans se fait dans le trièdre formé par le « primitif de Miller », à l'aide des indices de Miller (**figures 1a et 1b**). Pour les pyroxènes monocliniques les mêmes primitifs sont en fait très proches de ceux des pyroxènes orthorhombiques. Par commodité, les illustrations sont faites dans le cas des orthopyroxènes.



Figures 1a et 1b

Quelques plans usuels dans les pyroxènes, **figure 2**.

Un indice de Miller de nombre N sur l'axe x signifie que le plan passe par la coordonnée $x = 1/N$, sur l'axe des x. Exemple, le plan (102) passe par les points suivants :

- Axe des x : point de coordonnée 1
- Axe des y : point rejeté à l'infini, donc plan parallèle à l'axe des y
- Axe des z : point de coordonnée 1/2

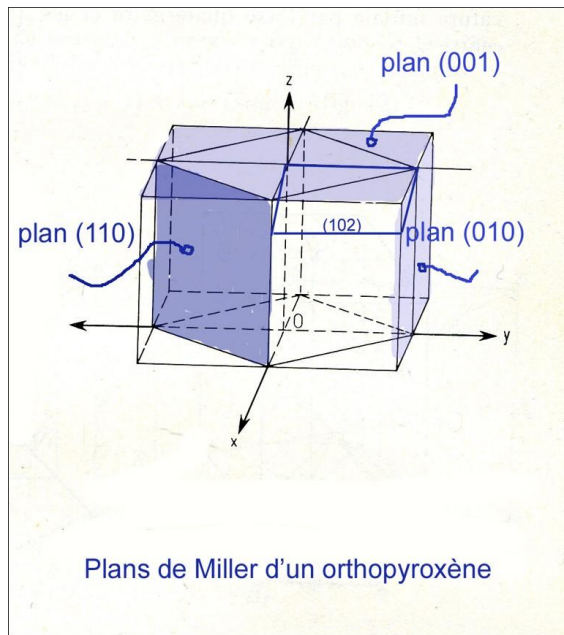


Figure 2

Dans le cristal de pyroxène, les faces de troncature sont indexées par leur triplet de Miller. Deux systèmes de clivage sont indiqués et sont valables pour tous les pyroxènes (**figure 3**).

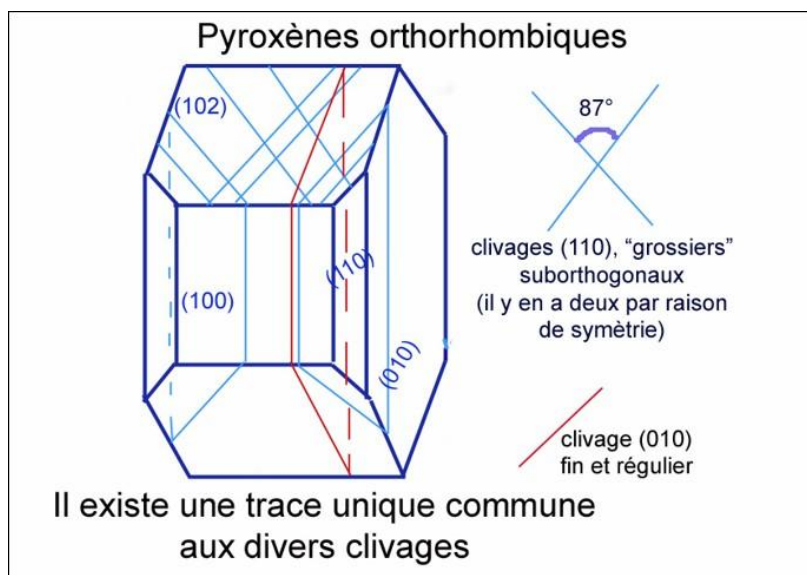


Figure 3

Règle d'or pour tous les pyroxènes

Les mesures d'angle d'extinction ne se font pas sur les faces marquées par les clivages suborthogonaux, mais sur celles où apparaît la « trace unique » (figure 3).

● Propriétés optiques en relation avec la cristallographie

On s'intéresse principalement aux axes de l'ellipsoïde des indices et à l'orientation de ces axes par rapport au système cristallin. En effet, la méthode constante dans l'observation des phénocristaux, dans les roches volcaniques, est de chercher ceux qui présentent une face contenant les axes principaux¹ **Ng** et **Np**, de façon à évaluer la biréfringence et à mesurer l'angle d'extinction avec un **repère géométrique** du cristal : soit « trace unique » des clivages, soit allongement d'un prisme.

La **figure 4** montre la disposition simple de ces axes dans le cas du système orthorhombique. Dans ce cas, les axes principaux **Ng** et **Np** sont dans le plan (010) et **Ng** est parallèle à l'axe cristallin c.

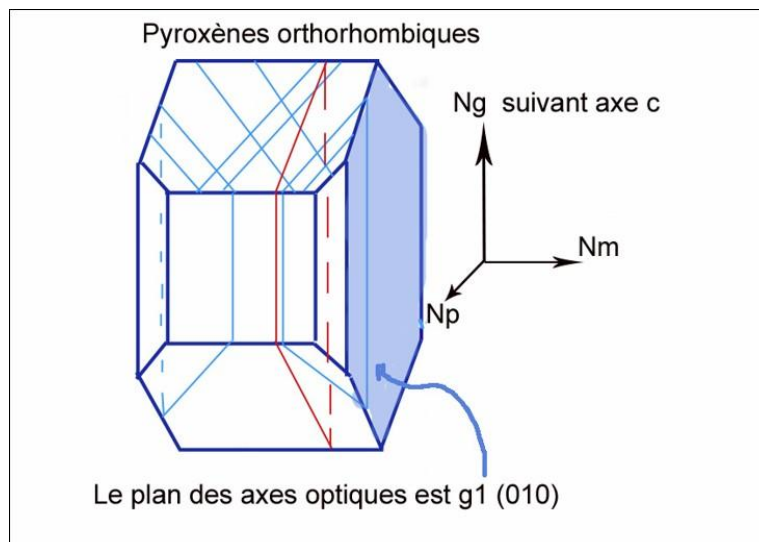


Figure 4

Pour s'assurer de la nature d'un orthopyroxène, il faut donc vérifier que l'extinction est « droite », c'est à dire que le repère géométrique du cristal (voir plus haut) est dans le plan du polariseur du microscope (figure 4). On complète en observant les teintes de Newton, qui sont dans le premier ordre.

Le cas des clinopyroxènes est moins simple. La **figure 5** donne l'exemple d'une structure monoclinique avec les principales troncatures du diopside, valables aussi pour la famille des augites, avec les positions des axes optiques par rapport à ses plans de troncature. L'angle d'extinction est à mesurer par rapport à la « trace unique » des divers clivages : il varie suivant la composition des clinopyroxènes.

¹ A ne pas confondre avec les axes optiques proprement dits.

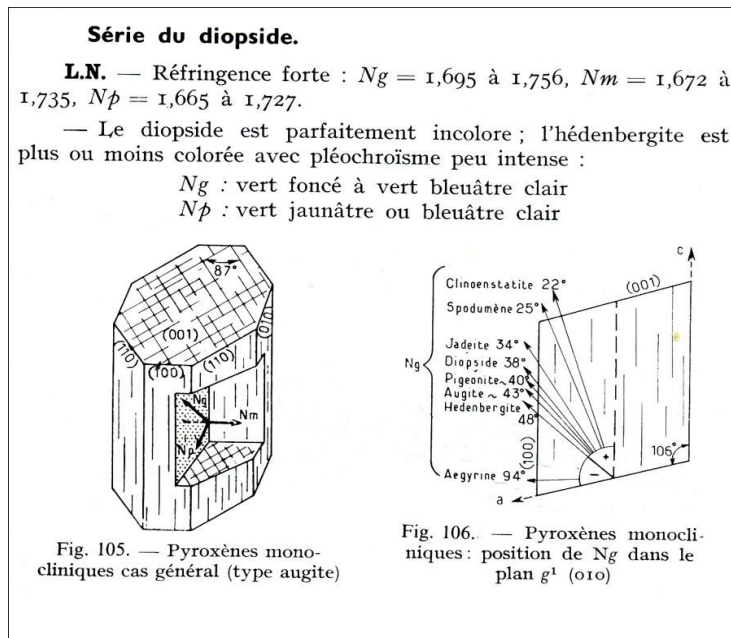


Figure 5

Composition des pyroxènes

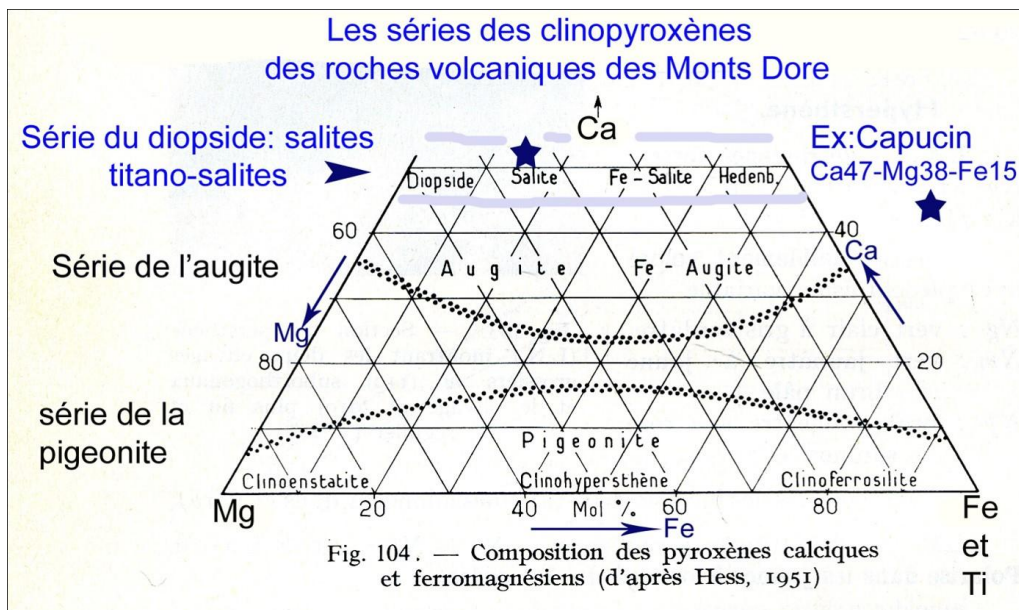


Figure 6

La majorité des pyroxènes, phénocristaux et microlites, rencontrés dans les roches des Monts Dore et de la Chaîne des Puys, et décrits dans l'atlas, sont des **augites** et des **titano-salites**.

Le cas des clinopyroxènes sodiques (**augites aegyriennes**), absents de l'abaque ci-dessus, est pris en compte pour des massifs comme la Chaîne des Puys et l'Eifel.

Le tableau en annexe est une aide à la détermination des pyroxènes (d'après Roubault, 1982, *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*. Ed. Lamarre-Pointat).

Annexe

Nom ou série, composition	LPNA Caractères en lumière naturelle	LPA Biréfringence : teintes de Newton	LPA Biréfringence : extinction	LPA Caractères en lumière analysée
Orthopyroxènes (Mg,Fe) SiO ₃ Enstatite, limpide. Hypersthène, vert clair à rose, pléochroïque	Relief moyen à fort. Clivages fin g1 Clivages m grossièrement orthogonaux (88°), pour sections normales à l'allongement	0,008 à 0,016 Enstatite : blanc 1er ordre Hypersthène : jaune à orangé 1er ordre	Sections zone (hk0) à extinction droite; allongement positif	Ng suivant c Ng et Np dans g1
Clinopyroxènes Série pigeonite (Mg, Fe, Ca)SiO ₃ Ca<13% incolore	Fort relief Mêmes clivages que orthopyroxènes	0,010 à 0,030 Fin du 1 ^{er} et début du 2 ^{ème} ordre	Angle 22° à 44°	Microcristaux dans la mésostase
Clinopyroxènes Série diopside (Mg, Fe) Ca (SiO ₃) ₂ Diopside incolore (pour mémoire hédenbergite)	Fort relief Mêmes clivages que orthopyroxènes	0,028 à 0,031 Milieu du 2 ^{ème} ordre : bleu vif	Angle très variable !	Macle h1 fréquente Uniquement dans péridotites, chromifère Exsolutions semblables aux perthites
Clinopyroxènes Série augite, salite (Ca, Mg, Fe, Al) (Si, Al) O ₅ Légèrement colorés mais non pléochroïques, sauf augite titanifère	Fort relief Mêmes clivages que orthopyroxènes	0,024 à 0,029 Fin du 1 ^{er} et début du 2 ^{ème} ordre	Angle d'extinction de 39 à 47° Allongement positif	Macle h1 fréquente Macle en sablier, fréquente pour augite titanifère Structure zonée Altération par ouralisation
Clinopyroxènes Série des augites aégyrinique Composition intermédiaire entre celles des augites et l'aégyrine Na Fe (SiO ₃) ₂	Très fort relief Mêmes clivages que orthopyroxènes Pléochroïsme de vert à jaune verdâtre	0,027 à 0,048. Atteint généralement au moins le début du troisième ordre.	Angle Np de 0° à 40° Allongement négatif	Macle h1 rare Fréquemment zonés

Guide n°2 - Définitions de l'indice de coloration et de l'indice de différenciation pour les roches volcaniques

L'**Indice de coloration** est calculé en prenant la proportion volumique des minéraux colorés. Il est donc possible de le mesurer par voie optique simple.

L'**Indice de différenciation** est plus difficile à établir. Il n'est pas mesurable simplement sans recourir à l'analyse modale de la norme CIPW, ce qui nécessite l'analyse chimique des minéraux de la roche :

« Remarquant que les basaltes sont riches en minéraux colorés normatifs (caractère mésocrate) et les granites en minéraux blancs (caractère leucocrate), Thornton et Tuttle ont défini l'**Indice de différenciation D.I.** (« différenciation index »), tel que :

$$\text{D.I.} = \text{Qz} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Né} + \text{Le} \text{ (minéraux de la norme CIPW)}$$

Un basalte a un D.I. inférieur à 30 et un granite un D.I. supérieur à 70.

D'après B.Bonin et al., 2004, Magmatisme et roches magmatiques, Dunod.

Indice de différenciation pour la série des roches volcaniques des Monts Dore

<35 : Basaltes

35< <50 : Hawaiiites

50< <70 : Mugéarites

<70 <90 : Benmoréites

Phonolites

Guide n°3 - Détermination des feldspaths alcalins des roches volcaniques. Cas des feldspaths potassiques dans les roches plutoniques et métamorphiques

3.1 - Les feldspaths alcalins des roches volcaniques sont des solutions solides formées par cristallisation fractionnée dans les magmas, donc à haute température. Ils sont conservés dans leur état métastable lors du refroidissement, c'est-à-dire lors de l'éruption. On les caractérise chimiquement par le taux fictif d'albite (feldspath sodique) rapporté à celui de l'orthose, feldspath potassique. Ces solutions sont continues, contrairement aux feldspaths alcalins de roches plutoniques ou métamorphiques.

Sanidines, sanidines sodiques

Ce terme désigne les feldspaths, solutions solides sodo-potassiques, où le taux d'albite (feldspath sodique) est inférieur à 60% (diagramme ternaire ci contre). Le contour limitant l'existence des solutions solides a été établi pour les températures du liquidus du diagramme de phase Or-Ab: figure 1 ci contre.

Figure 1

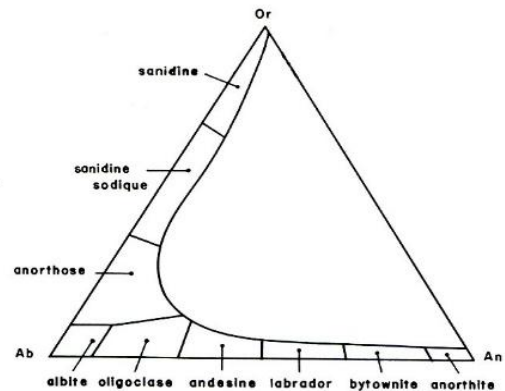


Diagramme ternaire orthose-albite-anorthite (Or-Ab-An).

Les feldspaths alcalins sont faciles à identifier. Tout d'abord, ils sont généralement **incolors** et **limpides**, car peu altérés, contrairement aux plagioclases, souvent plus ou moins troubles. Les phénocristaux sont souvent craquelés et leurs contours corrodés. Le réseau cristallin est monoclinique (figure 2). Les phénocristaux et les microlites se présentent en baguettes d'**allongement suivant l'axe a**, c'est-à-dire (100) ou (pg1), ou en tablettes suivant le plan g1 (010), (figure 3). Pour les notations, voir le chapitre 1 sur les pyroxènes.

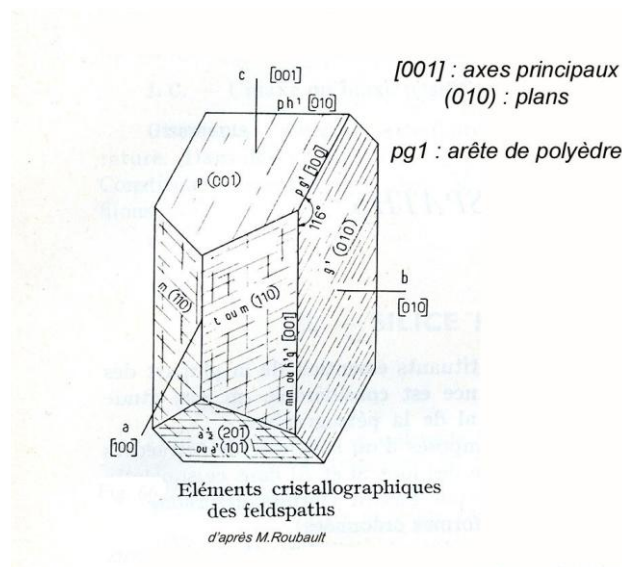


Figure 2, tirée de *détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*, de Marcel Roubault. Ed. Lamarre-Poinat.

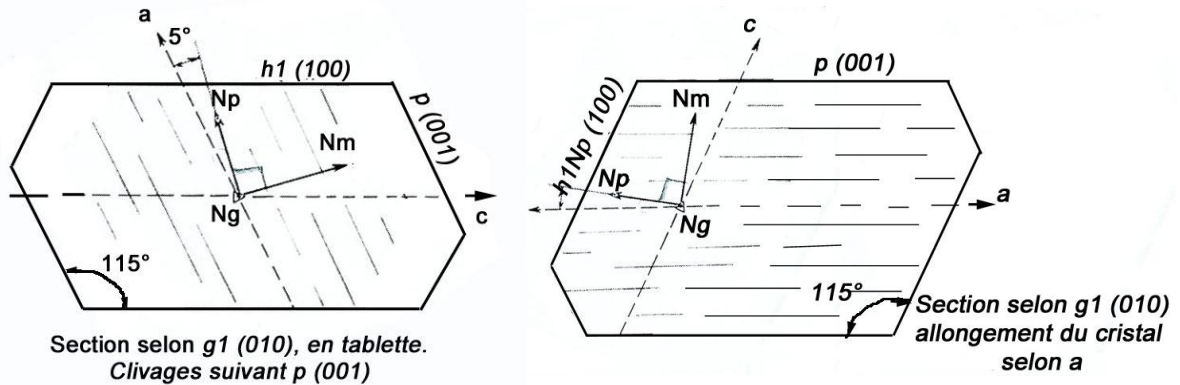


Figure 3

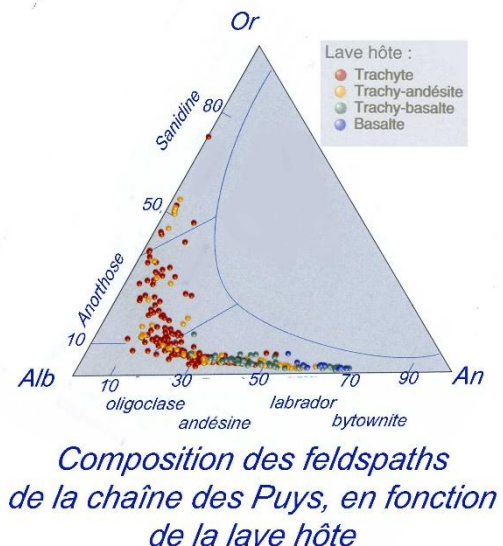
Le plan des axes de l'ellipsoïde des indices, **Ng** et **Np**, est soit dans ce dernier plan $g_1 (010)$, soit il lui est perpendiculaire. Mais **Np** est toujours contenu dans $g_1 (010)$. Ceci permet de mesurer l'angle d'extinction sur **Np**, par rapport à la direction $p (001)$ de la trace unique des clivages : l'angle est faible, toujours inférieur à **9 degrés**. La macle de Carlsbad est presque toujours présente dans le cas des phénocristaux. **Teinte gris du 1^{er} ordre en LPA**, pour une biréfringence ne dépassant pas 0,006.

Les sanidines sont présentes dans les termes extrêmes des séries calco-alcalines et alcalines : phonolites et rhyolites.

