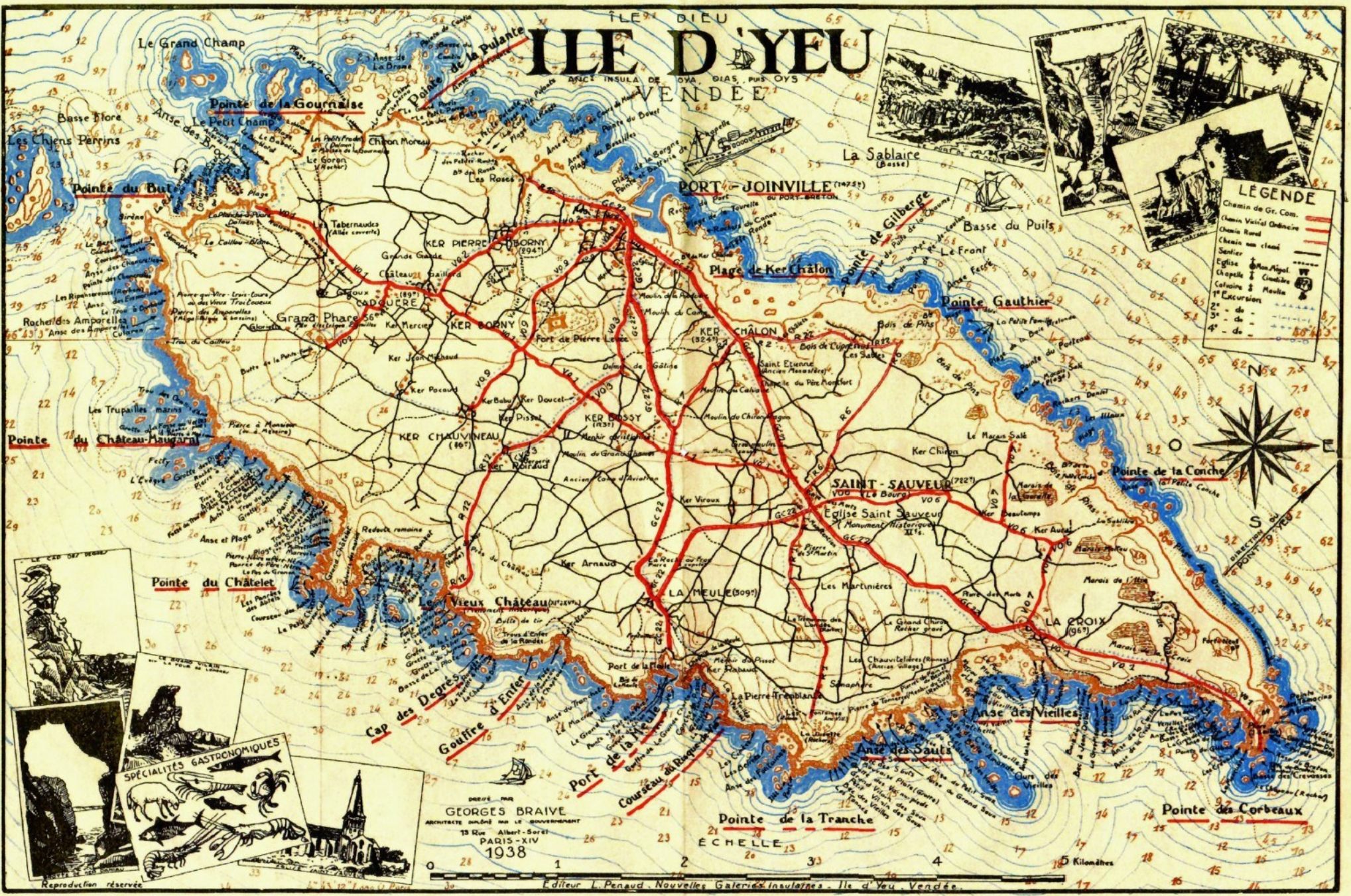


# ILE D'YEU

ANCIENNE INSULA DE OYA, DIAS, PUIS OYS



**LEGENDE**

- Chemin de Gr. Com.
- Chemin Vicinal Obligatoire
- Chemin non classé
- Sanctuaire
- Eglise
- Chapelle
- Calvaire
- 1<sup>er</sup> Escursion
- 2<sup>e</sup> - do -
- 3<sup>e</sup> - do -
- 4<sup>e</sup> - do -

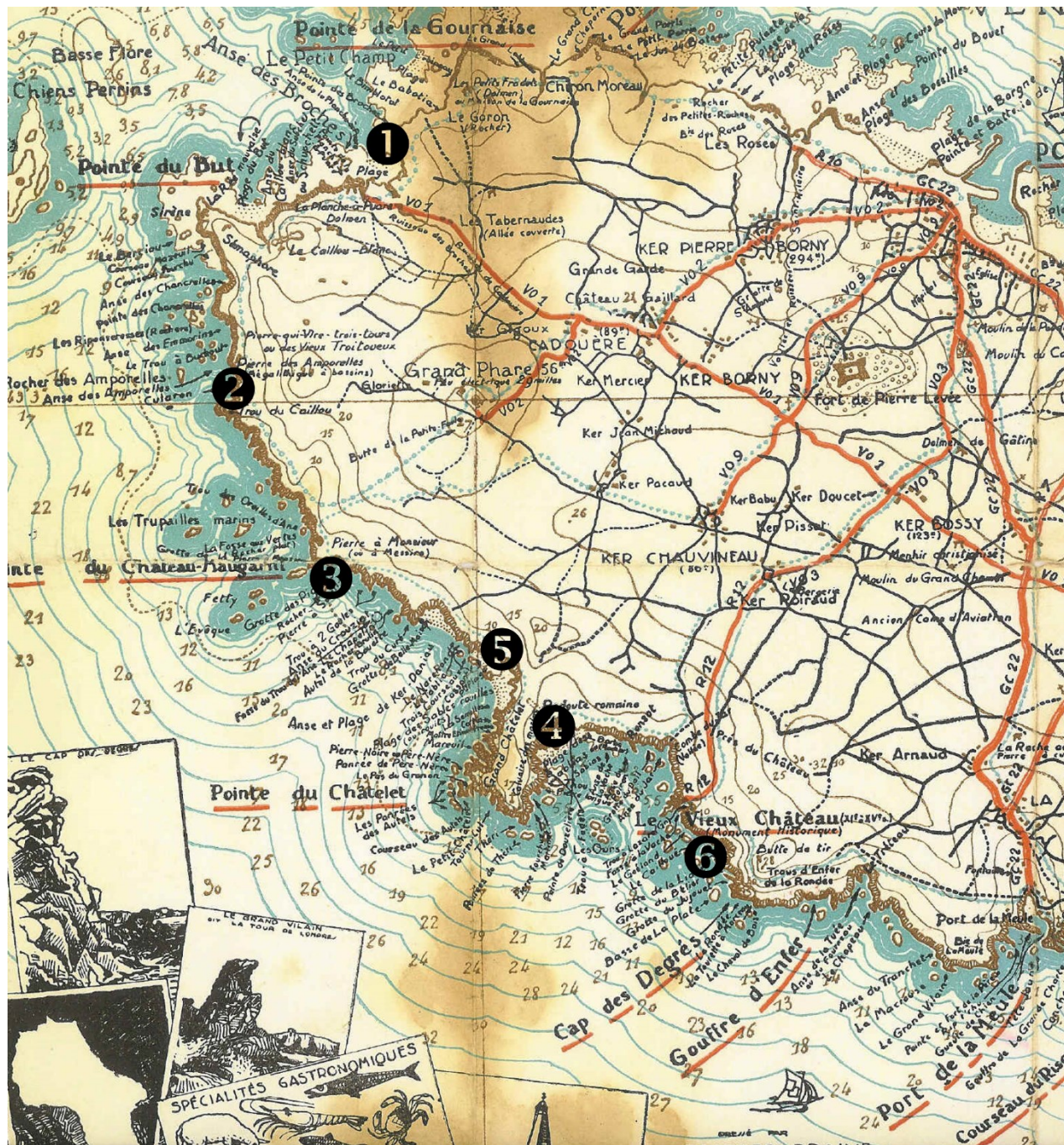


DRESSÉ PAR  
**GEORGES BRAIVE**  
ARCHITECTE D'ORDRE DU GOVERNEMENT  
13 Rue Albert-Sorel  
PARIS - XIV  
1938

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 Kilomètres

Editeur L. Penard. Nouvelles Galeries Insulaires - Ile d'Yeu Vendée.