Anorthoses. Ce terme désigne les solutions solides sodo-potassiques dans lesquelles le taux fictif d'albite est supérieur à 60%. Il n'est pas toujours facile de les distinguer des sanidines, par simple examen de la lame mince. Toutefois si on est sûr de l'épaisseur de la lame, on peut les reconnaître aux **teintes jaune pâle du 1^{er} ordre** en LPA, car leur biréfringence peut être double de celle des sanidines et atteindre 0,013. Un autre critère est la direction de l'allongement, selon l'axe c . L'angle d'extinction est légèrement supérieur à celui des sanidines sodiques, mais inférieur à **12 degrés**.

Les anorthoses sont présentes dans les trachytes et les trachy-andésites. **Exemple : chaîne des Puys.** Elles sont souvent très proches en composition des **oligoclases**, comme le montre le diagramme ternaire des feldspaths de la chaîne des Puys (figure 4 ci-contre tiré de l'ouvrage en référence). Les oligoclases présentent toujours la macle polysynthétique de l'albite, fréquemment associée à la macle de la péricline. Voir par exemple la lame 11109, pages 8 et 12.

Anorthoses et oligoclases cohabitent dans les mêmes roches comme les trachytes et les trachy-andésites, et peuvent être alors associées dans un même cristal. Dans ce cas, le cœur est d'oligoclase, entouré d'un épais manchon d'anorthose. Voir par exemple les lames 11116 page 11 et 11251.



Volcanologie de la chaîne des Puys.

Figure 4

3.2 - Les feldspaths alcalins dans les roches plutoniques ne peuvent pas conserver, lors du refroidissement du magma, le caractère de solution solide dans toute l'étendue du ratio K/Na (potassium/ sodium). On a vu que ces solutions n'étaient stables qu'à haute température, et ne peuvent être conservées que par refroidissement très rapide comme lors d'une éruption. Si bien que dans les roches plutoniques, le feldspath alcalin présent est un feldspath potassique, ou au moins à fort taux K/Na. Il en est de même dans les roches métamorphiques issues des roches plutoniques. Deux formes cristallographiques distinctes existent.

- La première est l'**orthose**, monoclinique, très répandue dans les roches granitiques ; la prédominance des faces perpendiculaires entre elles (001) et (010) (voir **figure 1** ci-dessous), les cristaux ont l'apparence de prismes quadratiques à sommets trièdres.

- la seconde est le **microcline**, que nous retrouvons dans les pegmatites, mais aussi dans les **roches métamorphiques orthodérivées**, comme les ortho-gneiss : voir à cet égard le chapitre du métamorphisme régional du Bas Limousin. Le microcline est le feldspath triclinique et peut à ce titre considéré comme la transition entre l'orthose et les plagioclases. Néanmoins sa composition est identique à celle de l'orthose. Ce qui distingue le microcline, c'est sa structure finement quadrillée, chatoyante, au microscope polarisant. On la désigne parfois sous le nom de « *macle en tartan* » ou « *moirage en échiquier* » : **figure 3**. La disposition (001) dans le plan de la lame est favorable pour les « macles en tartan », pour laquelle on vérifie que la position angulaire d'éclairage commun (au sens des plagioclases) fait disparaître le quadrillage chatoyant pseudo orthogonal.

Figure 1.
Tirée de Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.
M.Roubault. Edition Lamarre-Poinat.

page 115

Microcline.

Surtout potassique. Composition : $Or_{100-60}Ab_{0-40}$.

L'**amazonite** est une variété bleue ou verte en macroscopie, dans laquelle les macles polysynthétiques sont souvent visibles à l'œil nu.

Triclinique, pseudomonoclinique. Mêmes formes que l'orthose. Clivages $p(001)$ parfait et $g^1(010)$ moins régulier, suborthogonaux ($90^\circ 15'$).

Les relations entre orthose et microcline ne sont pas connues avec certitude. Plusieurs auteurs pensent que les contraintes dynamiques favoriseraient la transformation d'orthose en microcline. On a suggéré également que l'orthose n'est que du microcline très finement maclé, mais de récentes études aux rayons X montrent des structures différentes pour les deux minéraux, encore que de telles macles puissent parfois produire du microcline optiquement monoclinique.

L.N. — Mêmes caractères que l'orthose (voir p. 116).

— **Réfringence faible** : $N_g = 1,521$ à $1,530$, $N_m = 1,518$ à $1,526$, $N_p = 1,514$ à $1,523$.

L.P. — **Biréfringence faible analogue à celle de l'orthose** : $N_g - N_p = 0,007$.

— **Macle de Carlsbad fréquente.**

— **Association constante des macles polysynthétiques de l'albite et de la péricline accolant des individus extrêmement fins**, parfois submicroscopiques. Le plan d'association de la macle de la péricline fait un angle de $+100^\circ$ avec $p(001)$. **Sur les sections parallèles à $p(001)$ ou voisines, ces macles forment un quadrillage chatoyant très fin, presque rectangulaire.** Au cours d'une rotation complète de la platine, le quadrillage observé disparaît totalement quatre fois, pour les positions dites d'éclairage commun (voir définition précise de ces positions p. 128). Ceci est un caractère spécifique du microcline, car les plagioclases maclés simultanément suivant les lois de l'albite et de la péricline montrent en général l'éclairage commun des deux systèmes de macles pour des positions différentes de la platine.

L.C. — **Biaxe négatif. L'angle des axes optiques est très variable et non caractéristique de la composition. Le plus souvent voisin de 80° ($2V = 40$ à 90°).**

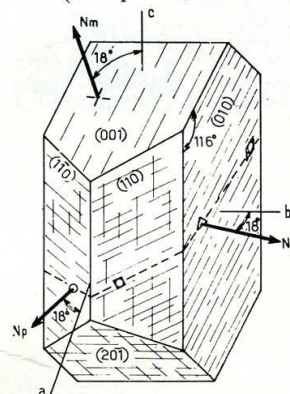


Fig. 70. — Microcline

La macle en tartan résulte de l'association intime de deux macles complémentaires:

- la macle propre au **péricline**. Le péricline n'est rien d'autre qu'une variété d'albite dans les fentes alpines. Cette macle peut être polysynthétique, comme la macle de l'albite ci-dessous.
- la macle de l'**albite**, elle-même polysynthétique.

Or ces deux systèmes de macles sont presque orthogonaux entre eux : **figure 2**. C'est la combinaison des deux qui crée l' « échiquier » quasi rectangulaire.

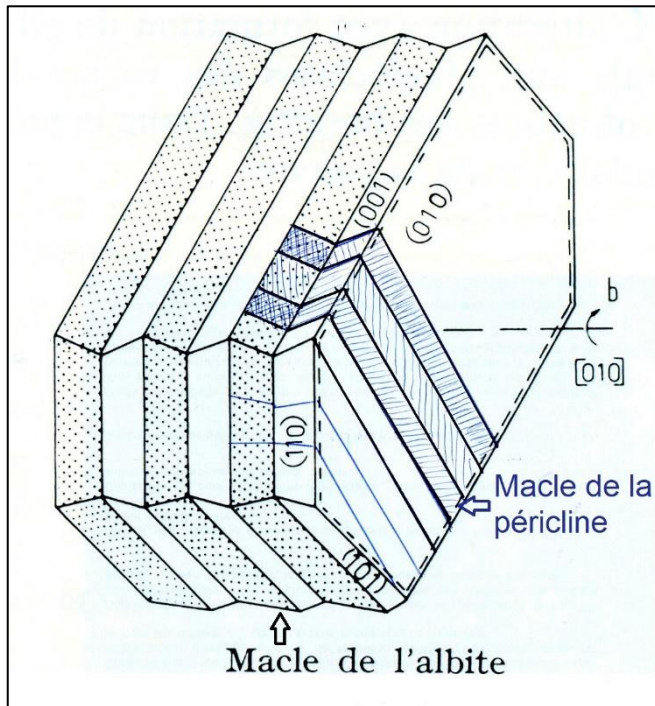


Figure 2

Orientation pseudo-orthogonale entre les plans des deux macles du microcline.

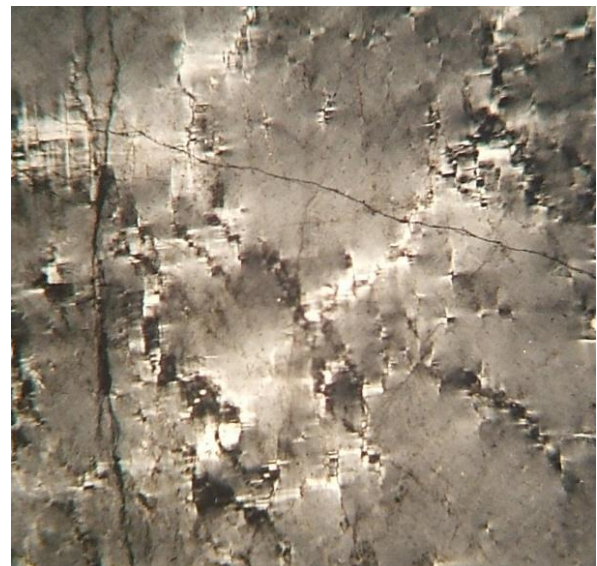


Figure 3. Lame 507, LPA. Grands microclines dans l'embrèchite de Cornil, région de Tulle. Corrèze. Echelle : 2 mm à la base.

Guide n°4 - Minéraux d'altération

Remarque préliminaire : ce guide réunit des informations tirées pour l'essentiel de l'ouvrage de Marcel Roubault, référencé dans la bibliographie.

Les altérations des feldspaths

Kaolinisation

Altération par lessivage des alcalins avec formation de minéraux des argiles (illite, montmorillonites, plus rarement kaolinite). Cette altération se produit surtout sur les feldspaths alcalins. Les minéraux néoformés (très petites paillettes souvent ultramicroscopiques) et la destruction plus ou moins ménagée du réseau donnent aux sections une allure nébuleuse, trouble, laiteuse; les feldspaths se pigmentent alors souvent d'oxydes de fer et de titane et prennent des teintes rougeâtres.

L'altération avec formation de gibbsite (ou hydrargillite) est assez spéciale aux plagioclases des roches basiques, tout particulièrement aux microlites des basaltes. Dans le même temps se forme du quartz secondaire et de la calcite.

Damouritisation

Altération fréquente chez les plagioclases (Na (Al Si₃ O₈)) - (Ca (Al₂ Si₂ O₈)). Elle conduit à l'apparition de **damourite**, et plus accessoirement, si la basicité du feldspath le permet, d'épidote, quartz, calcite, chlorite, etc. La damourite est un mica blanc néoformé, plus riche en H₂O que la muscovite, cristallisé en fines paillettes souvent orientées selon des plans particuliers du feldspath (clivages, macles).

Altérations complexes

Formation de :

Quartz, calcite, épidotes. Altération commune des plagioclases calciques. Epidotes, albite, quartz, actinote, parfois scapolite et calcite. Cette altération appelée **saussuritis** est propre aux gabbros qui ont subi un dynamométamorphisme. Elle s'accompagne généralement d'ouraltisation des pyroxènes.

Saussurite n. f. [dédié à H. B. de Saussure] - Mélange d'**épidote** et parfois de **lawsonite**, qui se forme par transformation hydrothermale ou altération, aux dépens des plagioclases basiques (V. feldspath et épidote). (d'après dictionnaire de géologie, Foucault).

Altération avec formation de zéolithes

Fréquente dans les roches volcaniques basiques avec transport et accumulation des produits d'altération dans les cavités (bulles) de ces roches. Cette altération débute souvent sur la néphéline et gagne les plagioclases.

Les altérations des péridots et pyroxènes

Altération ferrugineuse des péridots

Cette altération se traduit par la formation d'une bande rougeâtre d'**iddingsite** qui borde les cristaux, ou s'introduit dans les craquelures, et peut même conduire à la formation de magnétite. Type d'altération fréquente et même essentielle dans les roches d'épanchement.

Altération serpentineuse des péridots et des orthopyroxènes

Formation de bandes de serpentine se développant à partir des cassures avec, en général, cristallisation concomitante de magnétite. Type d'altération fréquente des roches ultrabasiques grenues. Concernant les **orthopyroxènes**, altération en **serpentes** (antigorite) avec souvent passage par un terme intermédiaire, la **bastite**, brun à reflet bronzé. Le **diallage**, (qui est une variété d'augite) subit la même transformation.

Bastite : les orthopyroxènes sont souvent pseudomorphosés par une variété d'antigorites, la bastite. Cette altération se produit de façon régulière et conserve une orientation unique dans un même individu. Ainsi, à un même cristal de pyroxène correspond un cristal unique de bastite. Le clivage facile p (001) de ce minéral se confond avec le clivage fin g1 (010) ou h1 (100) du pyroxène. La bastite ne diffère de l'antigorite par aucune propriété essentielle.

Altération des clinopyroxènes

Le plus souvent en variétés de **hornblende verte** ou d'**actinote** de composition variable (ouralite). Au cours de l'**ouralisation**, l'orientation cristalline de l'amphibole néoformée se calque sur celle du pyroxène initial. En général, l'ouralisation s'accompagne d'un abaissement de la teneur en **An** des plagioclases de la roche. Une telle roche totalement ouralisée est une épidiomite. A un stade plus poussé, transformation en chlorite, épidote (pistachite), et calcite.

Guide n°5 - Détermination et interprétation de la taille des grains d'une roche magmatique plutonique

Ce guide concerne les roches plutoniques, principalement les granitoïdes. Il peut également être utilisé pour les roches plutoniques basiques comme les gabbros.

L'étude de la taille des grains, jointe à celle de leur morphologie et de leurs relations mutuelles (les joints entre minéraux), donne des informations sur les conditions de cristallisation et la croissance des cristaux dans le magma, ainsi que sur les déformations subies lors de la mise en place du pluton au cours du refroidissement.

Méthodes de mesure

Les méthodes décrites sont celles mises en œuvre aussi bien pour la détermination de la taille des grains et de leur distribution statistique que pour la mesure de la composition minéralogique (**guide n°7**).

Dans les granitoïdes dits à gros grains, ou certains gabbros, la taille des grains est supérieure ou égale au mm et peut atteindre le cm, ce qui est favorable à des mesures effectuées directement sur le scan LPNA d'une lame mince, en prenant en compte si possible, plusieurs centaines de cristaux individuels. Les mesures sont faites, minéral par minéral, par exemple le quartz, puis les feldspaths, la biotite, etc...

On s'aide du scan LPA de la même lame mince, pour s'assurer de la nature du minéral mesuré. La **figure 1** donne des exemples de scan LPNA sur les lames minces de trois granitoïdes nettement distincts, tirés de l'étude du complexe de Ploumanach (Trégor nord, côtes d'Armor).

Cette méthode de comptage n'a pu être mise en œuvre que pour le granite rose à gros grains et le granite leucocrate à deux micas, mais pas pour le « granite intermédiaire » (cliché médian de la figure 1). En effet les grains de ce dernier sont plus petits, et surtout les plagioclases sont nettement plus altérés, ce qui se voit à la légère coloration de la lame en LPNA. Le comptage et les mesures doivent alors se faire par l'observation au microscope polarisant sur au moins une dizaine de spots (par exemple de 3 mm de diamètre), en contrôlant bien la nature de chaque minéral présent dans chaque spot (**figure 2**). Dans ce cas le comptage est beaucoup plus long et moins précis. Les mesures doivent être répétées sur tous les échantillons disponibles sur les affleurements visités, pour évaluer la variation éventuelle de taille ou de composition du granitoïde concerné.

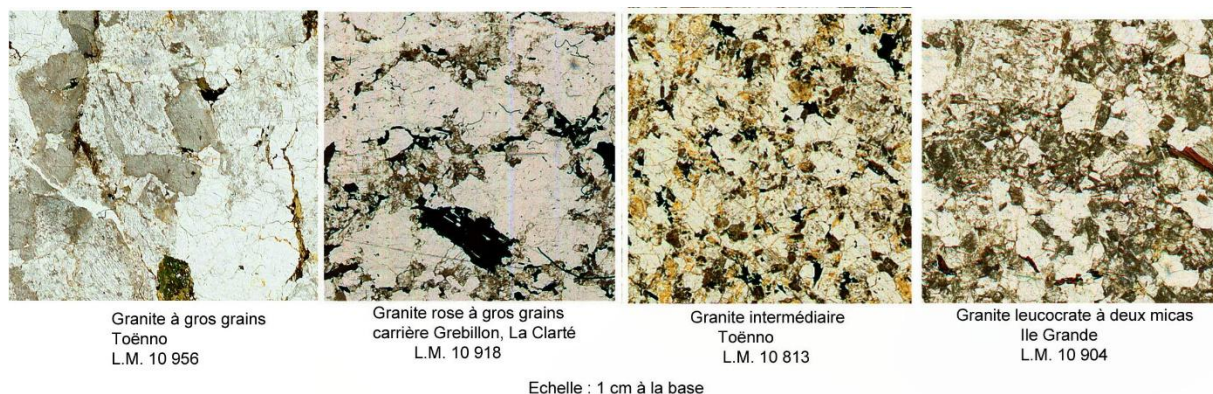


Figure 1

Scans LPNA de quatre lames minces des trois granitoïdes principaux du complexe zoné concentrique de Ploumanac'h (Trégor Nord)

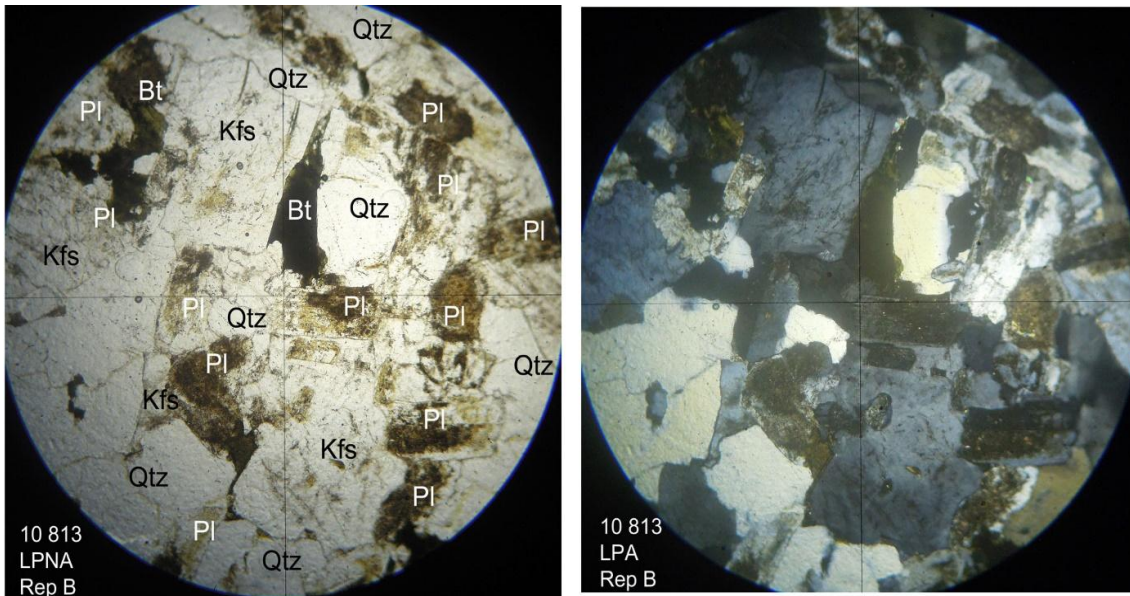


Figure 2

Clichés en LPNA et LPA d'une lame mince du granite intermédiaire à petits grains de Ploumanac'h

Le diamètre du spot observé est de 3 mm. Chaque grain de quartz, de feldspath alcalin (**Kfs**), de plagioclase (**Pl**) et de ferromagnésien (**Bt** dans ce cas), doit être identifié et mesuré en taille. Les quartz sont toujours incolores et limpides. Les feldspaths alcalins (microcline, orthose) laissent apparaître un moirage typique pour des positions angulaires proches de l'extinction. Les plagioclases sont souvent zonés, altérés et assombris dans la zone centrale. Echelle 3 mm à la base.

Distribution des tailles des minéraux dans un granitoïde

Après avoir estimé l'échelle des tailles pour un minéral donné sur la lame examinée, les mesures sont traitées par intervalles de taille de façon à construire le graphique logarithmique de la CSD (*crystal size distribution*). C'est la fonction de distribution des grains, ou quantité de minéraux dans la roche pour un intervalle de taille donnée. La **figure 3** donne un exemple pour le granite à deux micas de l'île Grande du complexe de Ploumanac'h. Pour une taille supérieure à une taille critique (0,7 mm pour le cas de la figure 1), la CSD prend la forme classique.

$$\log n(L) = Cte - A L$$

Dans cette formule, $n(L)$ est le nombre de grains ayant une taille moyenne¹ de L mm et A est la constante caractéristique de la distribution.

En d'autres termes, pour les tailles millimétriques à centimétriques, le nombre de cristallites présentes diminue exponentiellement en fonction de la taille. Mais en dessous de cette taille critique, le nombre de cristallites ne suit pas cette loi : la plupart des roches magmatiques plutoniques ont relativement peu de petits cristaux et présentent une taille de grain moyenne distincte et bien caractéristique.

¹ $2L$ est le diamètre du cercle dont l'aire est approximativement égale à celle du grain considéré

L'explication est à rechercher dans le processus de cristallisation d'un magma, dans des conditions de refroidissement lent, à l'intérieur de la croûte continentale. Tout au long du refroidissement du magma constitutif du futur pluton, le contrôle de la taille des grains est dépendant de N/G , le rapport entre la densité de nucléation N et la vitesse de croissance G des cristaux (la définition de ces termes et les explications physiques sont données dans les paragraphes suivants).

Juste à la traversée du liquidus, et à faible taux de surfusion, N/G est très petit et la croissance se fait clairement au détriment de la nucléation qui est un processus « difficile » dans les silicates (**figure 4**).

C'est donc à la période précoce de croissance que se fabrique la taille des grains. Les silicates développent typiquement des faces planes et le grossissement dans un stade ultime de refroidissement est peu vraisemblable. Il en résulte que la taille des grains est contrôlée par la nucléation de cristaux « viables ».

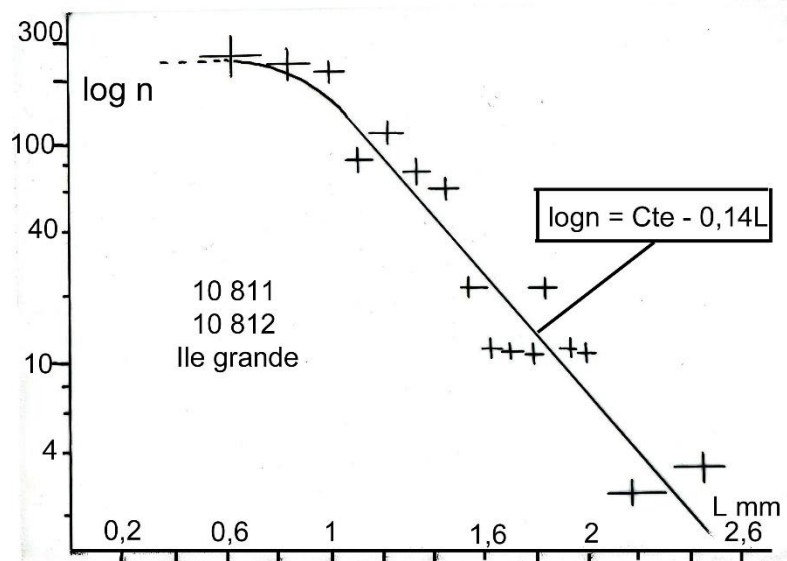


Figure 3

**Granite à deux micas de l'Ile Grande du complexe de Ploumanac'h
Lames minces 10811 et 10812**

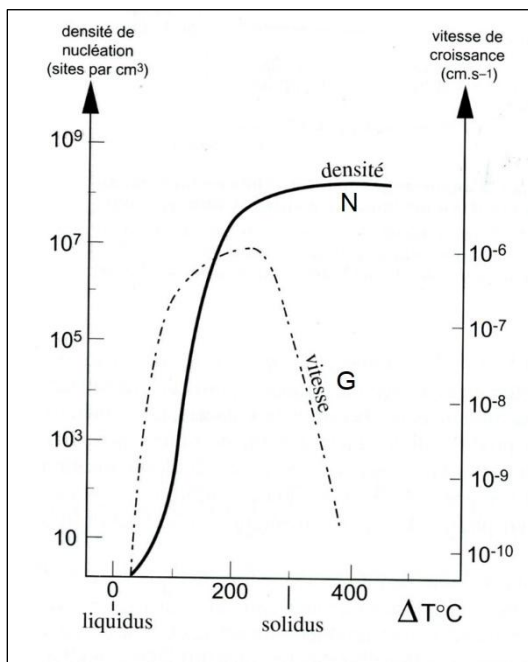
La CSD (distribution des grains en fonction de leur taille) a été mesurée sur les grains de plagioclase, de la plus petite taille 0,1 mm à la plus grande 2,6 mm.

Nucléation et densité de nucléation

La **nucléation** est l'apparition de germes cristallins (*nuclei* en anglais) au sein d'un liquide magmatique, pour une température donnée au cours du refroidissement. On la quantifie par une grandeur **N**, la **densité** (ou taux) de germes, en nombre de germes par cm³ de magma.

Les magmas sont des liquides complexes, et l'apparition des premiers germes se produit pour une composition donnée, lorsque la température est abaissée en dessous du point de *liquidus* de cette composition. Très généralement, le magma entre en surfusion en dessous de cette température, la nucléation n'est pas instantanée et elle se fait très progressivement au fur et à mesure que l'intervalle ΔT augmente (**figure 4** ci-dessous).

Figure 4 : nucléation et croissance cristallines en fonction de la surfusion : N est la densité ou taux de nucléation et G la Vitesse de croissance des cristaux.



Très généralement, G et N croissent avec ΔT , mais entrent en compétition puisque ces deux processus consomment tous les deux les nutriments¹ nécessaires, tirés du liquide magmatique. G croît et atteint son maximum bien avant N, puis s'effondre. Les deux paramètres décroissent, parce que le coefficient de diffusion des nutriments décroît très rapidement avec la température.

Courbes tirées de l'article de S.E.Swanson en référence ci-dessous. Les données recueillies par Swanson portent sur le feldspath potassique.

Swanson, S.E. (1977) : *relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures*. *Am. Mineral.* 62. 966-97

L'apparition au sein du liquide magmatique d'un germe cristallin abaisse l'**énergie libre** de ce volume cristallisé. Mais on doit retrancher de cette valeur d'énergie libre calculée sur le volume total, l'énergie de surface, qui traduit le fait que les atomes de la surface sont en contact avec l'agitation du magma et ne subissent pas le même gain d'énergie libre. Dit d'une autre manière, l'énergie des atomes de surface est plus élevée que celle des atomes dans le volume.

Au total :

$$\Delta G_{\text{total}} = - (4\pi/3) r^3 \Delta G (v) + 4 \pi r^2 \Delta \gamma$$

¹ Définition des « nutriments » dans §8.2, dans le sous paragraphe intitulé « Rôle d'une phase fluide... ».

Où $G(v)$ est l'énergie libre de volume, ΔG la variation de cette énergie libre entre l'état liquide et l'état solide, et $\Delta\gamma$ l'énergie libre de surface, en fait un différentiel d'énergie libre par rapport à l'énergie de volume. Le paramètre r est le rayon du germe, ou sa dimension caractéristique. L'énergie de surface est prépondérante pour r petit, c'est-à-dire pour les petits cristaux à la nucléation (**figure 5**).

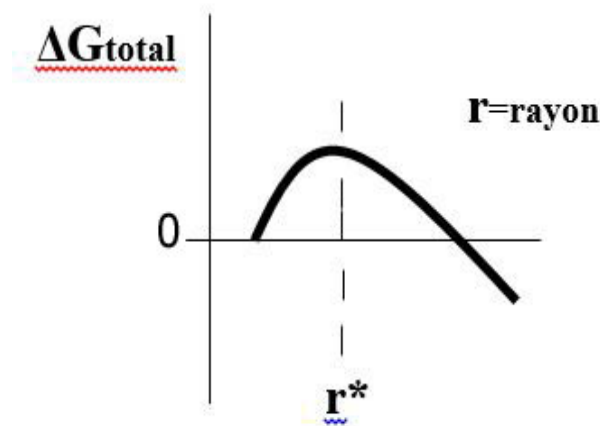


Figure 5

Variation de l'énergie libre ΔG total en fonction du rayon r du germe cristallin

r^* est le rayon critique de nucléation, pour lequel les deux termes s'équilibrent. Pour $r < r^*$ le germe se dissout et a peu de chance de donner un cristal.

Surfusion

L'expression prise par ΔG total explique le phénomène de surfusion. Le même raisonnement tient aussi pour le métamorphisme, où les réactions sont à l'état solide.

Comment expliquer les gros cristaux ? Ce sont souvent les situations où un germe exogène préexiste. C'est lui qui va permettre de franchir plus facilement le seuil de nucléation, c'est la nucléation hétérogène (**figure 6**). Exemples :

- Des petits grains de roche dans le magma.
- Une surface de germe présent, même si le germe est un cristal d'une autre nature, ou germe exogène.

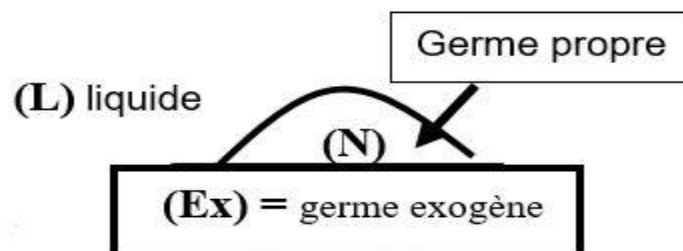


Figure 6

Nucléation hétérogène

La lettre **N** dans la **figure 6** emprunte au mot latin *nucleus* qui désigne le **germe propre** : c'est le germe du futur cristal devant faire sa croissance. Il est à distinguer du **germe exogène (Ex)**. Alors $\Delta G [(Ex) \text{ versus } N] \ll \Delta G [(N) \text{ versus } (L)]$: en d'autres termes, l'énergie de surface à l'interface germe propre/germe exogène est bien inférieure à l'énergie de surface à l'interface nucleus/liquide.

La nucléation hétérogène est-elle la règle générale ? En tout cas plusieurs phénomènes s'expliquent par elle. Il en est ainsi du « *clustering* ». C'est la propriété de nucléer plusieurs cristaux ensemble, plus ou moins enchevêtrés. Plus la nucléation est difficile, plus le minéral a tendance à faire du *clustering*.

Le classement des minéraux par l'intensité de leur taux de nucléation est le suivant :

OI > (Fe, Ti) Ox > Pyr > Feldspaths > Qtz

Non clustering

clustering

Croissance, vitesse de croissance

La vitesse de croissance d'un cristal dans un liquide magmatique, notée *G* dans la figure 4 ci-avant, s'exprime en cm.s^{-1} .

Deux situations principales se produisent successivement, lors du refroidissement sous le liquidus :

- Quand le degré de surfusion ΔT augmente et que le seuil de nucléation (rayon critique r^* décrit ci-dessus) est franchi, la vitesse de croissance atteint rapidement des valeurs élevées. En effet, la température est encore suffisamment élevée pour que le coefficient de diffusion² *D* des atomes ou molécules, nécessaires à l'édification du cristal naissant, soit important.
- Pour un degré de surfusion plus élevé et continuant à croître, le coefficient de diffusion *D* décroît rapidement. La vitesse de croissance ralentit puis s'annule. La taille des gros cristaux reste donc limitée. La nucléation étant toujours très lente pour le feldspath et le quartz (donc faible densité de germes), elle n'entre pas véritablement en compétition avec la vitesse de croissance dans le cas des granitoïdes.

² Le coefficient de diffusion *D* relie la valeur du courant de particules en mouvement, au gradient de leur concentration.

Guide n°6 - Détermination et interprétation de la forme des grains d'une roche magmatique plutonique

La forme d'équilibre de la plupart des cristaux est bordée par des faces planes quand ils ont fait leur croissance librement dans le magma. Ces faces sont parallèles à des plans d'atomes particulièrement denses qui sont des surfaces de liaison forte dans le sens parallèle au plan et faible dans le sens perpendiculaire. Les faces obliques par rapport à ces faces de liaisons fortes, ont une plus faible densité mais offrent des liaisons plus fortes perpendiculairement à elles, et ont donc une probabilité plus grande de s'attacher les nouveaux atomes.

Durant la croissance d'un cristal euhedral, les faces de faible densité ont donc tendance à croître plus vite, et ainsi à faire disparaître certaines faces à plus forte densité (**figure 1**). Les faces latérales des formes en primes allongés, qui sont des formes fréquentes, sont toujours des faces de forte densité.

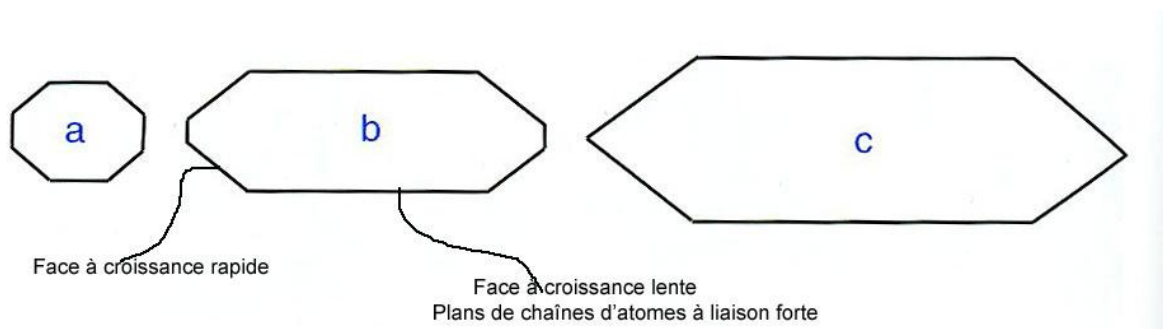


Figure 1

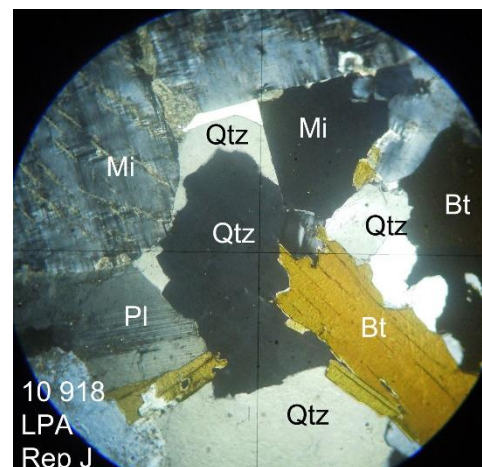
Différences de vitesse de croissance des faces d'un cristal euhédral, à différentes étapes de son développement dans le magma

A la différence des phénocristaux des roches effusives, dont les formes géométriques sont souvent régulières et représentatives d'un habitus pur, les cristaux des granitoïdes, même de grosse taille, ont rarement la totalité de leurs faces rectilignes (**figure 2**).

Figure 2

Granite à gros grains de la carrière Rebillon à la Clarté (Trégor)

Les joints rectilignes comme certains joints entre les cristaux de quartz et de feldspath potassique de la moitié supérieure sont minoritaires. La plupart sont irréguliers, courbes pour le quartz, très irréguliers pour la biotite. Echelle 2, 6 mm à la base.



Lors de l'étape du refroidissement qui voit les premiers cristaux grossir en taille puis en nombre, des contacts s'établissent entre minéraux. Il peut en résulter des contraintes qu'ils exercent les uns sur les autres. Dans un premier cas, les cristaux d'un même type se rejoignent fréquemment suivant des faces à croissance lente (**figure 3**), et constituent une **synneusis**¹.

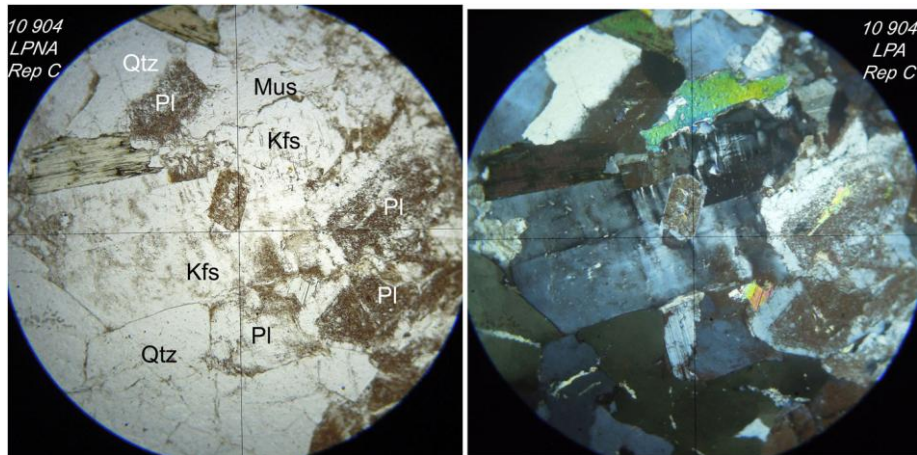


Figure 3

Granite à deux micas, Ile Grande, Complexe de Ploumanac'h

Synneusis entre deux cristaux de Kfs, avec inclusion d'un petit plagioclase euhédral, au sein d'un agrégat de feldspath. Echelle 3 mm à la base.

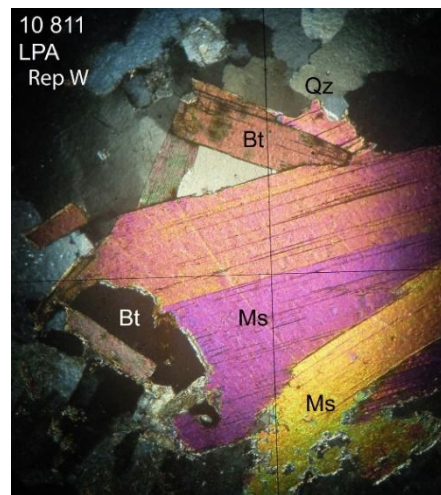
Les ferromagnésiens peuvent également se regrouper en **agrégats gloméroporphyriques**² (**figure 4**). Voir l'explication de la formation en agrégats (*clustering* en anglais) dans la section nucléation du **guide n°5**.

Figure 4

Agrégat gloméroporphyrique de biotites et de muscovites

Granite leucocrate à deux micas, Ile Grande, Trégor

LPA, échelle 2 mm à la base



¹Synneusis : C'est le processus de rapprochement et d'attachement de cristaux flottant dans un liquide magmatique. Le processus peut conduire à des agrégats gloméroporphyriques. L'adhésion peut mettre en œuvre la caractéristique d'énergie libre minimum de certaines faces à la source des macles, comme (010) dans le feldspath plagioclase. Les dernières couches de zonage peuvent entourer le mégacristal ainsi construit. Un autre exemple de synneusis est l'adhésion de petits plagioclases (parfois aussi de biotites) sur les faces d'un feldspath potassique en croissance zonée. A ne pas confondre avec l'épitaxie.

² Du grec glomero qui signifie « pelote ».

Déformations

L'attention doit être portée également sur les déformations détectées sur les divers grains. Elles renseignent sur les contraintes mécaniques exercées sur les cristaux au moment du refroidissement. Ces contraintes peuvent être locales, et dues aux contacts intimes à l'intérieur d'un groupe de cristaux en phase de croissance. Les contraintes peuvent être étendues à la chambre magmatique, et être de nature tectonique. Le quartz est un indicateur sensible de la présence de contraintes (**figures 5**).

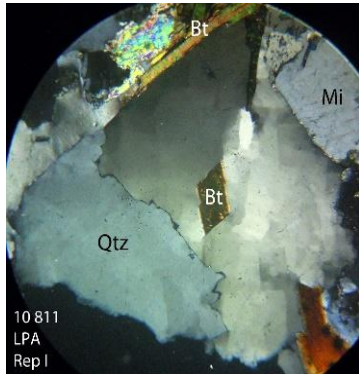
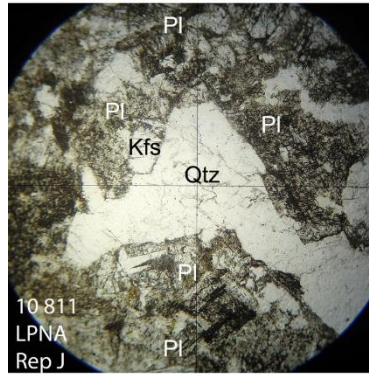


Figure 5a



Figures 5b

Granite leucocrate à deux micas, Ile Grande, Trégor

Figure 5 a : texture de quartz en damier ; faible contrainte locale exercée en fin de cristallisation par l'inclusion de biotite. Echelle 2,5 mm à la base.

Figures 5 b : LPNA et LPA. Le quartz prisonnier entre les plagioclases a terminé sa croissance, éclaté en petits pavés. C'est encore une contrainte locale. Echelle 2,5 mm à la base.

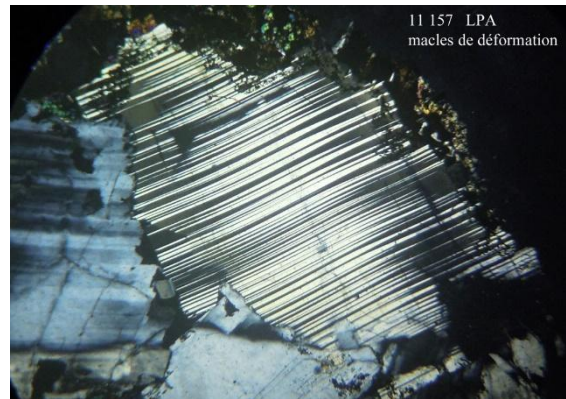
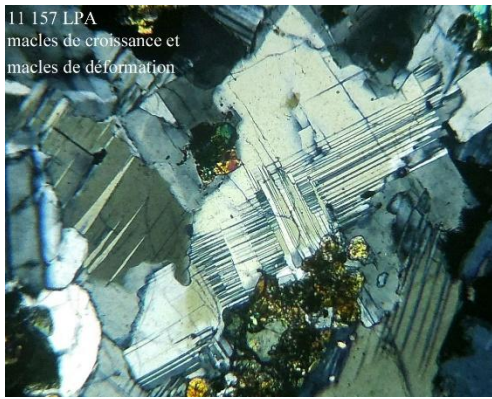
Les plagioclases sont également des indicateurs sensibles aux déformations grâce aux macles polysynthétiques. En l'absence de contrainte tectonique, les macles polysynthétiques - ou macles de l'albite - sont rectilignes, se prolongent jusqu'à l'extrémité du cristal ou s'interrompent nettement : ce sont des **macles de croissance** (**figure 6 a**). Dans le cas où une contrainte tectonique s'est exercée sur la chambre pendant la période finale de cristallisation, les macles sont terminées en fuseau, voire courbes (**figures 6 b**). Ce sont des **macles de déformation**.