# Sortie géologique du dimanche 9 juin 2024

sous la direction de Hervé DIOT,  
Professeur de Géologie structurale et Géodynamique  
à l'Université de La Rochelle,  
chargé de la réalisation de la carte géologique de l'Île d'Yeu au 1/25000<sup>ème</sup>  
et de Bruno SEMELIN, professeur de SVT



**Hervé DIOT**

## Arrêt 1 : Nord de l'Anse des Broches



## Vue de l'affleurement

### Description de l'affleurement

La roche qui affleure ici est constituée de quartz, de feldspath orthose, de plagioclase et de biotite. Elle a donc la composition minéralogique globale d'un granite. Mais ici il s'agit plus précisément d'une **granodiorite** du fait de sa richesse en biotite et de la présence de feldspaths plagioclases alcalins, c'est-à-dire calco-sodiques contenant à la fois du sodium (Na) et du calcium (Ca).

On peut alors situer cette roche dans le triangle de Streckeisen (figure 1) qui ne prend en compte que les minéraux clairs (ou felsiques) comme le quartz (Q), les feldspaths alcalins dont l'orthose, le microcline et l'albite (A) et les feldspaths plagioclases (P). Le champ des granodiorites (en rouge) rassemble tous les granitoïdes comprenant entre 65 et 90% de plagioclase (le plus commun étant l'oligoclase, plus rarement l'andésine), 10 à 35% de feldspath alcalin et 20 à 60% de quartz.

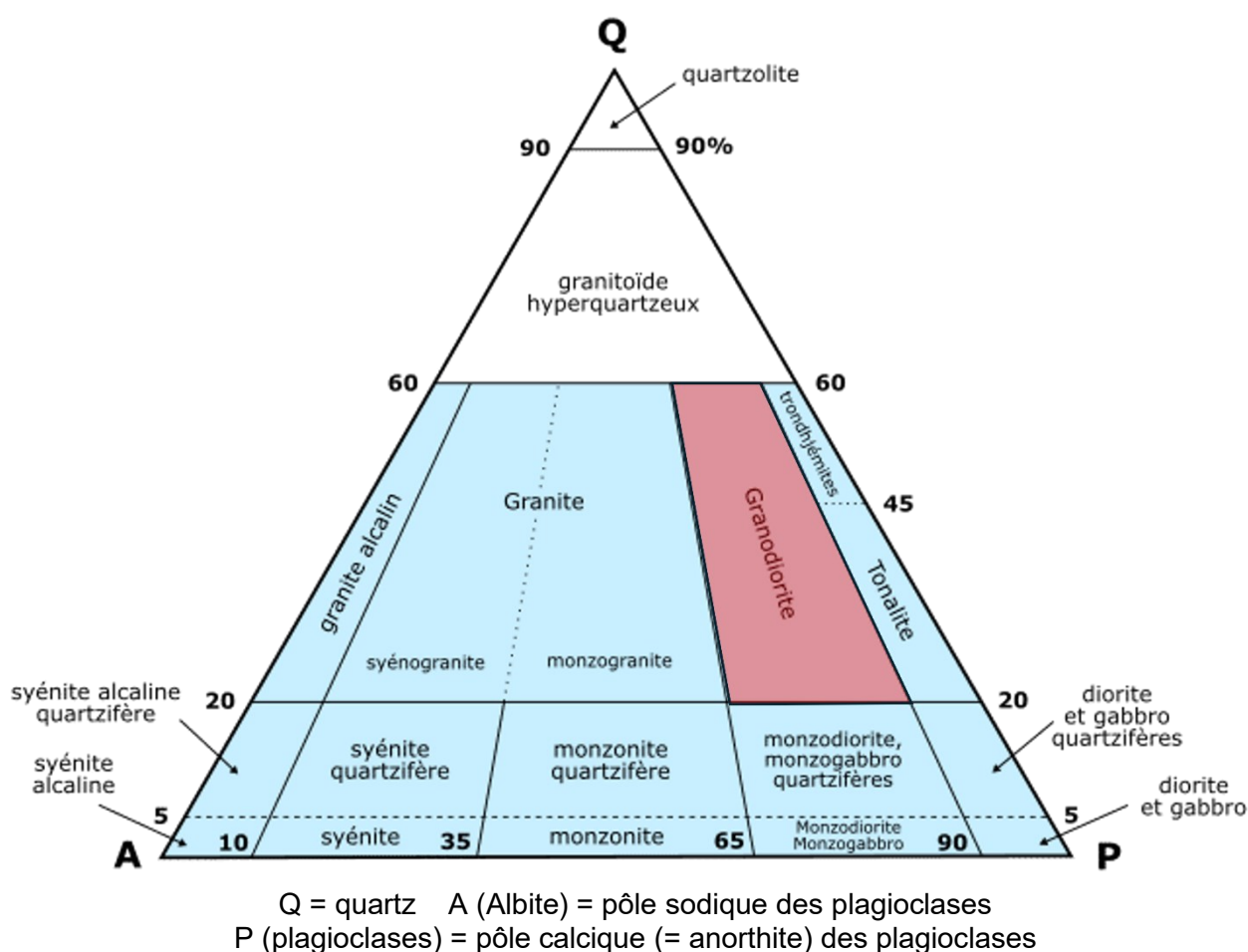


Figure 1 : Triangle de Streckeisen

Par rapport à un granite moyen ou monzogranite, une granodiorite a donc un chimisme plus basique ce qui est d'ailleurs confirmé sur l'affleurement par la présence de quelques enclaves de taille pluridécimétrique, microgrenues, grisâtres dont la composition doit s'approcher de celle d'une diorite à quartz ou d'une tonalite.

Mais à l'inverse d'un granite ou d'une granodiorite dont les cristaux sont disposés au hasard : on dit que le granite et la granodiorite ont une texture équante, les cristaux sont ici alignés selon une direction privilégiée, approximativement N-S : cela est très net quand on regarde l'affleurement de dessus. On dit que la roche porte une **linéation minérale de direction N-S**.

**Remarque** : les géologues disent que cette linéation est portée par le plan X-Y de la roche (ici c'est le plan à peu près horizontal de l'affleurement), la direction X étant par définition celle de la linéation.

On verra au cours des arrêts suivants que ce plan X-Y subhorizontal est un plan de cisaillement.

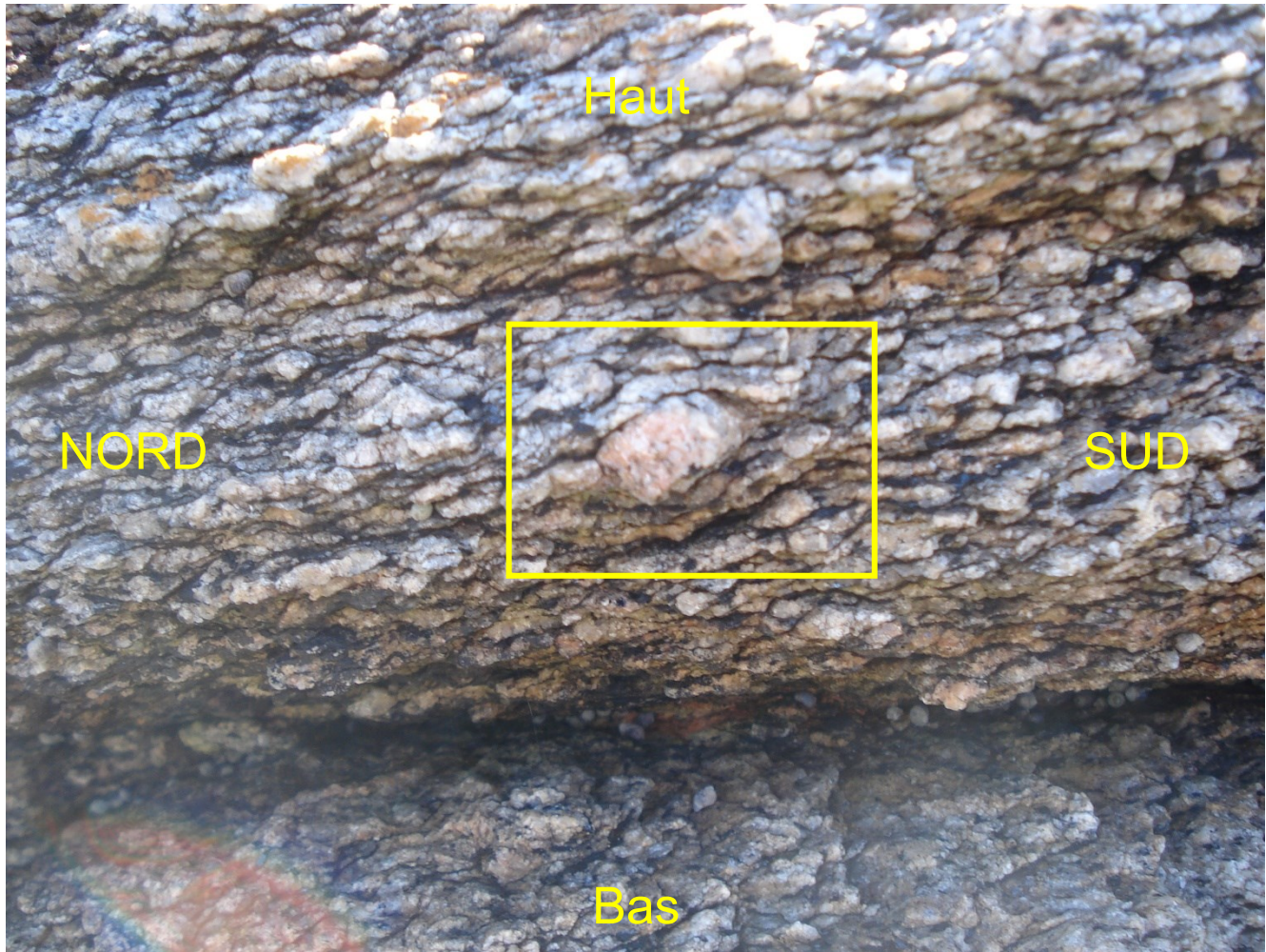


### **Linéation minérale d'allongement (ou d'étirement) orientée N-S**

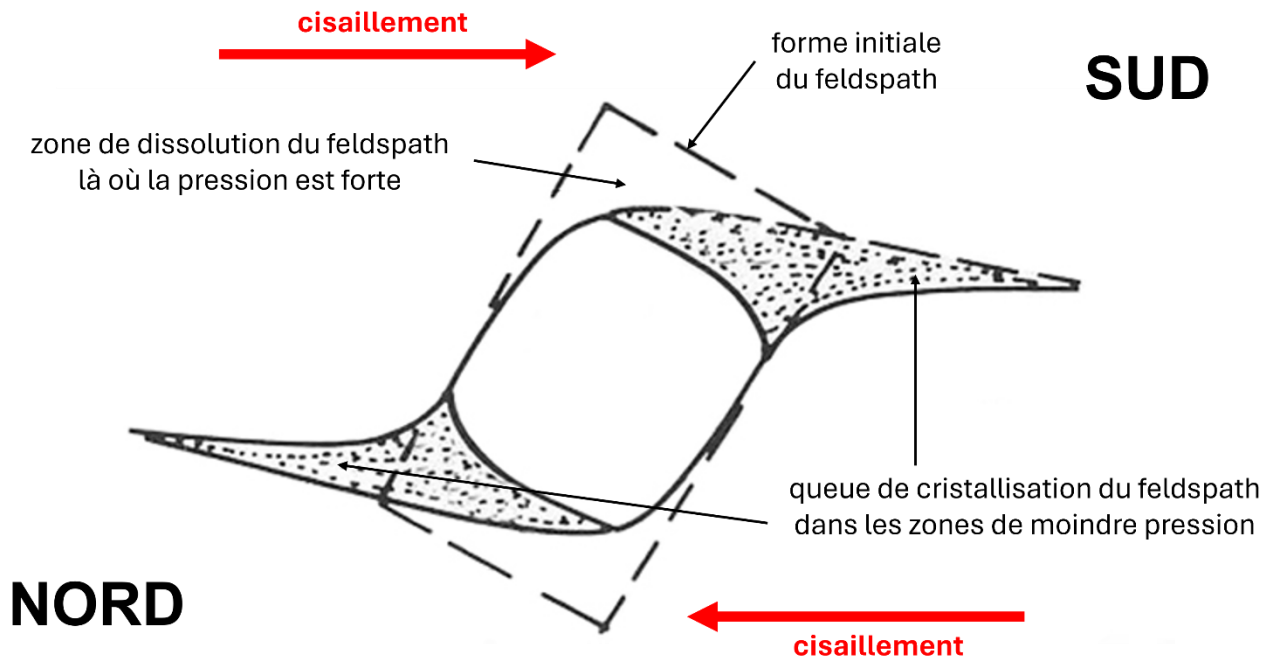
Observée maintenant par la tranche, donc selon un plan X-Z perpendiculaire au plan X-Y précédent, elle présente une alternance de feuillets clairs quartzo-feldspathiques et sombres de biotite.

Les cristaux clairs de feldspath sont plutôt en forme d'amande, effilés à leurs extrémités et allongés dans la direction de la linéation minérale X.

Certains, de grande taille, sont nettement asymétriques. Ils présentent deux queues de cristallisation (ou ombres de pression) indiquant un cisaillement top vers le Sud (voir photo et figure 2 ci-dessous).



**Foliation de la roche et déformation d'un porphyroblaste de feldspath orthose**  
*(Interprétation sur la figure 2 ci-dessous)*