Figure 6 a

Granite à deux micas, Ile Grande, Trégor

Echelle 1,5 mm à la base, LPA. Plagioclase zoné avec macles de croissance.





Figures 6 b Gabbro, Puy Gonnard, chaîne des Puys

A gauche, macles de déformation en fuseau et macles de croissance rectilignes jusqu'aux faces du cristal de labrador. A droite, macles courbes de déformation dans un labrador.

Guide n°7 - Etablissement de la composition modale et modes de présentation des roches magmatiques plutoniques

Introduction

Le cas général est celui des **granitoïdes**, dont la composition est dominée par les minéraux dits « clairs » (ou blancs) : quartz et feldspaths, et pour ces derniers, la distinction à faire entre feldspaths alcalins et plagioclases. A ces minéraux clairs, on doit ajouter dans la description élémentaire :

- Les minéraux ferro-magnésiens, micas¹, chlorite, amphiboles, et pyroxènes. Ils sont en général colorés et faciles à distinguer.
- Les minéraux dits accessoires, comme l'apatite, la tourmaline, le zircon, la magnétite.

De plus, le guide permet d'inclure les **diorites** et les **gabbros**, dans la description des roches observées dans un pluton : c'est la seconde étape.

Première étape : description par les trois classes de minéraux clairs, et établissement de la composition modale

Elle nécessite la mesure des pourcentages par la méthode de comptage exposée au début du **guide n°5**. Les pourcentages sont reportés dans le **diagramme ternaire de Streckeisen (figure 1)**, universellement utilisé pour sa simplicité et son efficacité.

Le terme utilisé dans ce cadre est celui de **mode**, ou **composition modale**. Les trois sommets du triangle du diagramme sont désignés par les lettres suivantes :

- **Q** pour le quartz.
- **A** pour les feldspaths alcalins, potassiques et sodiques.
- **P** pour les plagioclases.

Le diagramme est aussi appelé en abrégé **diagramme QAP**. Il est découpé en cinq secteurs issus du pôle quartz, à leur tour découpés horizontalement par les limites 20% et 60% de concentration de quartz. Son intérêt universel tient à la simplicité de son utilisation et à l'interprétation que l'on peut faire des 11 domaines ainsi délimités.

Cependant un aspect important de la connaissance moderne des granitoïdes échappe à cette description simple: c'est la saturation en alumine, qui s'exprime dans le ratio molaire de l'alumine par rapport aux alcalins et calco-alcalins (calcium). Elle conduit à distinguer les granitoïdes hyperalumineux, riches en minéraux comme la muscovite ou la cordiérite, des granitoïdes peralumineux, dans lesquels quartz et feldspaths dominent seuls. La SAGA ne dispose pas des outils de la géochimie moderne, mais reste attentive à l'observation des minéraux riches en alumine, mentionnés ci-dessus.

¹Micas : principalement la biotite, et sa série, mais aussi, par convention, la muscovite, bien que cette dernière soit incolore.

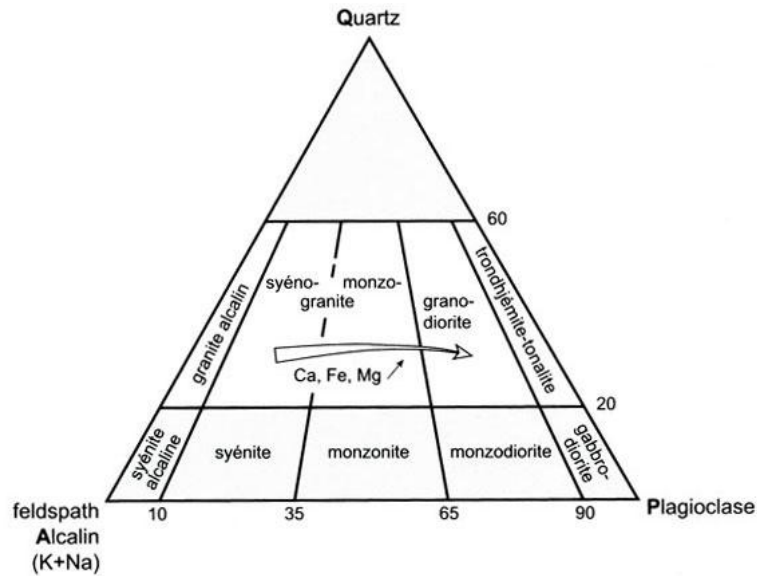


Figure 1 Diagramme QAP de Streckeisen

Le diagramme désigne le type de roche en fonction de sa **composition modale**. L'échelle numérique en abscisse est le **ratio plagioclase/feldspath alcalin**. Très utile, il doit être chaque fois calculé à partir des mesures.

Seconde étape : extension de la description aux diorites et gabbros, stricto sensu, par la prise en compte des ferro-magnésiens

La plupart des massifs plutoniques sont constitués majoritairement de granitoïdes qui sont bien décrits par les cinq domaines médians, dont le pourcentage de quartz est supérieur à 20%. D'où l'importance de mesurer soigneusement ce taux dans les échantillons récoltés. La flèche marquée **Ca, Fe, Mg** sur la **figure 1** ajoute une information capitale pour le caractère du granitoïde examiné. Elle indique que généralement, avec l'augmentation du **ratio plagioclase/feldspath alcalin**, donc avec l'augmentation de la concentration en calcium, les ferromagnésiens apparaissent simultanément, leur concentration croît et ils colorent de plus en plus la roche. Voir à ce sujet le **guide n°2**, sur l'indice de coloration.

Comme la manipulation d'un diagramme à trois dimensions est malaisée, on a recours à un abaque semi-quantitatif pour illustrer l'importance des minéraux colorés dans la détermination d'une roche plutonique. C'est l'**abaque de composition minéralogique (figure 2)**. A noter que cet abaque, très utile, est néanmoins bâtard au regard des conventions du diagramme de Streckeisen, puisqu'il mélange en abscisse, d'une part les granitoïdes, d'autre part à l'extrémité droite les diorites et les gabbros qui sont à part du diagramme. En même temps c'est son avantage puisqu'il nous permet de replacer les diorites et les gabbros présents dans nos observations sur les complexes plutoniques.

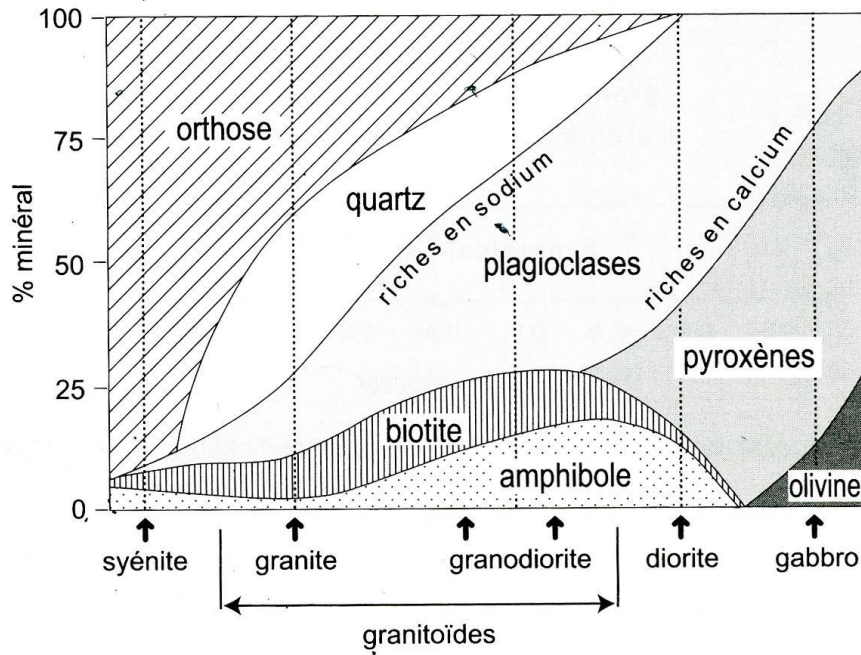


Figure 2

Abaque de composition minéralogique incluant les ferro-magnésiens

Les proportions indiquées le sont uniquement à titre indicatif et n'ont pas de valeur absolue.

L'abaque fait apparaître plusieurs caractères utiles dans la pratique :

- La biotite est presque toujours présente, même en petites quantités.
- L'importance de l'amphibole (séries de la cummingtonite et de l'actinote, série de la hornblende,...) croît avec le taux d'anorthite du plagioclase (ou sa concentration en calcium).
- Le feldspath alcalin disparaît complètement dans les diorites² et dans les gabbros, au profit des plagioclases.

L'importance prise par les pyroxènes dans l'extrémité droite de l'abaque doit être commentée : dans la pratique, elle est rarement observée à ce degré, à cause de la fréquence et de l'importance des phénomènes d'amphibolitisation, c'est-à-dire de substitution des pyroxènes par les amphiboles, par une forme ou l'autre de métamorphisme ?

² Le quartz peut subsister en petite quantité dans certaines diorites : ce sont les diorites quartziques et les gabbro-diorites quartziques.

Guide n° 8 – Croissance, morphologie et taille des cristaux dans les roches métamorphiques

Le guide est créé dans le cadre de la notice générale de l'ATLAS. Il est consacré aux roches métamorphiques, et illustré à partir de nos données recueillies dans le cadre du métamorphisme du Bas-Limousin, exemple classique de métamorphisme de type barrowien. Il complète les développements concernant « **structures et textures des roches métamorphiques** », que l'on trouve dans le chapitre II des Entretiens sur le métamorphisme.

La principale source bibliographique utilisée est celle de Ron H. Vernon, *A practical guide to Rock Microstructure*, Cambridge, 2004.

8.1 - Nucléation et croissance

La nucléation et la croissance des minéraux dans une roche métamorphique diffèrent de celles dans les roches magmatiques, plutoniques et volcaniques, par le fait qu'elles ont lieu à l'état solide. On s'intéresse ici au métamorphisme **topochimique**, dans lequel la composition chimique globale de la roche originelle n'est pas modifiée, et dans lequel le déplacement des éléments qui concourent à la création de nouveaux minéraux se limite aux interfaces entre minéraux voisins.

Quand la température et la pression franchissent certaines limites, des minéraux disparaissent au profit de nouveaux, dans la paragenèse de la roche. L'apparition de nouveaux minéraux sous la forme de cristaux est commandée par le **taux de nucléation N** (voir le **guide n°5** de la présente notice). Ce dernier dépend fortement de la température : il croît avec celle-ci, mais il dépend aussi d'autres facteurs comme les agents de nucléation que sont les minéraux et les impuretés existant au préalable. Ainsi la naissance d'un cristal peut être assistée par des facteurs cristallographiques, comme dans la croissance coaxiale ou épitactique.

La croissance d'un cristal ayant franchi le seuil de nucléation est fonction d'un second paramètre qui est le **taux de croissance G** (voir le **guide n°5** de la présente notice). La morphologie d'ensemble d'une roche métamorphique dans des conditions particulières de pression et de température sera fonction des rapports N/G des différentes phases composant la paragenèse de la roche.

Pour l'illustrer, prenons le cas des métapélites, présentes dans le Bas Limousin. Dans ces métamorphites très communes, le quartz et les phyllites (micas, pyrophyllite, chlorites...) forment une matrice abondante de grains relativement fins. Ceci est dû au **ratio N/G** élevé pour ces deux types de phases. Il n'en est pas de même pour les minéraux index du métamorphisme comme par exemple les grenats, la staurolite et les polymorphes du silicate d'alumine, la cyanite et la sillimanite (l'andalousite est absente dans les métapélites du Bas Limousin). Pour ces phases, comme généralement il n'y a pas - ou peu - de germes (au sens de ce qui permet la nucléation), seulement quelques individus se forment et croissent jusqu'à l'état de porphyroblastes, au sein de la matrice de quartz et de micas. Dans le même temps que les porphyroblastes font leur croissance, les phyllites et le quartz continuent de croître, mais demeurent de petite taille à cause de l'abondance des germes : **figure et dessin 1**. Quand la température croît, le pavage présente des formes de plus en plus régulières, avec des formes qui se rapprochent de plus en plus d'un **agrégat polygonal**, avec des angles de 120° en l'absence de forte contrainte.

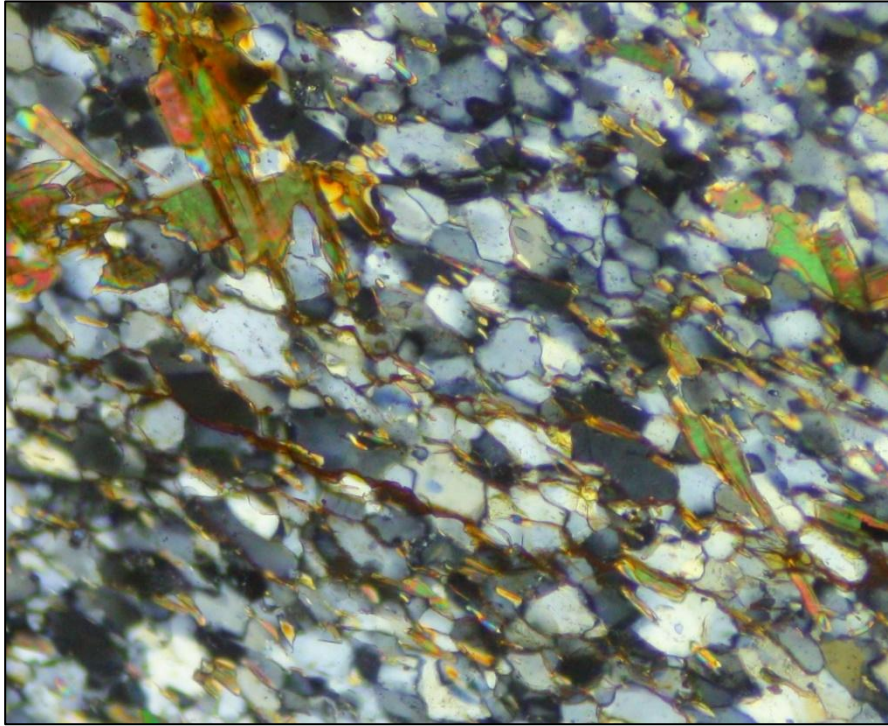


Figure 1.

Lieudit les Taupineries, (Corrèze). Faciès schiste vert, entre isograde de la biotite et celui de la staurolite. Assemblage en pavage de quartz et de biotite dans une métapélite (lame mince 211, ci-dessus, échelle 1 mm à la base). Dans les microcristaux de biotite, l'orientation majoritaire est suivant des plans (001). Elle guide la croissance des cristaux de quartz qui tendent à s'allonger dans la direction de la foliation ainsi marquée : voir aussi **dessin 1**. Les joints quartz-quartz sont :

- Soit perpendiculaires aux plans des biotites
- Soit pointés sur les terminaisons de biotite

Dessin n°1

A plus haut degré de métamorphisme, il en est de même de la forme fibrolite de la sillimanite. Pour cette dernière, la raison en est que sa nucléation s'effectue facilement dans les micas.

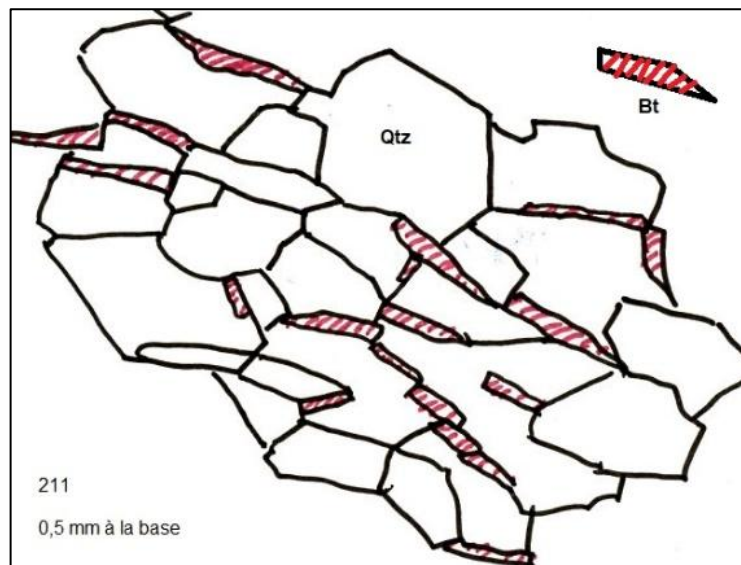
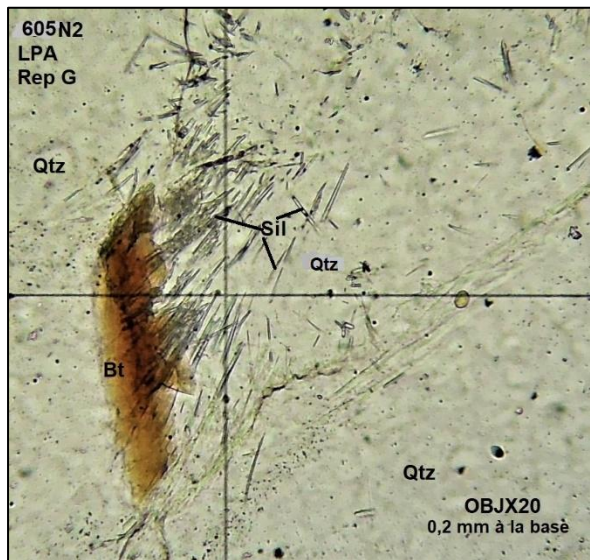


Figure 2

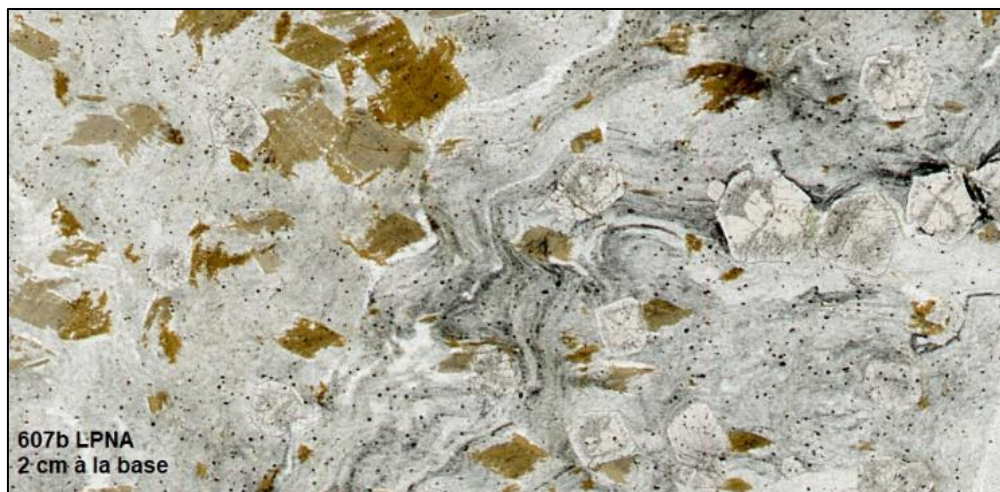
Carrière du Faucou, Espartignac, Corrèze.
Lame mince 6052. Echelle sur le cliché.
Nucléation en masse de la forme fibrolite de la sillimanite, à partir d'une biotite.

Les fibres s'extraitent en dendrites dans le quartz voisin. Elles laissent le fer dans la biotite à l'état d'oxyde, cette réaction d'oxydation étant possible grâce à la pression partielle de l'oxygène (fugacité de l'oxygène), qui accompagne celle de H₂O.



Les anastomoses fréquentes par micas ou sillimanite sur les porphyroblastes, avec micro-plies et litages, montrent que ces minéraux ont une très forte capacité de nucléation et de survie sous des conditions de forte déformation. Il y a alors une forte modulation de la déformation (*deformation partitioning*) comme dans toute anastomose.

Corrélativement, la taille des porphyroblastes des principaux **minéraux index** ne résulte pas nécessairement de décalage dans le temps par rapport à la formation du pavage de la matrice. Ils sont en général dispersés dans la matrice car leur taux de nucléation reste limité. Si la température continue à croître dans un climat de contrainte relâché, leur taille est déterminée par leur vitesse de croissance, s'ils ne se gênent pas mutuellement. La nucléation peut être grandement facilitée par la présence de niveaux d'impuretés dans le sédiment d'origine, comme des particules de graphite dans le cas illustré par les **figures 3**.



Figures 3a et 3b.

Schiste à nodules, lieu-dit le Moulin du Nègre (Corrèze). Scan LPNA
Dans la moitié droite de la lame, un niveau sédimentaire riche en granules de graphite a permis la nucléation de plusieurs phénoblastes de grenats almandins, parfois en contact les uns avec les autres.