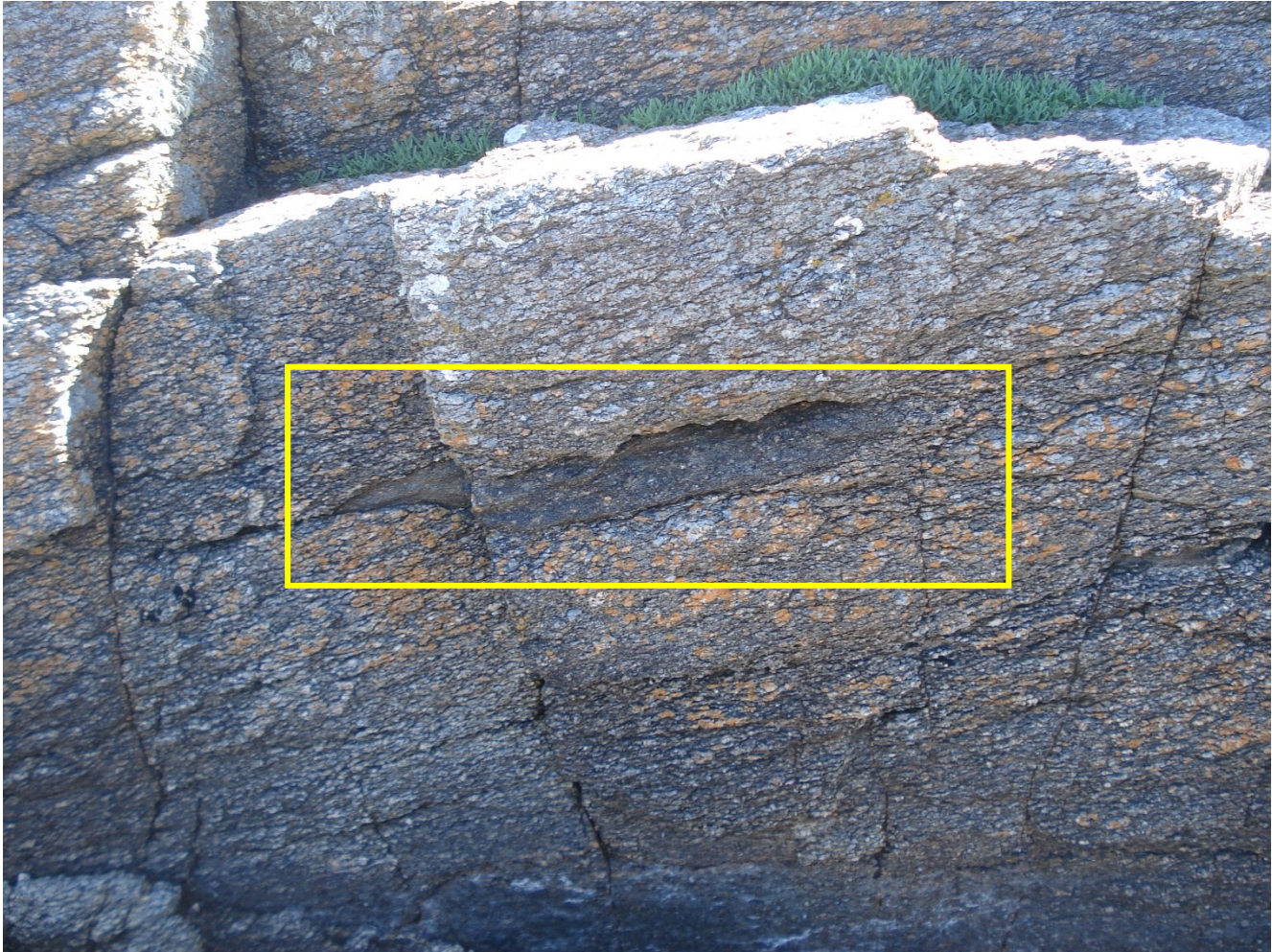
**Figure 2 : Schéma d'interprétation du porphyroblaste de feldspath asymétrique**

*Les feldspaths asymétriques sont le résultat d'une déformation ductile causée ici par un cisaillement pratiquement horizontal top vers le Sud.*

Pour cette raison, cette roche de composition granodioritique, de texture foliée est qualifiée d'**orthogneiss** : « gneiss » du fait de sa texture foliée et « ortho » pour indiquer son origine magmatique. On peut tout aussi bien lui donner le nom de « **métagranodiorite** » car elle dérive par métamorphisme d'un protolithe granodioritique.

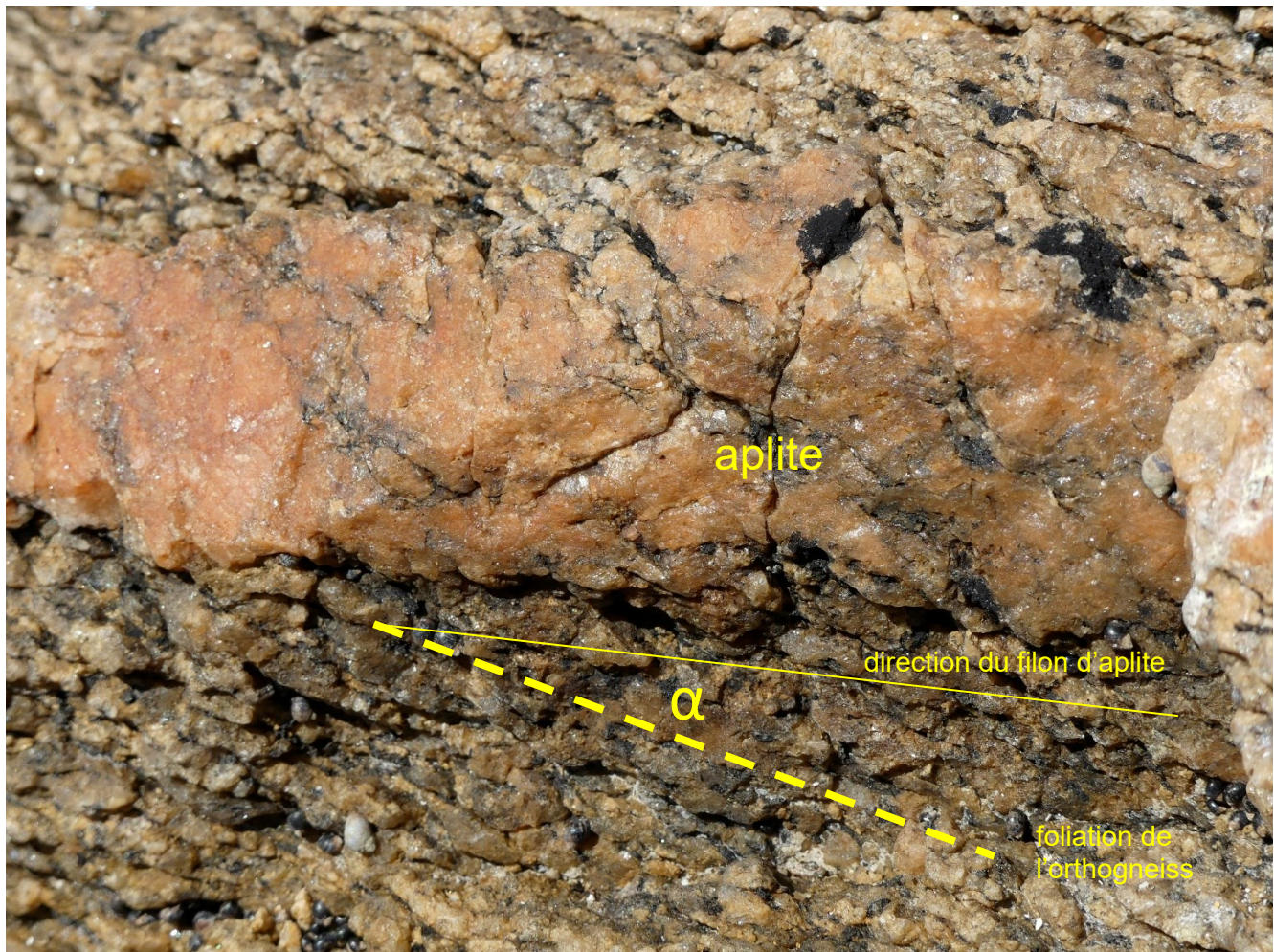
Des enclaves microgrenues très sombres, riches en biotite, sont, elles aussi, étirées en lentilles dans le plan de la foliation. Observées par-dessus, dans le plan X-Y, elles ressemblent à des galettes aplaties qui parfois dépassent aisément le mètre. Elles représentent de bons marqueurs de l'**orthogneissification**.





**Enclave sombre allongée dans le plan de la foliation de la métgranodiorite**

Sur l’affleurement, on peut aussi observer de très nombreux petits filons d’aplite légèrement sécants par rapport au plan de la foliation.



### Filon d'aplite légèrement sécant sur la foliation

**Rappel de la sortie de 2013** : Sur la côte Est de l'île, au Sud de l'Anse des Conches, à la limite avec la plage des Ovaires, c'est un unique filon d'aplite que l'on avait observé mais beaucoup plus épais.

Ces filons d'aplite ont été transposés tectoniquement dans la foliation orthogneissique. Cela explique qu'ils sont aujourd'hui dans une position proche du plan de la foliation et des plans de cisaillement de l'orthogneiss.

### Quelques mots sur l'aplite ... et la pegmatite

L'aplite est une roche de même composition chimique globale que le granite. Elle s'en distingue surtout par la très petite taille de ses cristaux ce qui implique un refroidissement rapide du magma de composition granitique, en fait du tout dernier jus magmatique qui s'échappe par des failles du toit surmontant la chambre magmatique. L'aplite a une structure microgrenue, on dit aussi aplitique ! Et c'est une roche magmatique.

À l'inverse, la pegmatite, qui possède également la même composition chimique que le granite et donc de l'aplite, est constituée de gros cristaux, parfois pluricentimétriques, de feldspath, de quartz et de micas (muscovite surtout) auxquels on peut ajouter la tourmaline (qui contient du Bore) ou le béryl (qui renferme du Béryllium). On dit que la pegmatite a une texture macrogrenue ou pegmatitique.

Et la pegmatite n'est pas, non plus, une roche magmatique. C'est une roche d'origine pneumatolytique ce qui signifie qu'elle ne s'est pas formée pas à partir du dernier jus magmatique comme l'aplite mais à partir de fluides de haute température issus du même magma en fin de cristallisation. Dans ces fluides riches en volatils (eau, CO<sub>2</sub>), se sont concentrés tous les éléments chimiques dits incompatibles ou pneumatophiles, comme le bore et le béryllium par exemple, c'est-à-dire les éléments dont les dimensions ioniques n'ont pas

permis leur incorporation dans les structures cristallines des minéraux silicatés communs qui se sont formés dans le magma granitique.

En même temps, ces fluides possèdent une propriété remarquable : du fait de la présence de l'eau, du bore et aussi du fluor, leur viscosité est très faible. Et lorsqu'ils vont être injectés sous pression dans les failles du toit de la chambre magmatique, ils vont pouvoir s'éloigner très loin du pluton. Ils vont se refroidir. Et tous les ions dissous vont alors servir à la construction des minéraux de la pegmatite. Dans le même temps, peu de nucléi de nouveaux minéraux se forment ce qui explique la grande taille des cristaux de la pegmatite.

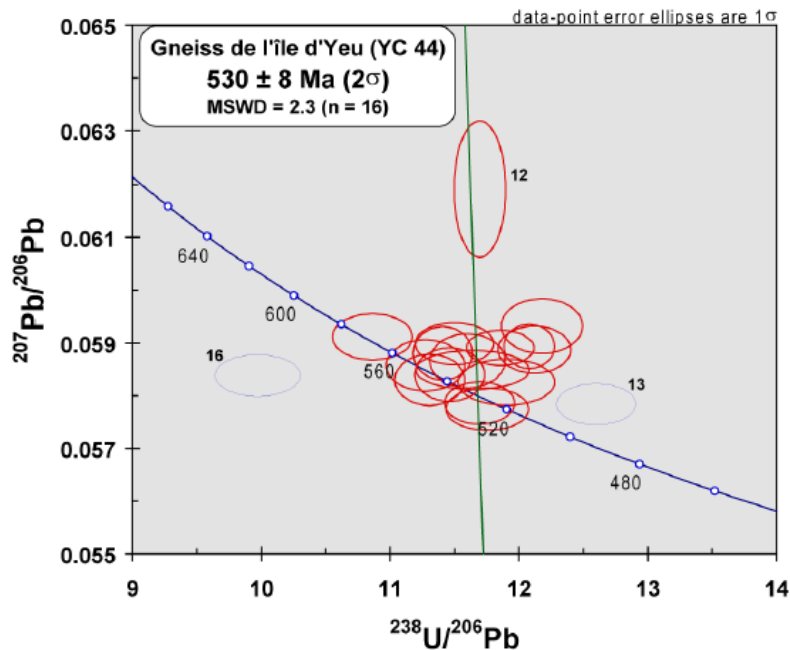
À l'origine, autour du pluton granodioritique, les filons d'aplite devaient avoir plus ou moins une disposition radiaire par rapport au toit du pluton et être verticaux à l'aplomb du pluton, obliques voire horizontaux sur ses bords.

Ici, on constate qu'ils sont pratiquement tous parallèles les uns par rapport aux autres et pratiquement tous dans le plan de la foliation de la métagranodiorite.

Cela s'explique par le fait que lorsque la granodiorite a été orthogneissifiée et cisailée, tous les filons d'aplite ont été « rabattus » dans le plan de la foliation naissante.

### Âge du protolithe granodioritique

Le protolithe de la métagranodiorite de l'île d'Yeu a été daté sur un échantillon provenant des falaises entre la Grotte de Belle maison et la Grotte du Curé à  $530 \pm 8$  Ma (datation U/Pb sur zircons à l'aide du couplage laser-MC-ICPMS par C. GUERROT) donc du Cambrien inférieur.



**Figure 3 : Diagramme de Tera-Wasserburg pour les analyses retenues**

(Document Hervé Diot)

Comme un batholite de granitoïde cristallise généralement vers 5-10 km de profondeur, cela implique obligatoirement qu'il n'a pu se mettre en place que dans un encaissant plus vieux que lui donc anté-Cambrien ou de la limite Briovérien-Cambrien.

## Diversité des « métagranites » de l'Île d'Yeu

Les faciès varient énormément au sein de l'île : ni la couleur, ni la taille des grains, ni la déformation ne sont constants et contribuent à la difficulté de reconnaissance des faciès. La couleur varie de rouge à rose, blanc et gris et les passages entre faciès ne sont pas aisés sauf lorsque les transitions entre ceux-ci sont associées aux zones de cisaillement à caractère chevauchant où la distinction apparaît nettement.

Différents faciès peuvent être ainsi distingués sur le terrain sur la base de la couleur macroscopique des roches, couleur globalement fonction de la proportion relative en biotite, les faciès gris foncé étant les plus riches en biotite et les faciès rosés les plus pauvres.

On peut donc rencontrer :