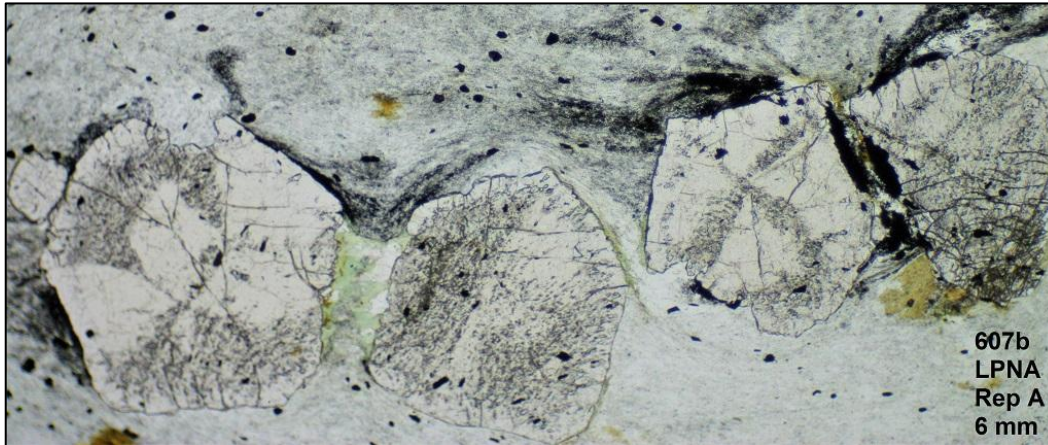


Figure 3b.

Les arcs dessinés par les particules de graphite sont liés aux microplis. Cela n'impliquerait pas que ces particules soient repoussées par les phénocristaux lors de leur croissance. Au contraire, les grenats ont absorbé dans leur croissance toutes les composantes de la matrice, y compris le graphite. Les particules de graphite « décorent » de façon caractéristique les almandins en se disposant préférentiellement dans certains plans cristallins.

8.2 - Morphologie cristallographique des phénocristaux

Pour les minéraux à forte anisotropie comme les phyllites, la cyanite et la sillimanite, la croissance se fait préférentiellement suivant les faces cristallographiques des plans de basse énergie, par exemple les plans (001) de la biotite ou de la muscovite. La croissance se fait suivant des principes identiques à ceux qui président dans les roches magmatiques, et qui ont été exposés dans le **guide N°6**. On peut les résumer ci-dessous :

« Ces faces sont parallèles à des plans d'atomes particulièrement denses qui sont des surfaces de liaison forte dans le sens parallèle au plan et faible dans le sens perpendiculaire. Les faces obliques par rapport à ces faces de liaisons fortes, ont une plus faible densité mais offrent des liaisons plus fortes perpendiculairement à elles, et ont donc une probabilité plus grande de s'attacher les nouveaux atomes. »

Les mêmes principes s'appliquent dans les roches métamorphiques, à des minéraux comme la staurolite, et même au grenat pourtant cristallographiquement isotrope. Quand on parle de « faces de basse énergie », on désigne l'énergie de liaison perpendiculairement à ces faces. Il s'agit donc de basse énergie interfaciale, dans le cas d'une roche métamorphique, où les phénocristaux sont en contact à l'état « solide » avec d'autres minéraux. Corrélativement, l'énergie de liaison et la densité dans le plan de ces faces sont élevées. L'anisotropie structurale est suffisante pour qu'une surface « indéfiniment » plane se développe. En effet, les liaisons atomiques dans ce plan sont bien plus fortes que les liaisons interfaciales avec les cristaux voisins, si bien que la face cristalline est stable et ne peut pas être affectée par eux. Les **figures 4a et b, et 5**, illustrent le cas d'un phénocristal de **staurolite** dans une roche métamorphique prélevée sur l'isograde de la staurolite, et qui a subi une élévation de température en climat de contrainte tectonique apaisée, permettant la croissance de grands phénocristaux. La planéité et la régularité des faces du petit grenat et la morphologie régulière des phénoblastes de ce minéral, viennent de ce que toutes ses faces sont de basse énergie interfaciale, à cause de la symétrie cristallographique cubique.

figures 4a et b

Figure 4a : cliché en LPNA. Schiste à nodules, nouvelle route de Malemort à Tulle, Corrèze. Isograde de la staurolite. Ech8 N°15 (Référence interne à l'atelier de pétrographie de la SAGA). Le cliché montre la trace horizontale d'une face plane de basse énergie de la staurolite, qui s'est développée librement sans être affectée par les nombreux cristaux de quartz de la matrice, à son interface. Noter la schistosité oblique de la matrice. Un grenat almandin est en inclusion dans la staurolite.
Echelle : 2 mm à la base.



Figure 4b : cliché en LPA.

Figure 5. Ci-dessous, dans la même lame, le phénocrystal multiples maclé (macles dits rentrants) de staurolite, en scan LPNA. Echelle : 1 cm à la base.

Généralement les grenats sont individualisés. Mais ils peuvent former des porphyroblastes composites comme sur la **figure 5**, où les cristaux empiètent et se moulent les uns sur les autres. Ce qui s'explique par l'existence d'un essaim de germes ayant permis la croissance simultanée des phénoblastes.

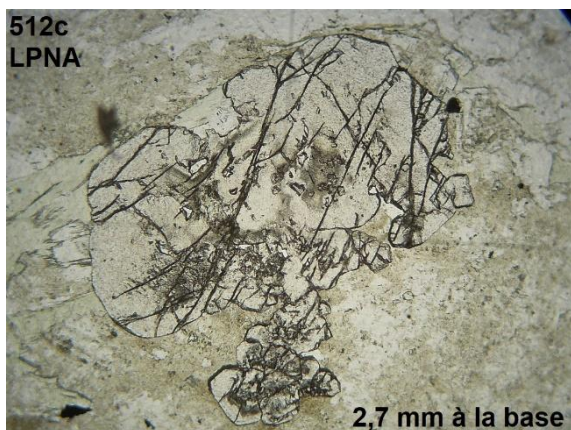


Figure 5. LPNA et LPA. Gare d'Aubazine, Corrèze. Gneiss gris du Bas Limousin.

Rôle d'une phase fluide. Inclusions, structure pœciloblastique.

La plupart des réactions de métamorphisme prograde libèrent des composants volatiles comme l'eau libérée par déshydratation des micas transformés. De plus, comme dans toute réaction conduisant à la croissance d'un phénocrystal, il doit y avoir apport par transport de nouveaux composants chimiques - les « nutriments » - en même temps qu' évacuation de composants « déchets ». Il a été prouvé que ce transport se fait par diffusion des composants par un fluide intergranulaire formant un film mince discontinu sur certaines faces des minéraux. L'image de « faces mouillées » lors de la croissance d'un phénoblaste est semble-t-il correcte.

En général, les phénoblastes contiennent de nombreuses inclusions en particulier de quartz. Ces inclusions se sont développées simultanément avec la croissance du phénoblaste. Leur morphologie est très généralement sphérique car leur croissance se fait en l'absence de fluide, contrairement à ce qui se produit à l'interface externe du phénoblaste.

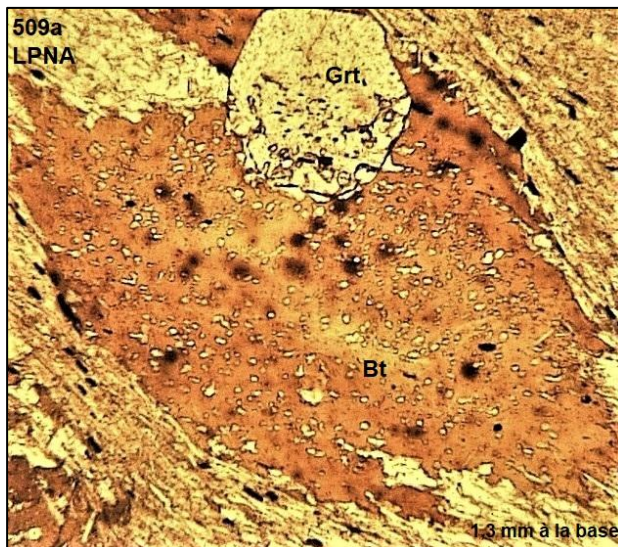


Figure 6

Lieu-dit moulin du Nègre, Corrèze. Schiste à nodules sur l'isograde de la staurolite. Biotite syncinématique criblée d'inclusions de quartz globulaires, dont la croissance est probablement contemporaine de celle du phénoblaste. Ce dernier est déformé en sigmoïde et moulé par la matrice.

La structure **pœciloblastique** est la structure où les inclusions sont très nombreuses, comme dans le phénoblaste de staurolite de la **figure 7**. Il est fréquent que les inclusions soient disposées en pistes, exprimant des microstructures pré-existantes, comme des strates du sédiment d'origine.

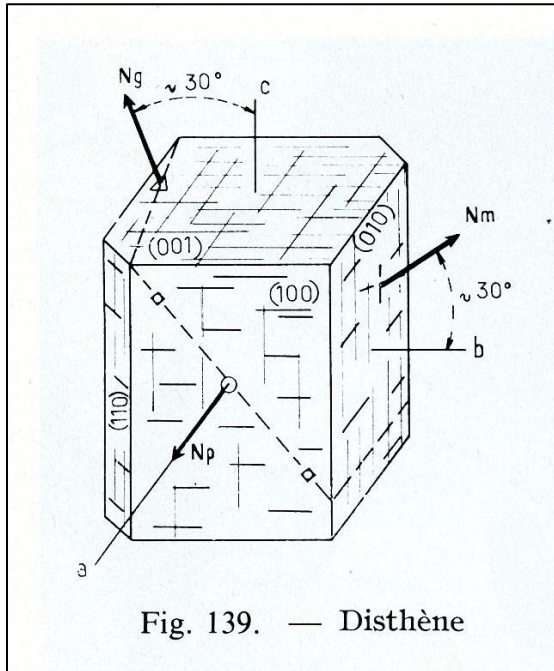
figure 7. Nouvelle route de Malemort, schiste à nodules sur l'isograde de la staurolite. lame mince 14KS13/5.2.

Staurolite pœciloblastique dont les inclusions de quartz sont alignées dans une direction de schistosité intérieure (**Si**), oblique par rapport à la schistosité de la matrice (**Se**). Il est probable que le phénoblaste a effectué une rotation sous l'action du couple de cisaillement associé à la déformation subie par la roche.

La perfection des plans du cristal de staurolite est expliquée dans le § 2 ci-dessus (Morphologie cristallographique des phénocristaux).



Guide n°9 – Cyanite, minéral index du métamorphisme - cristallographie et propriétés optiques, déformations



1. Système triclinique.

Cristaux prismatiques allongés suivant c et aplatis parallèlement à (100), **figure 1** ci-contre.

- Clivages (100) très parfaits
- (010) moins parfaits
- (001) est un plan de séparation, c'est-à-dire un plan limite de macle (twin boundary) dit également de composition plane.

Figure 1. Tirée de M.Roubault. *Détermination des minéraux des roches.*

Les différents types de clivage sont illustrés ci-dessous sur les clichés de la **figure 2 a et b**, tirés des lames 605 des mobilisats à Qtz, Mus et Ky de la Carrière du Faucou, Espartignac (Corrèze). Cette dernière se place dans le cadre du métamorphisme barrowien de hautes températures et pressions moyennes.

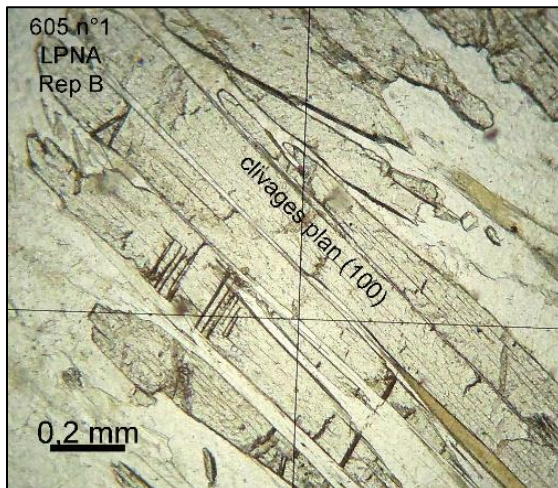


Figure 2a. Clivages (100) très parfaits

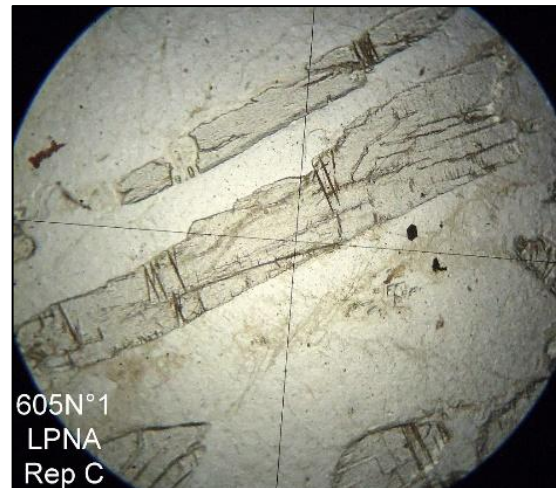


Figure 2b. Clivages moins parfaits (010)

2. Propriétés optiques

Le plan Ng-Np passe par l'axe a mais est incliné de 30° sur l'axe c : **figure 1**.

C'est ce qui explique que l'angle d'extinction pour la zone (hk0) ne soit pas toujours nul, mais puisse atteindre un max de 30°. La zone (hk0) regroupe tous les plans parallèles à l'axe c. Le lien entre l'orientation de la latte de cyanite et la biréfringence est illustré en reprenant les deux exemples de la **figure 2** :

Figure 2a (Repère B dans la lame). Longues lattes d'orientation axe c avec fins clivages presque parfaits, ou parfaits. Donc trace possible du plan (100) pour des clivages parfaits ou (010) pour presque parfaits. Or la teinte de Newton est le jaune du 1er ordre, donc la biréfringence est de 0,014, proche de la valeur maximum. De plus, l'extinction est droite, donc la lame est vraisemblablement orientée avec (010) dans le plan de la préparation, le plan(100) des clivages lui étant perpendiculaire.

Cette géométrie se retrouve dans la plupart des baguettes de la lame 605.

Noter les traces des plans de séparation (001), perpendiculaire à l'axe d'allongement.

Figure 2b (Repère C dans la lame). Les clivages sont peu nets et la latte est maclée dans un plan parallèle à l'allongement. Sur le cliché LPA, l'extinction se fait à 30°. C'est la valeur maximale de l'angle d'extinction des sections (100). La teinte de Newton est le blanc du 1^{er} ordre, soit une biréfringence apparente de 0,010, compatible avec celle donnée par Ng-Nm. Il y a peu de baguettes orientées ainsi dans la lame 605.

Polymorphe silicate alumine	Réfringence	biréfringence	extinction
Cyanite Ky	1,72	0,012 à 0,016	De 0 à 30°
Sillimanite Sil	1,66 à 1,67	0,02 à 0,023	droite

3 - Déformation et création de défauts dans la cyanite. Les kink bands³

Les macles en kink bands sont un défaut marquant des cristaux de cyanite : **figure 3**.

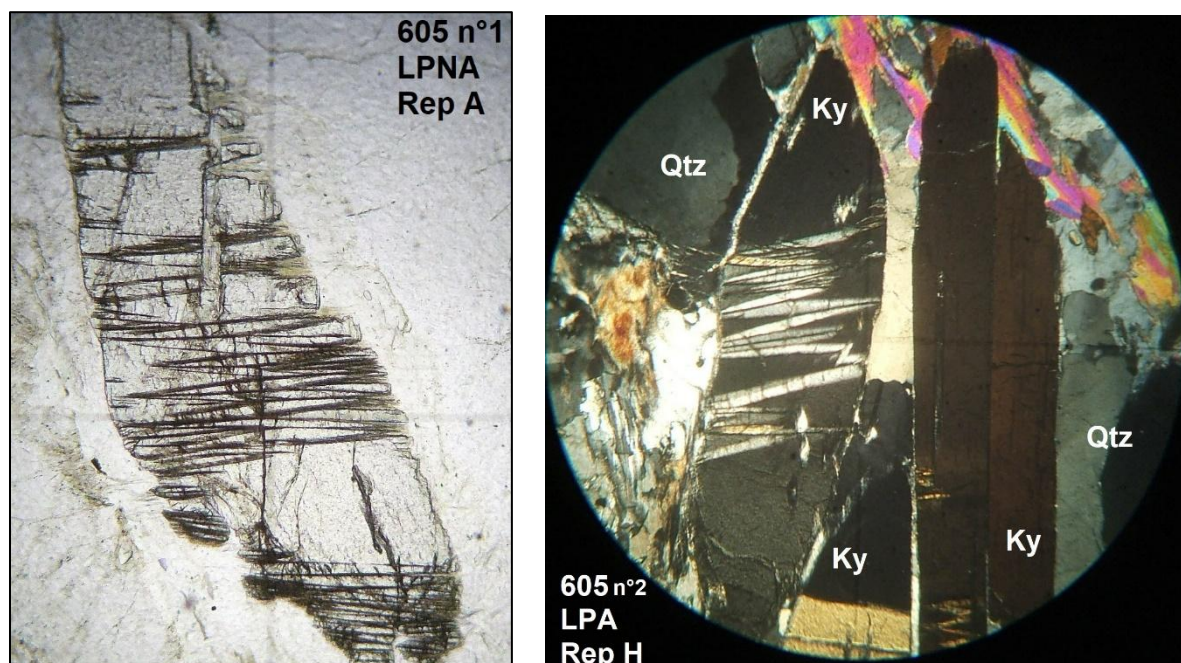


Figure 3

Lattes de cyanite dans une métatexite à mobilisats de Qtz, Mus, Ky et Pl, dans la Carrière du Faucou, Espartignac (Corrèze). Lames 605 N°1 et 2.

A gauche, en LPNA, latte de cyanite découpée par les kink bands... comme si un « cordage » entourait le cristal !

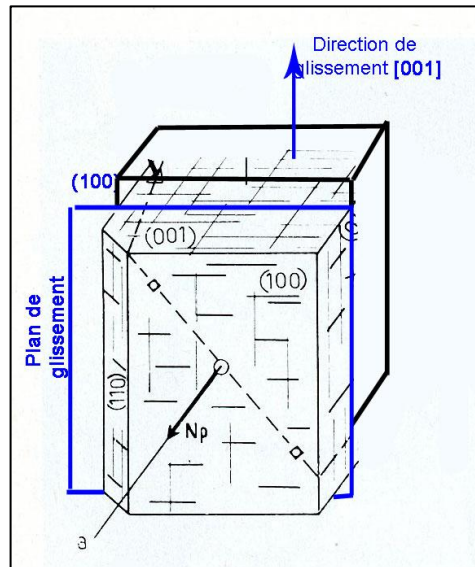
A droite, en LPA sur une latte en position d'extinction.

Pour les expliquer, il faut d'abord introduire le mécanisme de base de la déformation des cristaux qui est celui de la propagation des dislocations.

Un premier mode de déformation très courant est le type « slip », c'est-à-dire glissement.

³ **Kink**. Littéralement boucle de cordage.

Figure 4



Le glissement macroscopique est permis par un mécanisme à l'échelle atomique, qui est celui des dislocations, expliqué sur le schéma de la **figure 5** et le modèle de la carapette **figure 6**.

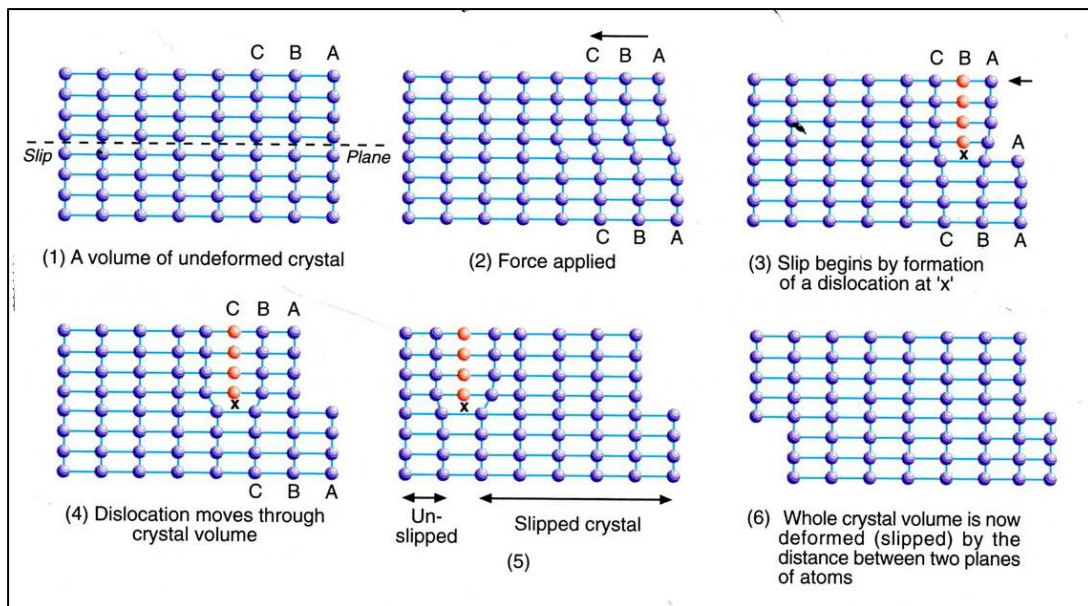


Figure 5.