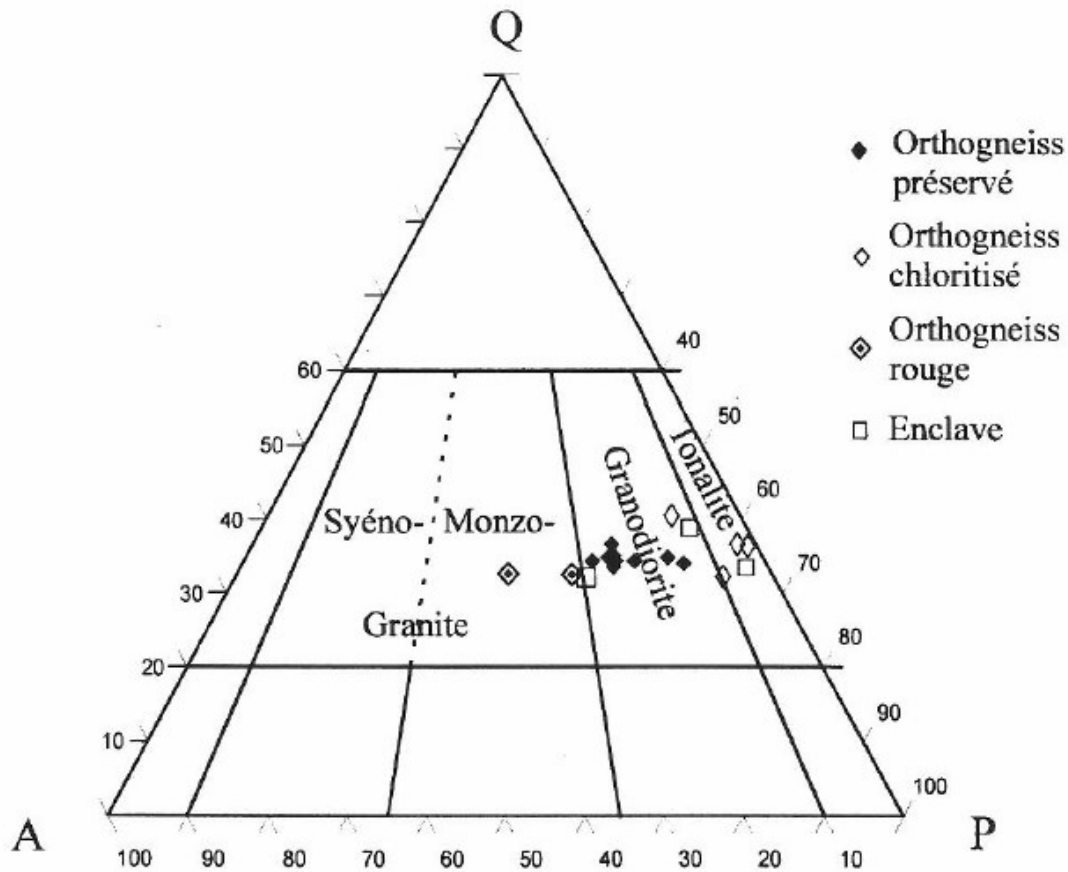
- des diorites quartziques et granodiorites,
- des monzogranites,
- des syénogranites
- des granites roses, jaunes à porphyroblastes de feldspath potassique, ...

**NB** : Un syénogranite rose à grenat affleure de part et d'autre de l'Anse des Broches.

Les enclaves microgrenues sombres que l'on a observées dans la métagranodiorite de l'Anse des Broches (photo p.10) ressemblent aussi aux « granites » précédents du point de vue minéralogique mais leur texture est différente et elles sont plus riches en biotite. Dans l'île, elles peuvent avoir la composition de granodiorites ou de tonalites.

## Origine du protolithe des « métagranites » de l'Île d'Yeu

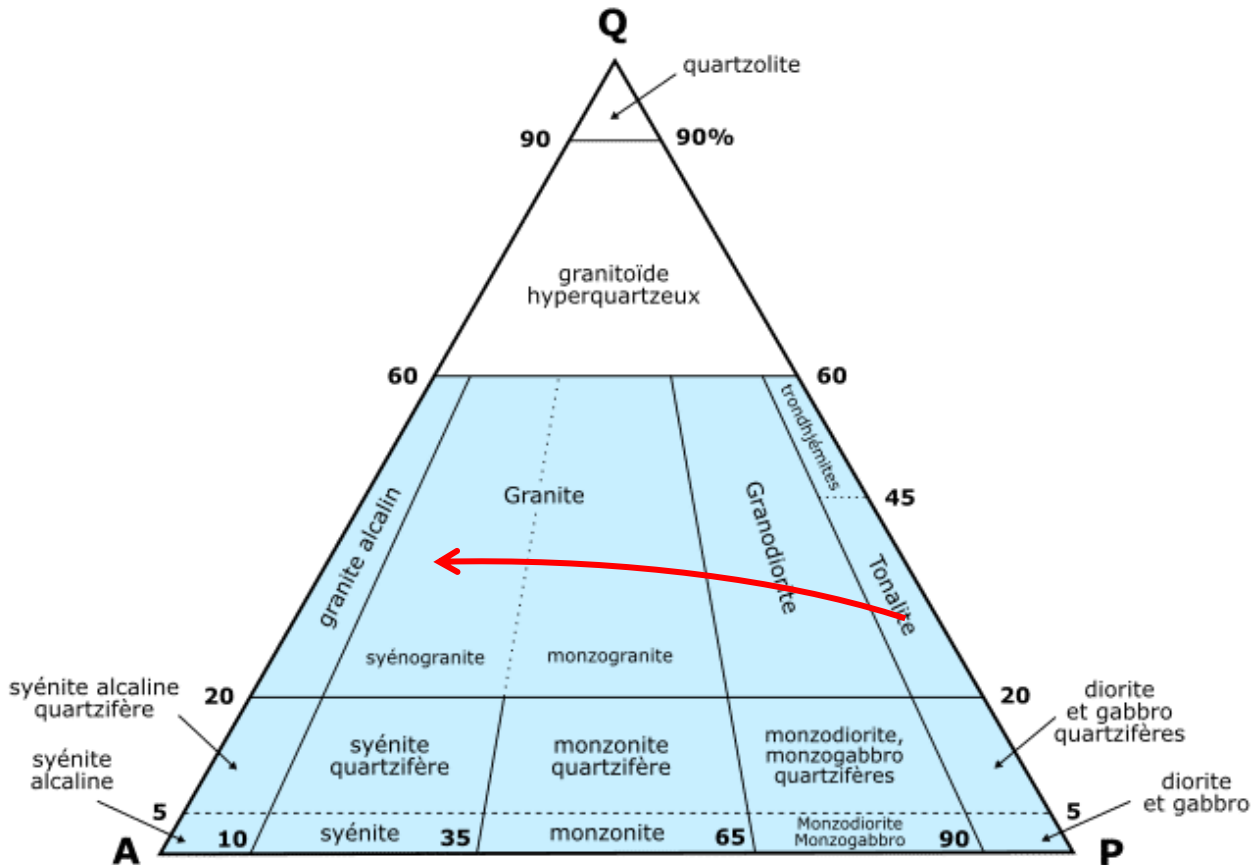
Les analyses chimiques de toutes ces roches peuvent être reportées dans un même diagramme triangulaire de Streckeisen (figure 4).



**Figure 4 : Position des protolithes de l'Île d'Yeu dans un triangle de Streckeisen**  
*(Document Hervé Diot)*

Q = quartz A (Albite) = pôle sodique des plagioclases  
 P (plagioclases) = pôle calcique (= anorthite) des plagioclases

Les résultats montrent alors qu'elles s'alignent plus ou moins selon une courbe comme celle représentée en rouge sur la figure 5.



**Figure 5 : Chemin approximatif illustrant la différenciation magmatique à partir d'un magma parental de composition tonalitique**

Cela indique que les « métagranites » dont la composition s'étend des tonalites aux monzogranites pourraient dériver par différenciation magmatique d'un même magma parental de composition globalement tonalitique, les enclaves basiques microgrenues représentant les termes les moins différenciés de la série. Toutes les roches seraient cogénétiques.

Plus précisément, elles appartiendraient à une même série de nature calco-alcaline (à sub-alcaline potassique).

Toute l'histoire magmatique du protolithe des « métagranites » de l'île d'Yeu semble donc faire référence à l'existence d'une chambre magmatique unique remplie d'un magma de composition basique, certainement basaltique. Cependant, les termes les plus précoces de la différenciation (gabbros,...) ne sont toutefois pas présents sur l'île sauf si l'on considère que les actuelles « amphibolites » (= ex-dolérites) que l'on va voir à l'arrêt 2 suivant pourraient représenter des injections de nature basaltique au sein de la série au cours de sa mise en place.