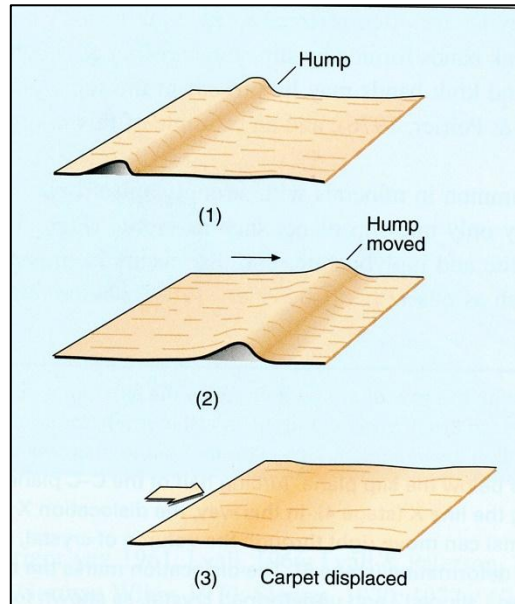
La création du défaut dislocation est figurée sur le cristal noté (3) (en haut à droite). Les trois cristaux dans la rangée inférieure illustrent la propagation de la dislocation, permettant un glissement macroscopique aisé. La figure est tirée de : *Vernon, 2004. Cambridge, A practical guide of rock microstructures*

Figure 6.

La propagation de la dislocation se fait sur le modèle de la carpe.

Les figures 4 et 5 sont tirées de : Vernon, 2004.

Cambridge, *A practical guide of rock microstructures*



Une déformation par macles multiples et rythmés.

Les kink bands sont produits par un mode de déformation subtile, combinant le glissement et les macles. La géométrie de ces macles est montrée sur la **figure 7**

Dans la cyanite, les kink bands sont lenticulaires, en coin (wedge-shape), et répétés rythmiquement : **figure 8**.

Figure 7

Tirée de : Vernon, 2004.
Cambridge, *A practical guide of rock microstructures*

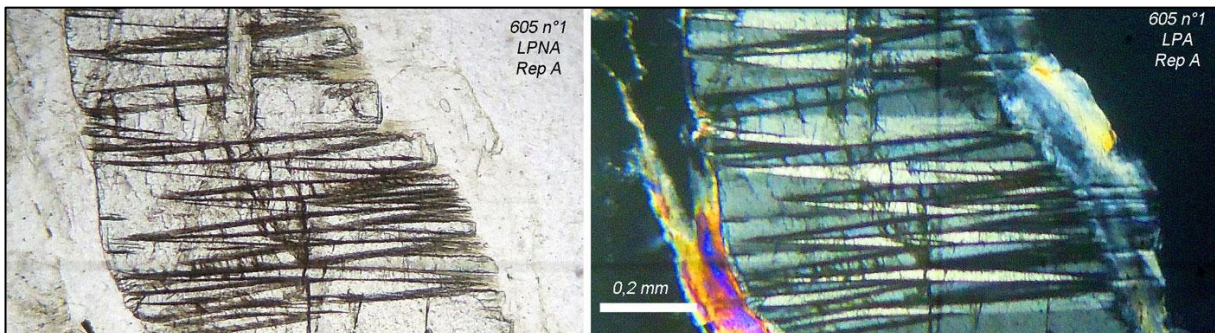
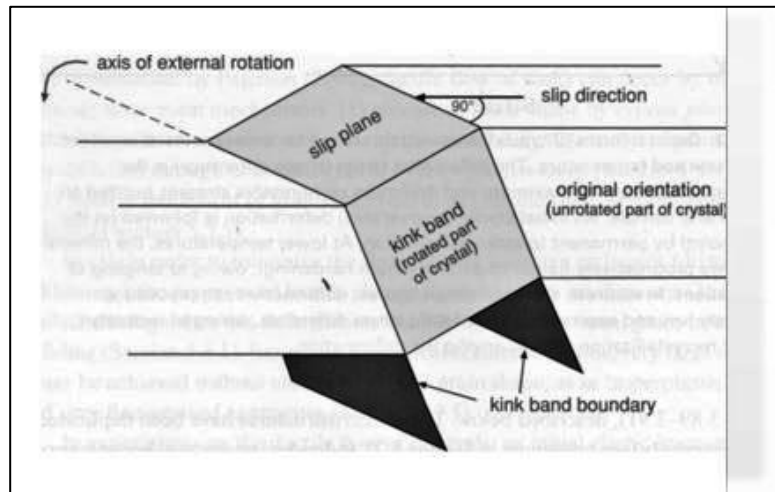


Figure 8 : carrière du Faucou, Espartignac, Corrèze. Lame mince 605n°1. Voir aussi figures 2a et 2b.

Le cristal est déformé par une série de macles lenticulaires, ou en coin (wedge-like), perpendiculaires à l'axe c. Le cristal est fragilisé et légèrement corrodé aux frontières des macles. Ce sont des petites macles (twinning deformation) périodiques, qui se succèdent à intervalle régulier. Elles viennent en association-ou en complément - avec les déformations par glissement qui s'exercent sur les cristaux, du fait de la contrainte de foliation. Les kink bands sont aisément détectables du fait du changement d'orientation de la macle par rapport au cristal qui les porte. D'où le contraste en LPA, associé au changement de biréfringence. Le plan de macle est transversal par rapport à l'allongement, c'est un plan (001), donc perpendiculaire à l'axe d'allongement c.

Guide n°10 – Règle des phases

Ce guide est en grande partie inspiré de l'ouvrage « *An introduction to metamorphic petrology* » Bruce.W.D. Yardley. 1989. Longman Earth Science Series.

1. Introduction.

La plupart des roches, qu'elles soient magmatiques ou métamorphiques, sont chimiquement complexes et faites d'un nombre relativement important de minéraux. Pour comprendre comment elles se forment, nous avons d'abord besoin de savoir combien de minéraux peuvent coexister à l'équilibre dans une roche particulière, comme indication pour décider si l'assemblage de minéraux est représentatif d'un équilibre thermodynamique.

Cela peut se faire en utilisant la règle des phases, appliquée pour la première fois aux roches par Goldschmidt. La règle peut être comprise dans son principe, en imaginant un verre d'eau, à la pression atmosphérique, comme exemple d'un système chimique simple.

Nous pouvons changer l'eau en glace respectivement ou en vapeur, en agissant uniquement sur la température. Ces trois phases dérivent toutes d'une seule composante chimique, la molécule H₂O. Les composants sont les constituants chimiques nécessaires pour produire les phases que nous souhaitons voir apparaître dans notre système.

Du point de vue de la règle des phases, c'est le **plus petit nombre** de constituants chimiques qui sont nécessaires pour définir les compositions de toutes les phases, qui est significatif.

Prenons un exemple :

- Un système qui comprendrait seulement de l'andalousite et de la cyanite, n'a besoin que d'un constituant, la molécule Al₂ SiO₅.
- Par contre un système qui contiendrait de l'andalousite, du corindon et du quartz, doit avoir deux constituants, qui sont Al₂O₃ et SiO₂, en plus de la molécule Al₂ SiO₅.

Revenant à notre exemple du verre d'eau, nous avons un système à un seul composant (H₂O), pour lequel on cherche à établir les relations entre les trois phases à différentes pressions et températures. La question « *quelle est la température d'un verre d'eau ?* » n'a pas de sens puisque l'eau liquide est stable dans toute une gamme de températures. Mais d'un autre côté la question « *quelle est la température de l'eau liquide coexistant avec de la vapeur ?* » a une réponse évidente, qui est 100°C. Cependant pour être vraiment rigoureux, il faut préciser la valeur exacte de la pression du lieu où on fait bouillir l'eau. Si on dispose de cette information, la température de l'eau en ébullition peut être connue à partir des tables standard, sans avoir recours à une mesure.

La conclusion que nous pouvons tirer du cas du verre d'eau pour le comportement d'un système à un seul composant est :

- Une phase unique peut exister sur toute une gamme de pressions et de températures. On dit alors que ce système à composant unique a deux degrés de liberté, puisqu'il est possible dans certaines limites de faire varier la température et la pression indépendamment sans changer le nombre ni même la nature des phases présentes. Le système est réputé *divariant*.
- Dans ce système à un seul composant, deux phases peuvent néanmoins coexister, mais à une seule température, pour toute pression donnée. Si bien que dans ce cas où les deux phases coexistent, il n'y a plus qu'un degré de liberté. Le système est *univariant*. Par exemple un changement de température entraîne nécessairement un changement corrélatif de pression.
- Ces conclusions sont résumées dans le cas général par la règle des phases qui s'exprime par la formule :

$$F = C - P + 2$$

Où **F** est le nombre de degrés de liberté indépendants du système.

C est le nombre de composants chimiques

P est le nombre de phases

Dans le cas d'une roche ignée, **F** est au moins égale à 2, pour les paramètres pression et température.

Appliquée aux roches ignées, la règle des phases relie quantitativement C, le nombre d'oxydes - composants chimiques - (comme SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, MgO, etc...), au nombre P de minéraux présents dans la roche, c'est-à-dire au nombre de phases. En termes très généraux, la conséquence est importante car elle dit que des assemblages avec un certain nombre de minéraux aura nécessairement un nombre très limité de degrés de liberté.

2. Application pratique dans le cas des roches ignées, en particulier des roches métamorphiques :

L'application de la règle des phases doit prendre en compte un cas fréquent, et même banal, celui des minéraux **solutions solides**. Le plus commun est celui des plagioclases, aluminosilicates de calcium et sodium ; ou encore des feldspaths alcalins, aluminosilicates de potassium et sodium. Mais il y a aussi celui des micas noirs, solutions solides où les concentrations de magnésium et de fer varient, et des micas blancs, solutions solides où les concentrations de sodium et de potassium varient. Bien entendu, la composition d'une solution solide doit être considérée comme un « degré de liberté » supplémentaire.

Prenons ainsi comme exemple⁴ l'assemblage de 6 phases suivant, que nous rencontrerons en métamorphisme régional (Bas Limousin) :

Muscovite + quartz + cyanite + sillimanite + plagioclase + fluide (H₂O).

Ces six phases peuvent être produites à partir des cinq composants Na₂O, SiO₂, Al₂O₃, K₂O, CaO, auxquels il faut ajouter H₂O. D'après la règle des phases, l'assemblage a deux degrés de liberté, qui sont la pression et la température. Ces deux paramètres sont interdépendants. Si la pression change, alors la température doit prendre une valeur déterminée, qui est d'ailleurs celle de la transition de phase (voir schéma dans le guide n° **4M** de la notice des roches métamorphiques) :

Cyanite ↔ sillimanite.

Or il y a deux autres degrés de liberté qui sont les compositions des solutions solides de plagioclase et de muscovite. Une conséquence inattendue de la règle des phases est d'établir qu'à l'équilibre (pression vs température données), ces compositions sont complètement déterminées et interdépendantes.

Donc tout mélange de ces six phases qu'on préparerait expérimentalement et qu'on porterait aux mêmes conditions de température et de pression, aboutirait à l'équilibre aux mêmes compositions de solutions solides.

Supposons maintenant que nous retirions la sillimanite. Il n'y a plus que cinq phases. Le nombre de degrés de liberté grimpe à trois. Alors quand l'équilibre est atteint, les compositions de la muscovite et du plagioclase ne sont plus indépendantes et les rapports Na/K (muscovite) et Na/Ca (plagioclase) varient par échange mutuel des ions correspondants : voir les « réactions dites **ioniques** » dans le guide n° **4M** de la notice des roches métamorphiques.

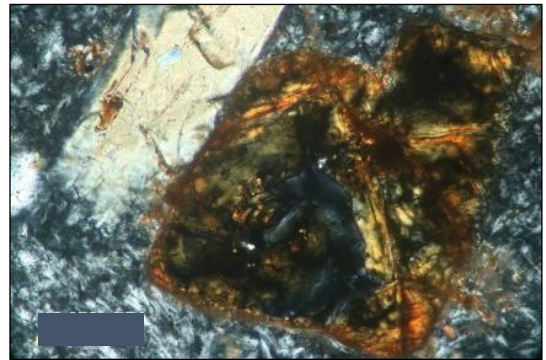
⁴ Lames 6051 et 6052. Carrière du Faucou, Espartignac.

Guide n°11 - Hématite, Fe_2O_3

C'est un minéral facilement repérable dans la lame mince par ses couleurs vives dans le rouge, rouge-brun. Il représente le premier degré d'oxydation du fer, et est parfois associé dans les roches ignées à la magnétite Fe_3O_4

Le minéral est dichroïque, d'indice de réfraction très élevé, de 2,9 à 3,2. La biréfringence est énorme $\delta = 0,28-0,21$, si bien qu'en lumière analysée il s'obscurcit, mais aucune différence de teinte n'apparaît.

Clichés LPNA et LPA pris dans une lame mince de sancyite (benmoréite) prélevée au sommet du Puy de Sancy (Monts Dore) :



Guide n°12 - la tridymite dans les volcanites saturées et sursaturées

La silice libre peut se manifester dans les volcanites de la série alcaline lorsque le taux de silice dépasse la valeur dite de saturation. Une roche volcanique acide est considérée saturée en silice pour 65 % ou plus en poids de silice SiO_2 . Une roche intermédiaire contient entre 52 % et 65 % en masse de silice. Une roche basique est sous-saturée en silice avec une teneur entre 45 % et 52 % en masse de SiO_2 , d'où une absence de cristaux de quartz en général.

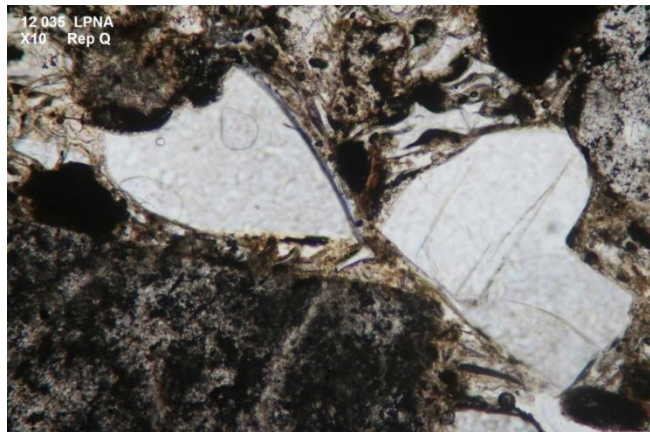
Simultanément, dans les roches acides, les teneurs en fer, magnésium et calcium diminuent sensiblement. La présence de cristaux de silice libre devient possible et peut prendre l'une des trois formes suivantes :

- **Quartz**, cristallisé dans le système rhomboédrique. Pour les phénocristaux, la structure habituelle est alors bipyramidale. Toutefois les sections en lames minces sont en général corrodées et à bordures arrondies : **Figure 1**. Le quartz bipyramidal est abondant dans les brèches cendro-ponceuses des nappes de ponce émises dans le massif des Monts Dore lors du premier cycle éruptif.

Figure 1 :

Fragments de quartz bipyramidés avec figures de corrosion - lame 12035 LPNA, vallée de Vendéix, à la cote 990 m, falaises verticales de la nappe supérieure de ponce

Echelle : 2,4 mm à la base.

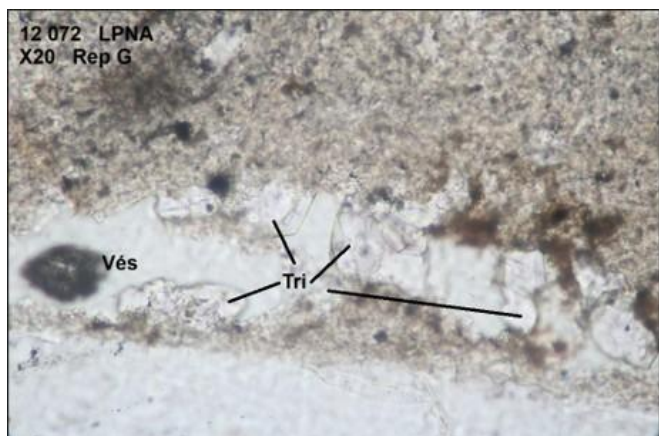


- **Tridymite** : c'est la forme stable de la silice à haute température. Elle est observée en relative abondance sur les parois des pores des pyroclastites trachytiques et trachyandésitiques les plus acides. La symétrie étant orthorhombique pseudo-hexagonale, la tridymite apparaît le plus souvent en petites tablettes minces à contour polygonal (souvent hexagonal).

Figure 2 :

Tablettes de tridymite dans les pores - lame 12072 LPNA Puy de Sancy.

Echelle : 1,2 mm à la base



Mais elle peut aussi se présenter sous la forme de prismes écailleux, allongés, uniques ou assemblés en macles de deux ou trois prismes (Tridymite vient du grec *tridumos* = trois jumeaux) : **figures 3a et 3b**.



figure 3a :

Verrou du Val de Courre, dyke de sanycite - lame 12081 LPNA

Echelle : 1,2 mm à la base

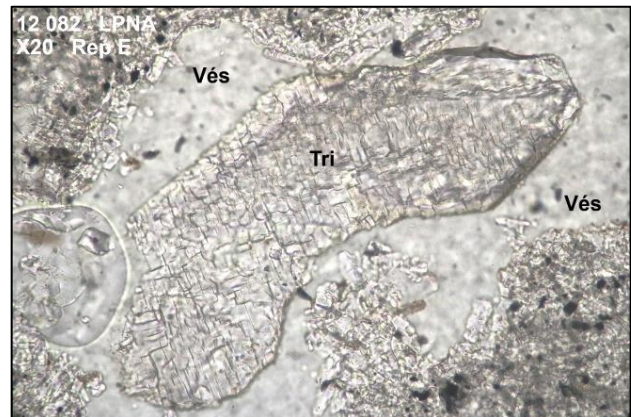


Figure 3b :

Verrou du Val de Courre, dyke de sanycite - lame 12 082 LPNA, Rep E

Echelle : 1,2 mm à la base

- **Cristobalite** : c'est une autre forme stable de la silice à haute température. Plus rare que la tridymite, nous ne l'avons jamais observée.

Guide n°13 : Feldspathoïdes - La néphéline et la série Häüyne-Noséane et l'analcime dans les phonolites et ordanchites des Monts Dore

Plusieurs caractéristiques ont été tirées de « *minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques des Monts Dore...* », R. Brousse, 1961. Bulletin de la société française de minéralogie et de cristallographie, 84, 2.

Répartition et association des feldspathoïdes pour les **phonolites**.

Il existe deux types de groupements:

- néphéline - noséane
- noséane - analcime

Répartition et association des feldspathoïdes pour les **ordanchites**.

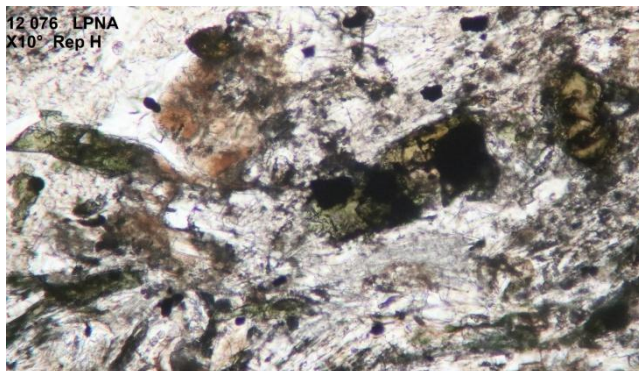
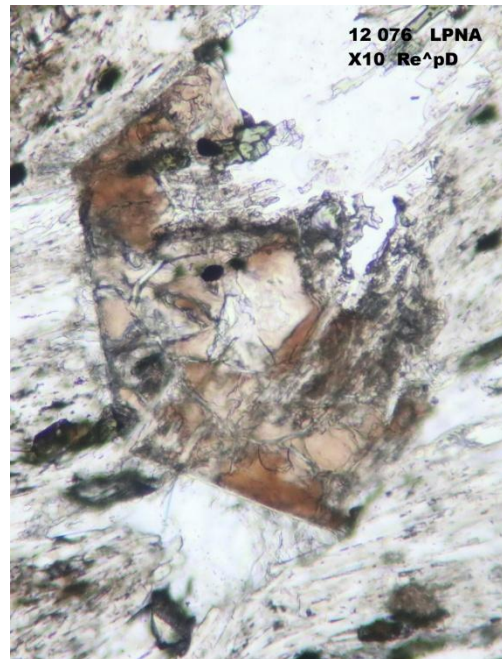
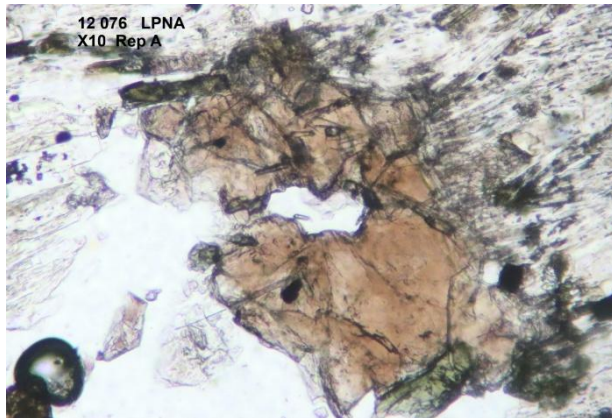
Il n'existe qu'un seul type de groupement :

- häüyne -analcime

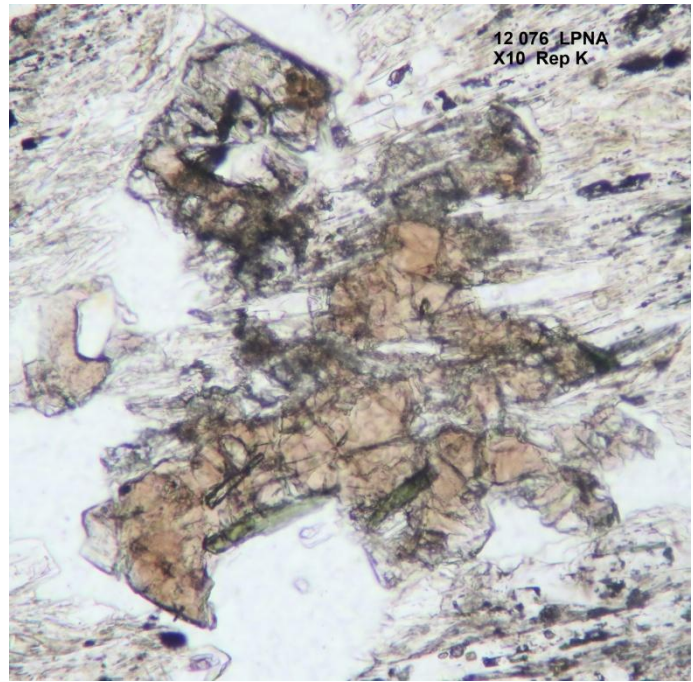
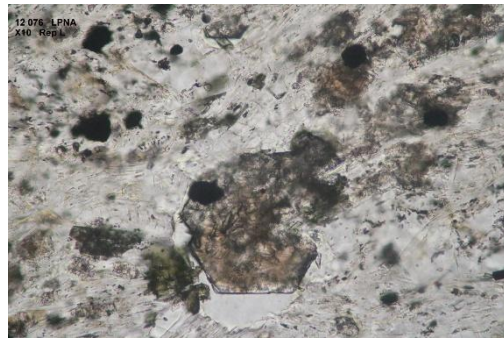
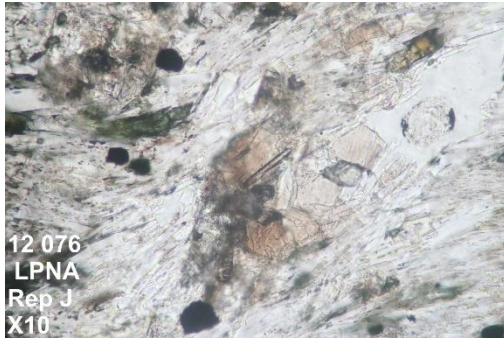
Néphéline

Composition :

Na Al SiO_4 , souvent avec substitution du potassium au sodium. toujours en petits prismes minces hexagonaux isolés ou accolés, ou entourés par les pyroxènes, ou accolés à une titanite aciculaire (bonne façon de les détecter). Incolore ou teinte beige, rose.



Roche Tuilière.Lame **12076, LPNA.** Sections de prismes hexagonaux de **néphéline**, automorphes non corrodés. **Rep A, D e**



Puy Corde (1484 m), sections de prismes hexagonaux de **néphéline**, ou carré (Rep Q), soit isolés, soit accouplés par deux (Rep J'), par quatre (Rep N), automorphes non corrodés.

Rep B', J', O et P : Diamètre de 0,24 mm

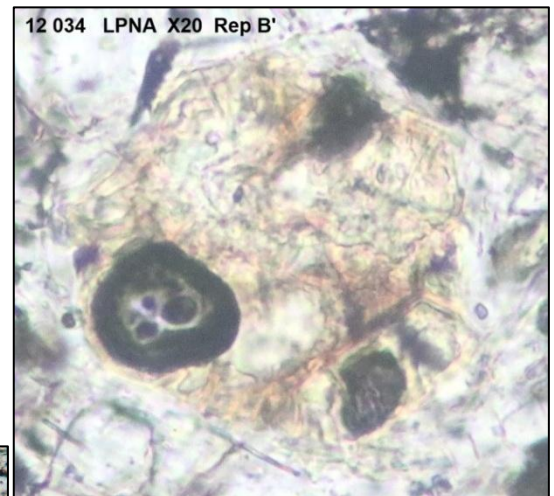
Rep K et L, Q : diamètre de 0,8 à 1,2 mm

Teinte jaune très pâle à rosée.

Extinction quasi-totale en LPA.

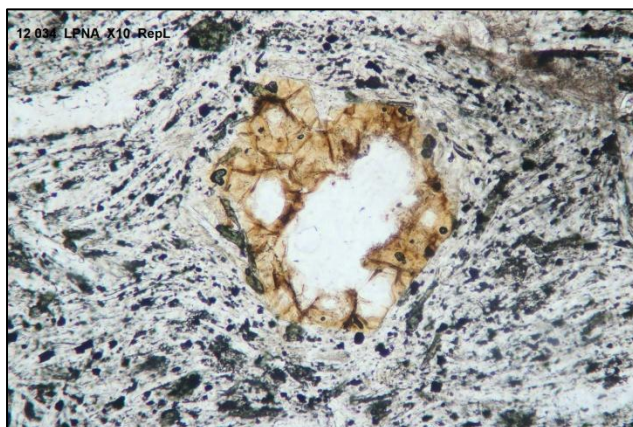


Rep J'

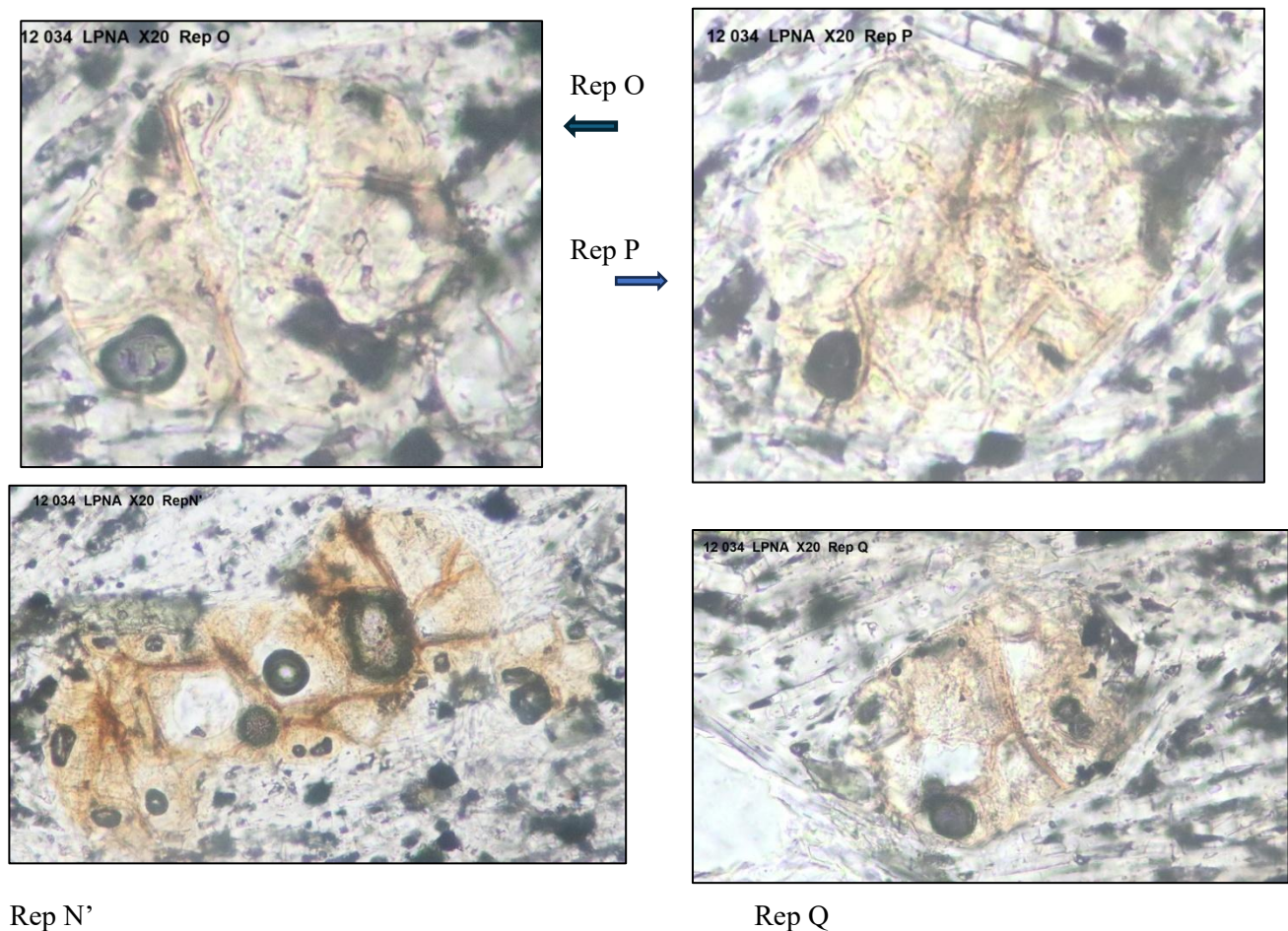


Rep B'

Rep L



Cristaux compartimentés en polygones suivant axes principaux de la maille cristallographique.



Série Häüyne-Noséane.

Les deux minéraux sont très proches du point de vue cristallographique.
Dans les phonolites il s'agit toujours de **noséane**. La **häüyne** ne se rencontre que dans les ordanchites.

Composition.

Une écriture commode pour les caractériser est de les décrire à partir de la néphéline (Ne) et du radical sulfate qui colore :

Noséane = 3 Ne + Na₂ SO₄

Häüyne = 3 Ne + Ca SO₄

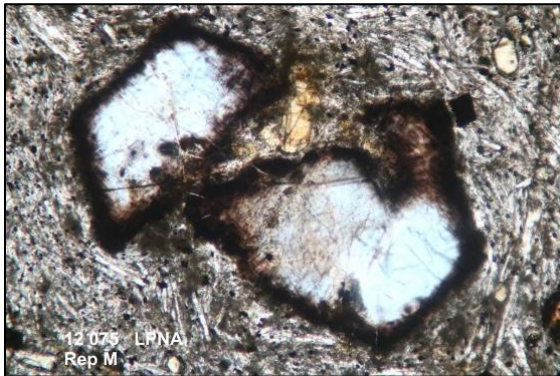
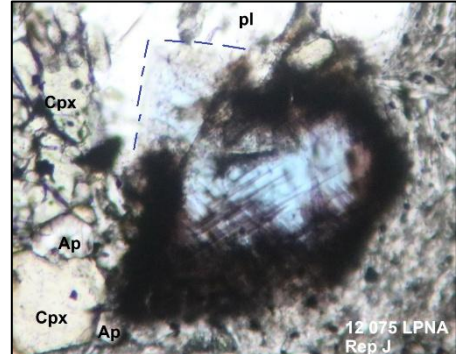
En fait, il y a aussi un peu de sodium dans la Häüyne.

Morphologie et couleur des Häüyne-Noséane

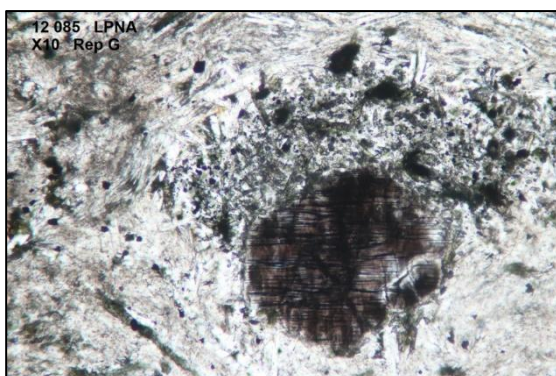
La couleur est un sujet complexe ! l'une et l'autre peuvent être bleues... Sinon blanches.
sur le scan à l'exception du double spécimen bleu intense de **Rep M**.

Morphologies subeuhedral à cause de la désorption. Les deux variétés sont normalement à cœur bleuâtre avec réseau de schillérisation typique, avec fines linéations noires ; quand la schillérisation est poussée, la teinte est grise et ne laisse qu'un point bleu. Le cœur clair est entouré d'une large bordure de désorption très sombre, et toujours éteinte en LPA comme le cœur. Beaucoup de taches, opaques en apparence, ne sont pas des magnétites mais des haüynes largement en voie de désorption, avec une marge floue marquée par le fin réseau de linéations caractéristiques. La désorption peut être complète. Les haüynes apparaissent dans le magma **avant** les anorthoses-sanidines : **Rep J**, où la **haüyne** incluse dans l'anorthose conserve la trace bleuâtre non altérée de sa troncature (tracé en tiretés sur cliché en annexe), alors qu'à l'extérieur du plagioclase, les contours sont surchargés par l'altération. En général, les phénocristaux de petite taille et les microlites sont abondants mais peu visibles à cause de la désorption.

Guéry, 12075. Rep J LPNA. Echelle : 6 mm.



Guéry, 12075. Rep M LPNA. Echelle : 6 mm.



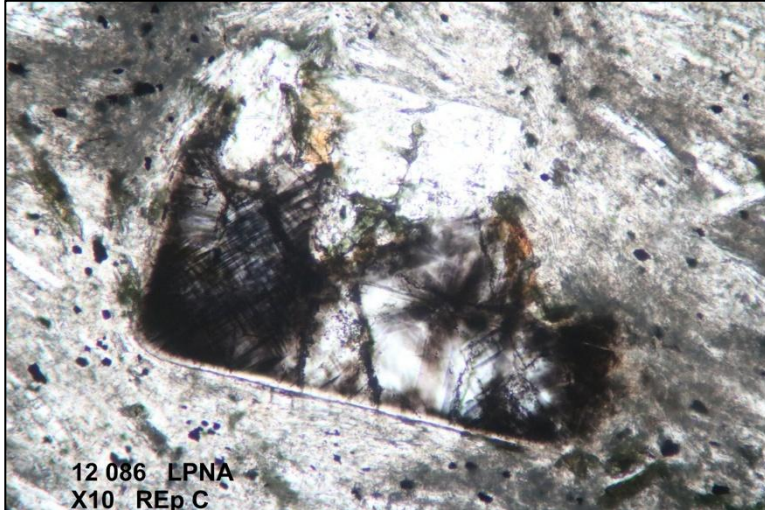
Trioulerou. 12085, LPNA, Rep G

Cette **Noséane** a une morphologie de rhombododécaèdre. Le fond est gris violacé est *schillérisé*, avec réseau de stries noires d'inclusions et stries bleutées, dans la seule direction horizontale (comparer à l'haüyne de 12 086, où le réseau est à stries entrecroisées).

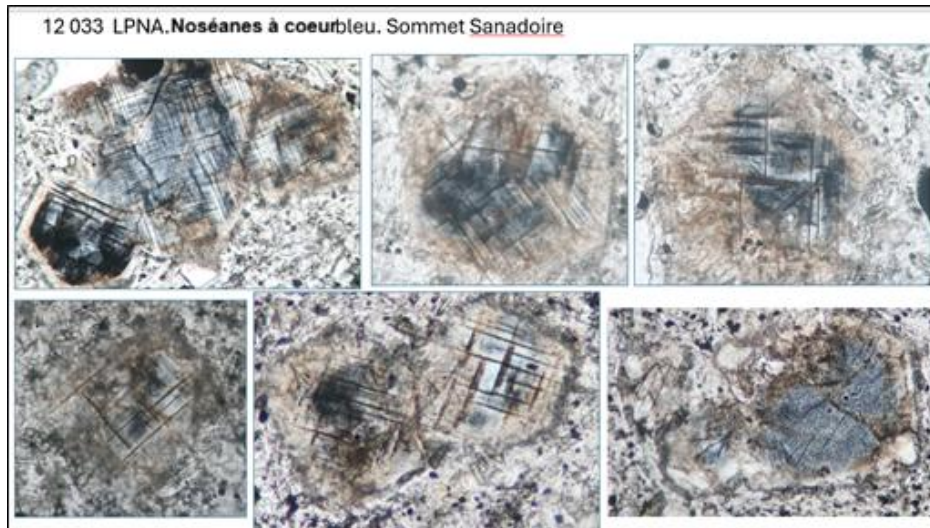
Fine bordure claire caractéristique mais peu nette ; elle est décrite dans l'ouvrage de Roubault (page 140) sur un cliché d'haüyne. Extinction totale en LPA.

Echelle : 6 mm

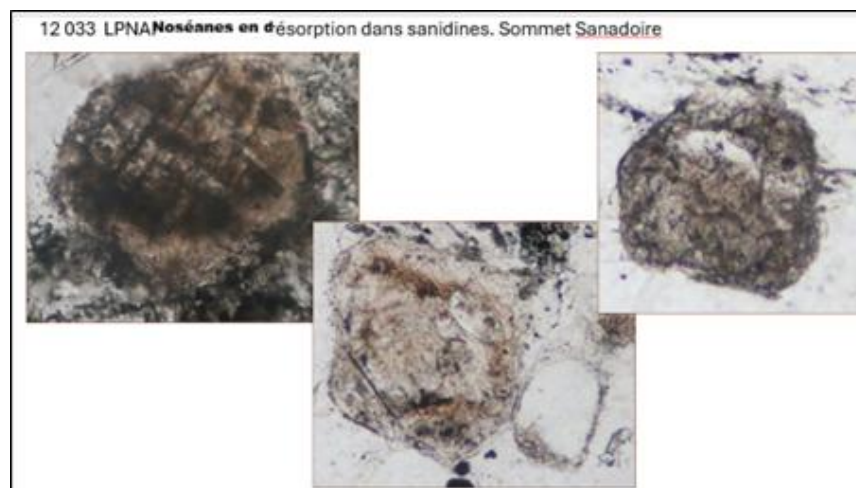
Trioulerou. 12086 Rep C Noséane à cœur grisâtre, avec schillérisation en réseau de fines stries noires entrecroisées à 45° des côtés du cristal⁵, qui présentent le caractère habituel des haüynes/sodalites/noséanes. De même sa fine bordure claire est caractéristique et rapportée dans le



cliché d'une haüyne de l'ouvrage de M.Roubault (page 140). Le côté en contact avec le feldspath alcalin voisin manifeste une réaction vigoureuse et destructrice pour le feldspathoïde. On observe que le contour initial était rectangulaire et que c'est la partie supérieure sur le cliché qui s'est transformé en feldspath (voir en LPA). C'est un caractère propre aux phonolites agpaïtiques. Echelle 2,5 mm à la base



Noséanes dans phonolite de la Sanadoire. Faciès de schillérisation.



Noséanes en désorption avancée, dans phonolite de la Sanadoire

¹ Il ne s'agit pas de clivages mais de plans cristallins décorés par le dépôt d'inclusions microscopiques.

Caractères communs des Häüyne-Noséane, la corrosion

En lames minces, sections de rhombododécaèdre aux bords indentés par golfes de corrosion. Ou accolés en plages orientées dans le sens de la fluidalité. Altération très facile et intense au contact avec l'atmosphère. Les inclusions ferrugineuses deviennent rouge brique

Dans les roches fluidales, faciès caractéristique d'étirement quelquefois creux et rempli de pâte microlithique : cliché sur figure en fin d'annexe. La plupart présentent la structure schillérisée, en un grillage orienté sur les axes ternaires du cube et décorés d'inclusions d'oligiste ou d'ilménite. Les ordanchites se reconnaissent même sur le terrain, aux punctuations rouges.

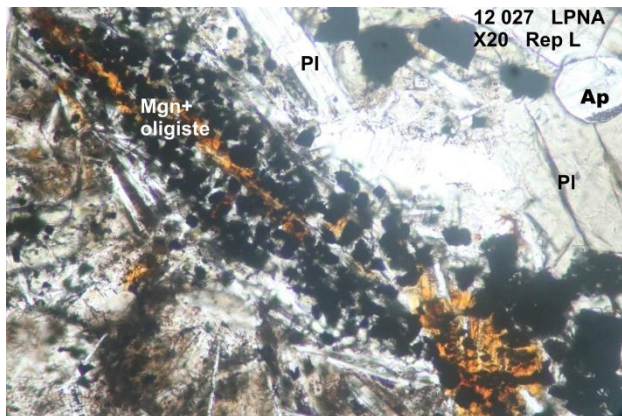
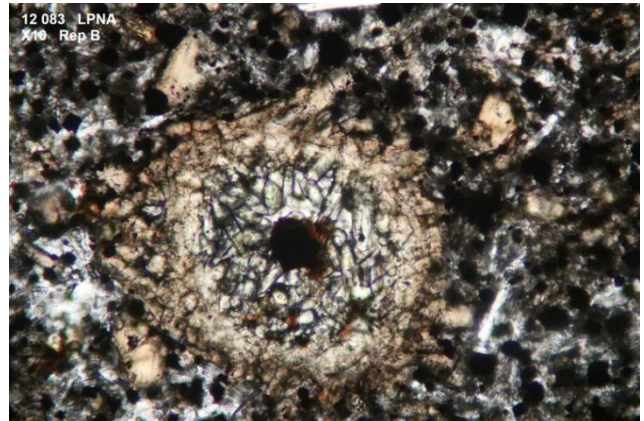
Dans les phonolites agraïtiques, les noséanes sont très précoces et cristallisent juste après les olivines et les apatites, avant les pyroxènes.