**Dans quel contexte s'est mis en place le protolithe granodioritique ?**

**Quel était la position des plaques, la paléogéographie à la limite Protérozoïque-Cambrien ?**

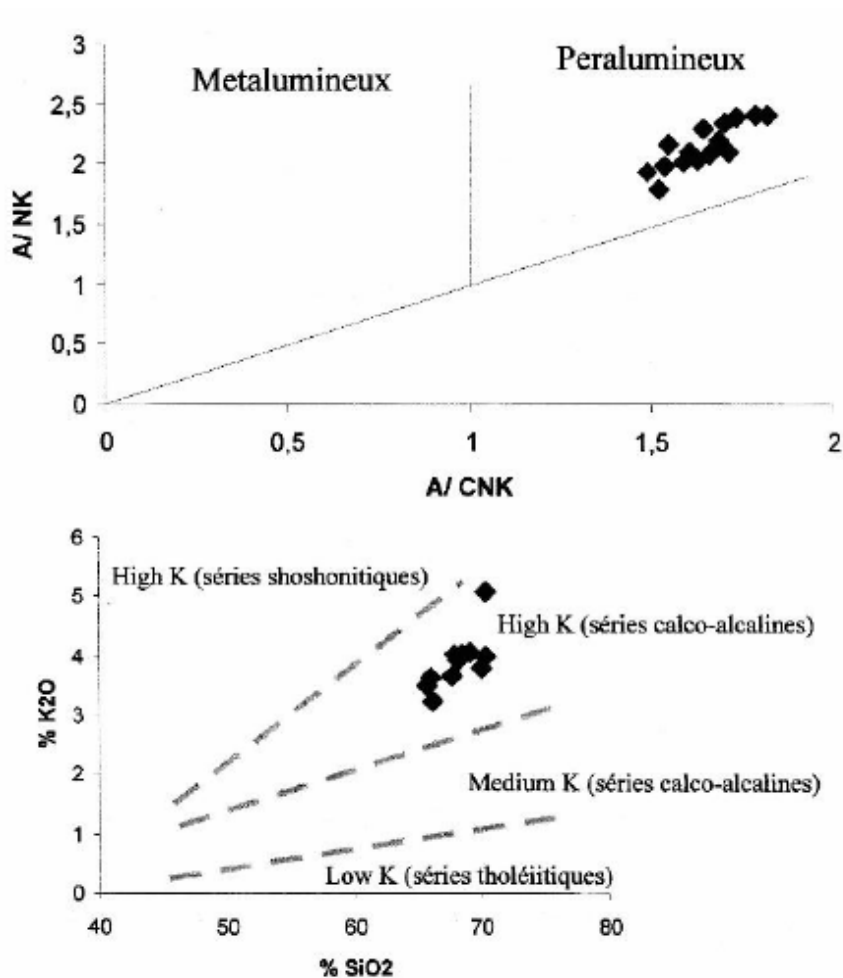
On ne sait pas grand-chose !!!!!

À l'échelle de la Vendée :

1- Ce qui est pratiquement acquis est la grande extension de ce massif granodioritique qui va jusqu'aux Sables d'Olonne (La Chaume, Lac de Tanchet, baie de Cayola.....) en passant par l'Île de Noirmoutier.

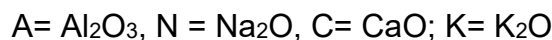
G. Mathieu (1945) avait déjà noté les ressemblances de faciès entre la métagranodiorite de la Pointe des Corbeaux à l'Île d'Yeu et celle de la Pointe de l'Aiguille près du phare de l'Armandèche à La Chaume.

L'analyse des éléments majeurs du protolithe des orthogneiss de l'Île d'Yeu par Hervé Diot a permis de montrer que celui-ci est issu d'un magma de nature peralumineuse et qu'il possède une nature calco-alcaline hautement potassique (figure 6 - diagrammes de Hugues et Rickwood) qui confirme l'hypothèse de Wyns *et al.* (1987) et rapproche donc bien ces granites de l'Île d'Yeu de celui des Sables d'Olonne.



**Figure 6 : Caractérisation du protolithe des orthogneiss (Document Hervé Diot)**

- en haut, dans le diagramme de Hugues (1973)
- en bas, dans le diagramme de Rickwood (1989)



On peut de même corrélérer le gros filon d'amphibolite que l'on va voir à l'arrêt 2 avec le filon d'amphibolite très dilacéré et laminé qui affleure près du Dos de la Baleine à La Chaume.

**Remarque :** 50 km aujourd'hui entre l'Île d'Yeu et La Chaume, cela fait un sacré filon d'amphibolite ! En fait, bien avant l'orogénèse varisque, au tout début du Cambrien, l'Île d'Yeu et La Chaume devaient être très proches géographiquement. C'est la tectonique varisque marquée surtout par d'importants cisaillements qui a « séparé » ces deux territoires.

À l'échelle des continents :

2- On est alors, à  $530 \pm 8$  Ma, à la fin de l'orogénèse cadomienne qui donne naissance au super-continent Pannotia.

D'après leur composition chimique établie par C. Sassier (2006), les orthogneiss de l'Île d'Yeu, dans un diagramme Rb/Y+Nb de Pearce *et al.* sont clairement placés dans le domaine VAG des granitoides d'arc volcanique.

**Pourraient-ils alors signer la fermeture d'un domaine océanique à localiser et qui, suivi d'une collision continentale, aurait participé à la constitution de Pannotia ?**

On connaît dans le Massif Armoricain des massifs granodioritiques à peine plus vieux que celui de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - La Chaume : ce sont les granodiorites du Domaine mancennien qui ont été datées récemment à 550 Ma (M. Ballèvre, M. Pujol, H. Champie et I. Aubron) soit un âge anté-Cambrien.

Puis immédiatement après, au cours du Cambrien, la Pannotia commence à se fragmenter. Cette fragmentation est attestée sur la marge Nord du Proto-Gondwana par un rifting important qui va conduire à la formation de l'Océan Rhéique puis de l'Océan Centralien encore appelé Océan Galice-Massif Central.

Ce rifting s'est manifesté entre autres dans le Maine et en Vendée :

- Rift de la Kabilie à Voutré,
- Rift du Choletais,
- Volcanisme bimodal du Synclinorium de Chantonay et du Bas-Bocage vendéen.

## Arrêt 2 : Anse des Amporelles

### Description de l'affleurement

On observe ici un **filon d'amphibolite** épais de 2 à 3 m environ.

Il s'agit en fait d'une ancienne dolérite, roche de composition chimique identique à celle du basalte ou du gabbro, à plagioclase et pyroxène.

Dans le filon, on peut encore observer quelques gros cristaux d'amphibole brun-noir.

Mais cette amphibolite est aujourd'hui très altérée, l'essentiel de la roche étant constitué de très petites paillettes mordorées de biotite et de chlorite provenant de l'altération des amphiboles.

Comme on le verra à l'arrêt suivant, cette altération a été le fait d'une circulation intense de fluides supercritiques.

Ce gros filon d'amphibolite aurait même pu après altération, rétro-morphose ultime finir par ressembler à une biotite si ce n'est que la roche aurait pris une teinte plutôt ocre alors que les biotites restent sombres.