Mésostase de microlites de plagioclases, feldspath alcalin et de quelques augites.

Base du Trioulerou. 12083

Rep B LPNA: **häüyne** complètement résorbée, en coupe transverse d'un cristal creux allongé, avec oligiste au cœur.

Echelle 2,4 mm à la base

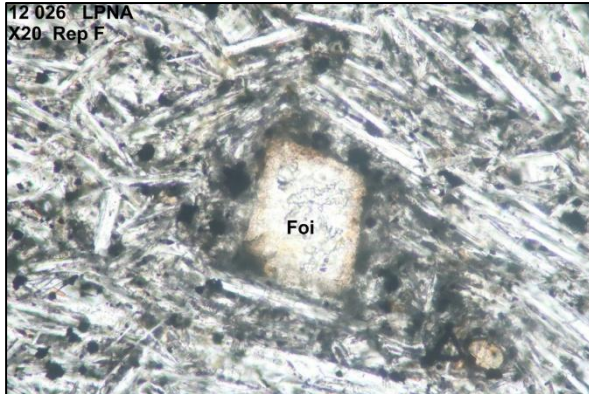


Sommet de l'Aiguiller. 12027 LPNA.

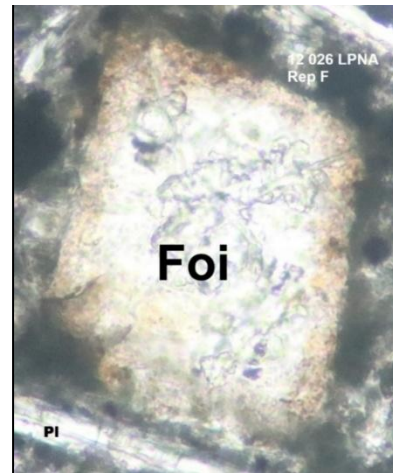
Häüyne étirée et altérée en oligiste rouge, avec sa ceinture de microlites de magnétite dans une ordanchite de l'Aiguiller. Echelle : 1,2 mm à la base

Analcime

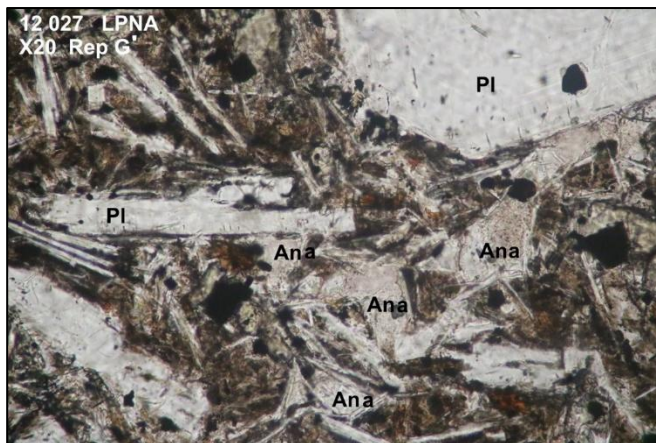
C'est une zéolite, mais elle est souvent assimilée à un feldspathoïde. Très abondantes en microlites dans les roches déficitaires en silice des Monts Dore, comme les ordanchites. Les analcimes sont imbriquées dans les plagioclases ou entre les microlites de plagioclase.



Les analcimes automorphes sont rares :
Sommet intermédiaire, 1480 m. **12026 Rep F.**
Foi = feldspathoïde, vraisemblablement **analcime**. Noter la structure globuleuse interne, une bordure légèrement colorée et l'enveloppe par des microlites de magnétite. La biréfringence est très faible. LPNA, Rep F, échelle 1 mm à la base

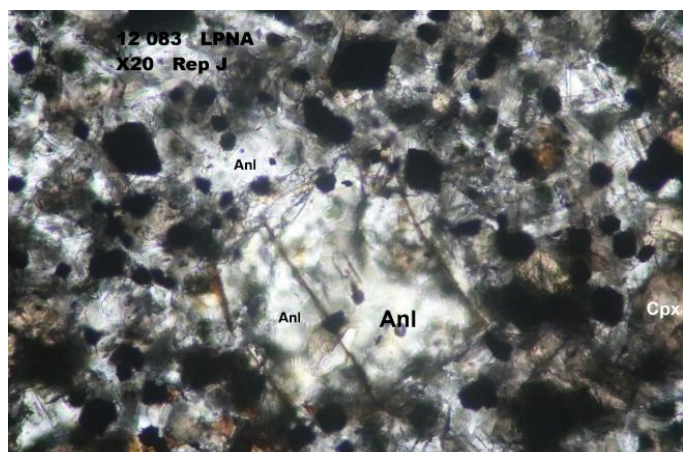


Ordanchite de l'Aiguiller. **12027 LPNA.**
Plages interstitielles d'**analcime** (Ana) dans la mésostase.
Echelle : 1,2 mm à la base.



Mugéarite de la base du Trioulerou
12083 LPNA Rep J

Echelle : 1,2 mm à la base



Lexique de certains termes employés

D'après :

- A.Foucault et J.-F.Raoult, *dictionnaire de géologie*, Masson.
- Thierry Juteau et René Maury. *La croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes*, Vuibert, 1912.
- Ron H.Vernon. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge. 2011

Anastomose. Se dit du processus de déformation sous contrainte tectonique intense (cisaillement ou compression) qui donne à un cristal une forme assez inhabituelle en œil de poisson (fish eye). L'étirement peut sectionner le cristal en plusieurs parties anastomosées, conservant un lien aminci par étirement.

Aphanatique. Sans cristaux visibles.

Aphyrique. Dépourvu de phénocristaux.

Automorphe, subautomorphe. Minéral se présentant totalement ou partiellement sous une forme délimitée par des faces cristallines planes.

Cataclasite. Roche ayant subi la cataclase, c'est à dire un broyage intense avec réduction de la taille des éléments initiaux en débris de petite taille, voire très petite taille. Les débris peuvent être déformés par l'intensité de la contrainte de cisaillement. Quand le phénomène prend une certaine ampleur, on parle de métamorphisme cataclastique et de mylonites.

Cataclastique (structure). Microstructures des roches formées par déformation fragile, impliquant la fracturation des grains et leur déplacement.

Climax. Maximum d'élévation de température dans le cycle métamorphique.

Coronitisation. Du grec *corona*, couronne. Réaction chimique à la périphérie d'un minéral donnant une couronne réactionnelle, lorsqu'elle se produit dans une roche magmatique en cours de cristallisation ou au cours de l'altération superficielle. Ce terme est aussi appliqué aux couronnes réactionnelles produites dans des roches à l'état solide, et qui procèdent alors de phénomènes de métamorphisme (dans ce cas, synonyme de kélyphitisation) ou d'altération.

Cumulat. Roche magmatique caractérisée par une trame de cristaux formés et concentrés dans un premier stade de cristallisation fractionnée. Ces cristaux, en général plus ou moins automorphes, sont les cristaux cumulus, quel que soit leur mode de fractionnement et d'accumulation. Ils sont cimentés par une deuxième génération, les cristaux postcumulus (ou intercumulus), dont les habitus principaux sont le remplissage des espaces interstitiels, la croissance sur les cristaux cumulus, ou le remplacement réactionnel de ceux-ci. Le volume de matériel postcumulus permet de distinguer les différents types de cumulus.

- Les ortho-cumulats contiennent de 25 à 50% de cristaux postcumulus (intercumulus).
- Les méso-cumulats de 7 à 25%.
- Les ad-cumulats de 0 à 7%.

Il est essentiel de bien observer la façon dont les cumulus sont déformés ou non (déformation visqueuse, déformation plastique avec foliation), et dont ils sont cimentés. L'observation de couches à variations modales plus ou moins graduelles peut être interprétée en termes de mécanismes de sédimentation, avec ou sans courants de densité dans une cellule de convection au contact avec une paroi ou un plancher.

Cyanite-stauroлите. Souvent en association épitaxiale à cause de leur similitude. Cette association se traduit alors par une interpénétration parallèle des deux minéraux.

Dendritique. Cristallisation présentant une structure finement arborescente. La croissance rapide des cristallites de la structure, due à une forte surfusion et/ou une forte sursaturation, s'effectue sur les sommets et les arêtes, conduisant à une géométrie de type fractal.

Diabase. dolérite ouralitisée.

Dolérites. Les dolérites sont des basaltes caractéristiques des gîtes hypovolcaniques : filons, sills, necks et petits massifs. Leur structure peut être ophitique ou intersertale : voir ces termes. La structure doléritique est réalisée dans les dolérites, roches à composition de basalte qui se sont refroidies dans des gîtes souterrains de faible profondeur. Dans ces roches, les plagioclases forment de grands cristaux rectangulaires, visibles à l'œil nu ou à la loupe et dont les sections se présentent à la manière de lattes, appuyées les unes contre les autres. Les intervalles sont remplis par une mésostase quelconque.

Doléritique (structure). Consistant en plagioclases en baguettes visibles, nombreuses et appuyées les unes sur les autres, noyées dans une pâte de cristaux plus petits et parfois du verre.

Ductile. Qui peut être étiré, allongé, sans se rompre.

Embréchite. (du grec *embrexo*, imbiber). Terme ancien utilisé pour désigner une migmatite où la structure de gneiss ocellé est encore bien visible.

Enclave, ou xénolite. Fragment de roche arrachée et emballée dans une autre roche.

Enclave enalloène. Enclave d'origine étrangère au magma.

Euhédral, ou **euédrique. Subeuhédral.** Voir automorphe.

Eutectique. Mélange de deux ou plusieurs corps en proportions déterminées pour lesquelles la fusion complète, ou la cristallisation, de ce mélange, se fait à température constante.

Exsolution. Passage d'un cristal homogène, correspondant à une solution solide, à un assemblage hétérogène polyminéral. Exemple : feldspath potasso-sodique perthitique. Egalement, lamelles de clinopyroxène dans un cristal d'orthopyroxène.

Flamme (*fiammi* en italien). Projection volcanique de petits paquets de lave (centimétriques à pluri centimétriques), dégazés, aplatis et soudés entre eux au sein d'un écoulement de type ignimbritique.

Fluidalité. Caractère d'une roche volcanique où la disposition des constituants (alignements de cristaux, de vaucoles, de petits fragments...) est considérée comme formée pendant une phase d'écoulement.

Foliation. Structure des roches dont les minéraux sont arrangés ou aplatis selon des plans parallèles, et acquise en général pour un métamorphisme assez fort.

Glomérophyrique (agrégat). Agrégat de phénocristaux formé, soit par nucléation hétérogène, soit par synneusis (voir définition).

Granophyre. Roche magmatique de type microgranite aphanitique blanchâtre, surtout formée de micropegmatites (voir à cette rubrique), avec parfois des sphérolites.

Granophyrique (structure): intercroissance micrographique de quartz et de feldspath alcalin.

Grauwacke. n. f. [mot allem., vieux terme de mineur ; angl. *greywacke* (US), *greywacke* (UK)] - Roche sédimentaire détritique (classe des arénites, à grain de 1/16 mm à 2 mm), en général de teinte sombre, à ciment assez abondant (20 % env.), riche en chlorite et minéraux argileux, contenant des grains de quartz et feldspath, quelques micas et des débris abondants (30 % ou plus) de roches à grain fin (roches magmatiques basiques, et schistes). Cette composition en fait une roche lithique. Par augmentation du pourcentage de quartz, on passe progressivement aux grès lithiques, puis aux grès. Ces roches sont en général bien stratifiées, en bancs minces alternant avec des argilites ; elles sont abondantes dans diverses séries paléozoïques. V. aussi **greywacke**, adj. **grauwackeux, euse** »

Hypovolcanique. S'applique aux formations magmatiques qui parviennent jusqu'à proximité de la surface (par exemple quelques centaines de mètres), mais ne l'atteignent pas. Exemple : l'estérellite.

Ignimbrite. Roche formée par accumulation de cendres et de pyroclastes rhyolitiques ou dacitiques, soudés à chaud, auxquels peuvent être associées des « flammes ». Ces formations participent à un type particulier de dynamisme éruptif, explosif, où le liquide magmatique de forte viscosité se trouve intimement pulvérisé par les gaz, et transformé en une véritable émulsion à très haute température. Le caractère explosif se traduit par un écoulement turbulent (coulée pyroclastique) pouvant couvrir de grandes surfaces en remplissant des paléo- vallées. En toute rigueur, une coulée ignimbritique doit être distinguée d'une nuée ardente.

Intersertale (structure). À mésostase microgrenue, crypto-cristalline ou vitreuse.

Kélyphite, kéliphitique. Du grec *keluphos*, écorce. Ce sont des couches complexes concentriques.

Lahar. Coulée boueuse à débris de roches volcaniques de toutes tailles, et qui affecte fréquemment les pentes raides et mal consolidées des volcans. L'analyse pétrographique des roches prélevées dans un lahar doit inclure la prise en compte de la diversité possible des roches mélangées lors de la coulée, y compris du ciment qui les lie entre elles.

Linéation. Toute structure dans une roche, acquise tectoniquement, se traduisant par des lignes parallèles entre elles.

Mésostase. Matière interstitielle vitreuse ou très finement cristallisée, remplissant les espaces entre les cristaux, microlites ou phénocristaux.

Métatexie. Métatexite. C'est une migmatite faiblement affectée par l'anatexie.

Miarole, miarolitique. Cavité remplie de minéraux pneumatolytiques, c'est-à-dire résultant d'un transport des minéraux à l'état de vapeur, en général en fin de processus de cristallisation. Observées dans les roches plutoniques, en général granitiques, mais aussi dans des rhyolites fluidales.

Microlites. Petit cristal non visible à l'œil nu, en prisme allongé. Le plus souvent feldspaths.

Micropegmatites. Assemblage d'un cristal de feldspath alcalin et d'un cristal de quartz, celui-ci se présentant en section sous forme de plages ayant la même orientation optique ; l'aspect microscopique est souvent celui des pegmatites graphiques, d'où ce terme de micropegmatite. Elles se formeraient en fin de cristallisation d'un magma, par la cristallisation synchrone du quartz et du feldspath dans les interstices séparant les autres minéraux. Elles constituent l'essentiel de la masse des granophyres.

Mobilisat. Dans une migmatite, partie de la roche ayant été soumise à une fusion.

Mylonite. Roche finement cristallisée, formée dans une zone de déformation ductile intense. Les cristaux préexistants ont été déformés puis recristallisés en cristaux plus fins.

Myrmékite. Plagioclase juvénile (albite ou oligoclase) contenant de fins vermicules de quartz à disposition buissonnante, se formant par réaction en phase solide entre un feldspath potassique et un plagioclase.

Ophitique (structure). Caractérisée par des cristaux de plagioclase allongés, contenus dans des grains plus gros de clinopyroxène. Les espaces compris entre les feldspaths sont remplis par de grandes plages moulées d'augite ou d'olivine. Parfois un seul individu cristallin de pyroxène remplit à lui seul toute une case. Ces deux minéraux cristallisent ensemble au point eutectique pour une grande partie de la durée du refroidissement. Les plagioclases sont inclus ou partiellement inclus dans les clinopyroxènes. Structure présente dans les dolérites et les gabbros.

Perthitique. Voir exsolution.

Phénocristaux. Cristaux visibles à l'œil nu au sein de la pâte.

Piperno. Nom italien donné aux tufs de la région de Naples, et désignant des ignimbrites riches en « fiammi » (flammes).

Pœcilitique (ou Poikilitique). Structure à gros grains contenant de nombreuses inclusions, dans les roches ignées. Dans les basaltes, la structure pœcilitique est caractérisée par le fait que de grands cristaux d'augite englobent plusieurs lattes de feldspath.

Pœciloblastique. Du grec *poikilos*, varié. Se dit, pour des roches métamorphiques, de grands cristaux d'un minéral contenant en inclusions d'autres minéraux, automorphes ou xénomorphes.

Porphyrique. Structure présentant des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte *aphanitique* (sans cristaux visibles).

Pyroméride. En anglais *spherulitic rhyolite*. Rhyolite fluidale dont la cristallisation partielle ou totale se présente sous la forme de sphérolites.

Rapakivi (*Structure de*). Mot d'origine finlandaise, signifiant « pourri »! C'est la structure de phénocristaux de feldspath alcalin, dont la bordure - ou le manteau- est faite de petits cristaux de plagioclase (en général oligoclase). Ceci se produit par exemple quand un cristal de feldspath alcalin issu d'un magma ou d'un granite felsique, a été incorporé dans un magma plus mafique, saturé en plagioclases. Les plagioclases du « manteau » sont alignés parallèlement aux faces du cristal de feldspath alcalin, et cristallisent en réponse au changement de composition chimique du magma mafique mélangé avec le magma granitique.

Rhyolite fluidale. Rhyolite effusive en lave visqueuse, produite en dôme ou en coulées courtes et épaisses.

Rhyolite ignimbritique. Voir ignimbrite

Saturé, sous-saturé, sursaturé. Une roche est saturée quand elle ne contient pas de feldspathoïdes. Elle est susceptible de faire apparaître du quartz, en tant que silice libre. Si le quartz est abondant, on la dit sursaturée. Sous saturée désigne une roche où les feldspathoïdes sont présents, mais le quartz totalement absent.

Schlieren. Corps flous sans limites nettes, formés de concentrations anormales de minéraux qui proviennent d'enclaves émettées ou plus fréquemment d'accumulations de certains cristaux du magma ; ils peuvent dessiner des figures de flux.

Sigmoïde, sigmoïdique. Qui a la forme de la lettre S, ou de la lettre majuscule grecque sigma.

Sphérolite. (*spherulite en anglaise*). Petite masse sphérique de diamètre du dixième de mm au cm, à structure fibro-radiée (cristaux allongés rayonnant depuis le centre), avec parfois superposition d'une structure concentrique.

Subordonné. Blaste apparaissant toujours en association avec le phénoblaste dominant, par exemple muscovite avec la biotite.

Surfusion. Etat métastable d'un liquide magmatique dans lequel ne sont pas encore apparus de cristaux, alors que sa température est inférieure à celle du liquidus. Dans le diagramme composition-température, lieu des points séparant le domaine où la phase liquide existe seule, de celui où elle coexiste avec des cristaux.

Suture, joint de suture. Joints ondulants ou irréguliers, créés par recristallisation rapide et mise en contrainte simultanée du cristal.

Synneusis. Adhésion et attachement mutuel de cristaux dans un magma.

Symplectique intercroissance vermiculaire. La structure symplectique résulte de l'intercroissance intime de deux minéraux, ceux-ci prenant la forme de très petits cristaux réduits à des "vermicules". Exemple: les myrmékites. La structure symplectique apparaît également dans la coronitisation de certains phénoblastes.

Vacuoles. Cavité de dimension supérieure au millimètre, vide ou remplie de minéraux différents de ceux de la roche même.

Vésicule. Cavité dans la roche, de dimension largement supérieure au millimètre, de forme irrégulière. Les vésicules se forment au sein du magma dans la cheminée pendant une phase éruptive à caractère explosif. Elles peuvent grossir jusqu'à provoquer la fragmentation de la lave

Bibliographie sommaire

Volcanologie de la chaîne des Puys, Université de Clermont Ferrand, éd. Parc naturel régional des Volcans d'Auvergne

Atlas de pétrologie, J.-F.Beaux et al. Dunod 2012
Référence pour les lames 10435 et 10436 : texte et clichés page 84 et 85

Atlas de géologie-pétrologie, J.-F.Beaux et al. Dunod 2011

Magmatisme et roches magmatiques, B.Bonin et al. Dunod 2011
Référence pour la lame 10411: tableau 3.8 page 161

Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant, Marcel Roubault, éditions Lamarre-Pointat, 3^{ème} édition 1982

Atlas de pétrographie, minéraux des roches observés en lame mince. W.S Mac Kenzie et C. Guilford. Masson, 1992

Atlas des roches magmatiques, W.S Mac Kenzie et C. Guilford. Masson, 1995

Méthodes d'analyse structural des granitoïdes, Jacques Marre, Ed. BRGM 1982

Pétrologie des granites, Anne Nédélec et Jean-Luc Bouchez, Vuibert, 2011

A practical guide to rock microstructure, Ron H.Vernon, Cambridge University press, 2004

Relation of nucleation and crystal-growth to the development of granitic structures, Samuel E. Swanson, American mineralogist, 62, 966-78, 1977

An introduction to metamorphic petrology », Bruce.W.D. Yardley. 1989. Longman Earth Science Series.

On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Carmichael D.M., 1969. Contribution to mineralogy and petrology, 20.

Géologie structurale et pétrologie de la région d'Uzerche (Corrèze). Thèse de B. Lamouille. Edition BRGM, 1979.