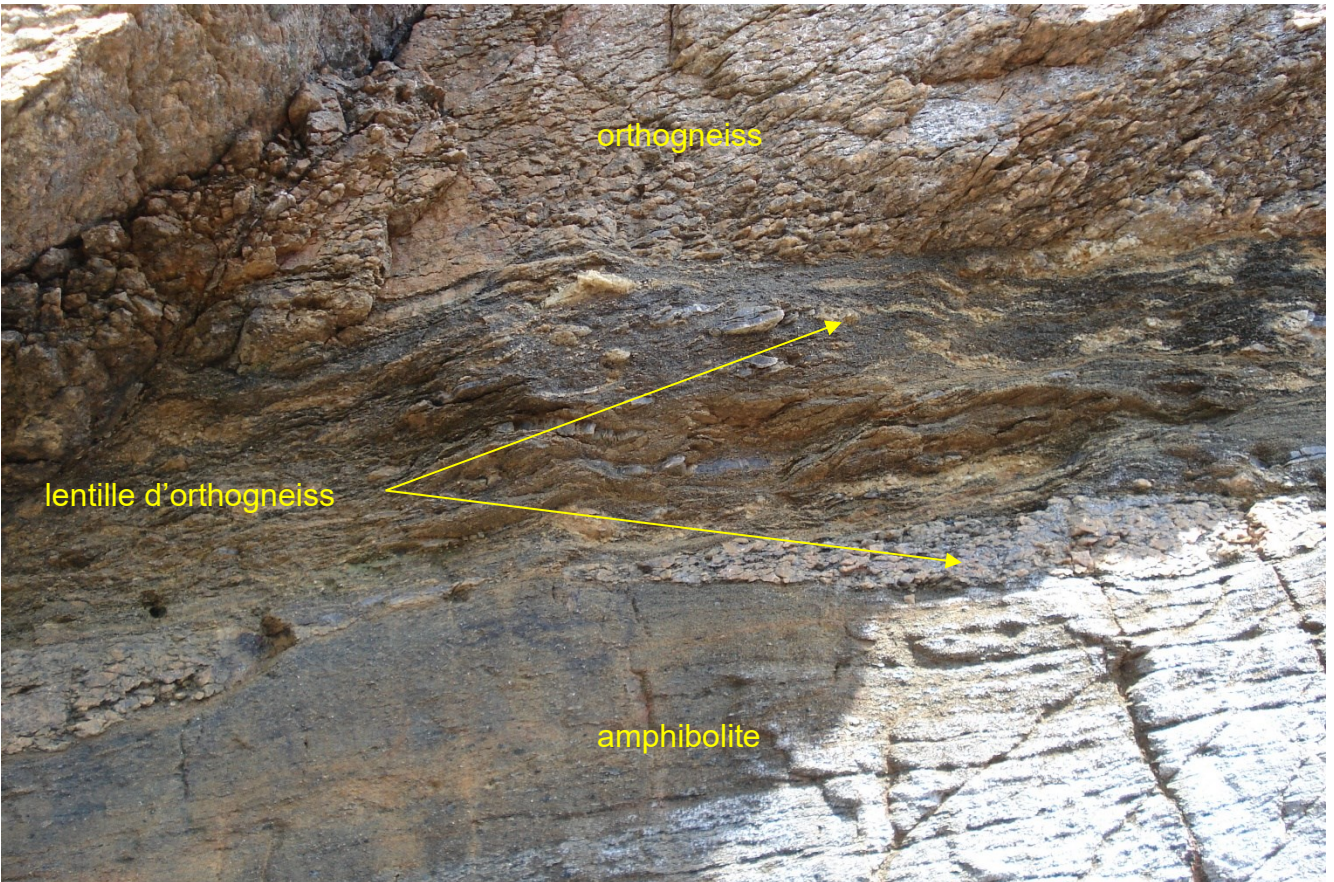


**Filon d'amphibolite**



### **L'amphibolite altérée prend une teinte rouille**

La bordure supérieure du filon est fortement laminée. On peut y voir de nombreuses « échardes » d'orthogneiss (= métagranodiorite) très étirées incluses dans le filon d'amphibolite.



**Bordure supérieure du filon d'amphibolite montrant les « échardes » d'orthogneiss qui y sont incluses**

Cela signifie que le filon de dolérite s'est mis en place postérieurement à la formation du batholite de granodiorite, qu'il l'a coupé alors qu'il était entièrement cristallisé et si aujourd'hui, ce filon est plus ou moins en position horizontale, proche de la foliation de l'orthogneiss et au grand plan de cisaillement que l'on peut voir devant le front d'observation, c'est qu'il a subi les déformations cisailantes en domaine ductile que la granodiorite encaissante, déformations qui l'ont sans doute peu déformé ductilement eu égard à la rhéologie d'une roche de type basaltique vis-à-vis d'un granite contenant du quartz très ductile, mais rabattu dans le plan de déformation.



### **Grand plan de cisaillement devant le filon d'amphibolite**

L'orthogneiss sain au-dessus du filon présente de très beaux cristaux de feldspath. Quand on les examine de près, on constate qu'ils sont effilés, en amande et que certains se prolongent par deux queues de cristallisation indiquant un cisaillement top vers le Sud-Sud-Est comme on l'a déjà observé à l'arrêt précédent.



**Asymétrie des feldspaths (*avec queue de cristallisation*) déformés dans l'orthogneiss**

## Extension du filon d'amphibolite

Comme il l'a déjà été dit à l'arrêt précédent, ce filon d'amphibolite pourrait avoir une extension originelle très large puisqu'un faciès comparable en nature et position vis-à-vis de la déformation ductile majeure se rencontre en falaise à La Chaume (lamprophyres de Pouclet *et al.* 2022) et sur la plage des Sables d'Olonne où il est fortement boudiné (Goujou *et al.*, 1994).

Sur l'île même, son extension dépasse les 7 km (depuis la Pierre des Amporelles jusqu'à l'Anse des Soux). Il s'amincit totalement dans le couloir de déformation subvertical du Sud de l'île (arrêt 6 du Vieux Château). Dans les zones fortement déformées et métasomatisées, ces actuelles amphibolites sont rétrotransformées en biotitites et parfois difficiles à distinguer des orthoschistes (voir p.26) ou orthogneiss lessivés par les fluides supercritiques dans les cisaillements plats.

## Analyse chimique des amphibolites

Le filon, bien visible sur la côte sud-ouest et se poursuit cartographiquement vers le sud-est au-dessus de la Plage des Sables Rouis. Du point de vue chimique, les amphibolites de l'ouest se distinguent de celles des Sables Rouis et se séparent en deux familles, l'une avec un pourcentage faible de silice (de l'ordre de 45 à 46,5% en poids) mais une forte teneur en  $TiO_2$  (2,6 à 3,9%) et l'autre plus siliceuse (52,6 à 54,6%) et contenant moins de 1% de  $TiO_2$ .

Replacées dans un diagramme classique de type TAS représentant en ordonnées, la somme des alcalins :  $Na_2O + K_2O$  et en abscisses, la teneur en silice  $SiO_2$ , le premier type (en rouge) indique un protolithe basaltique à trachy-basaltique et le second type (en bleu) une composition de basalte andésitique (figure7).

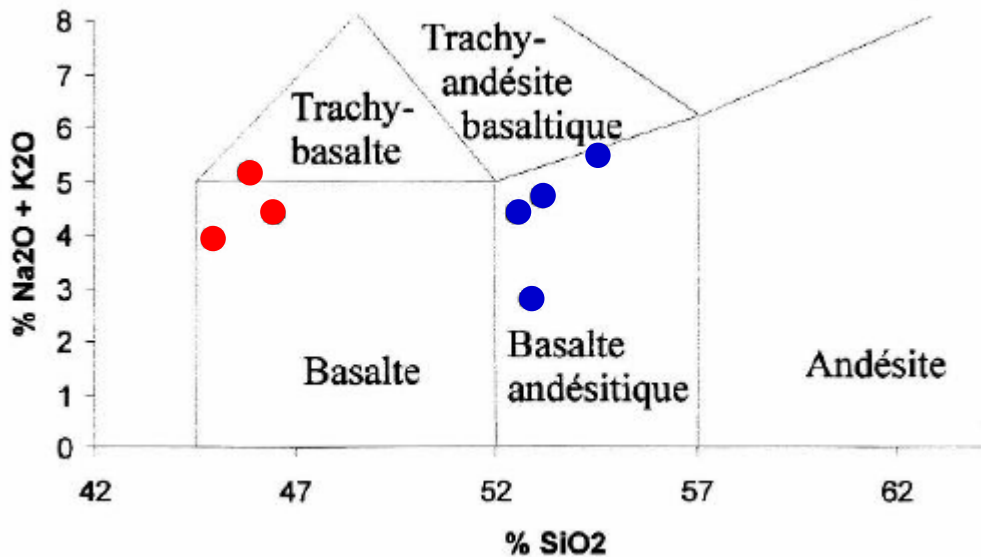
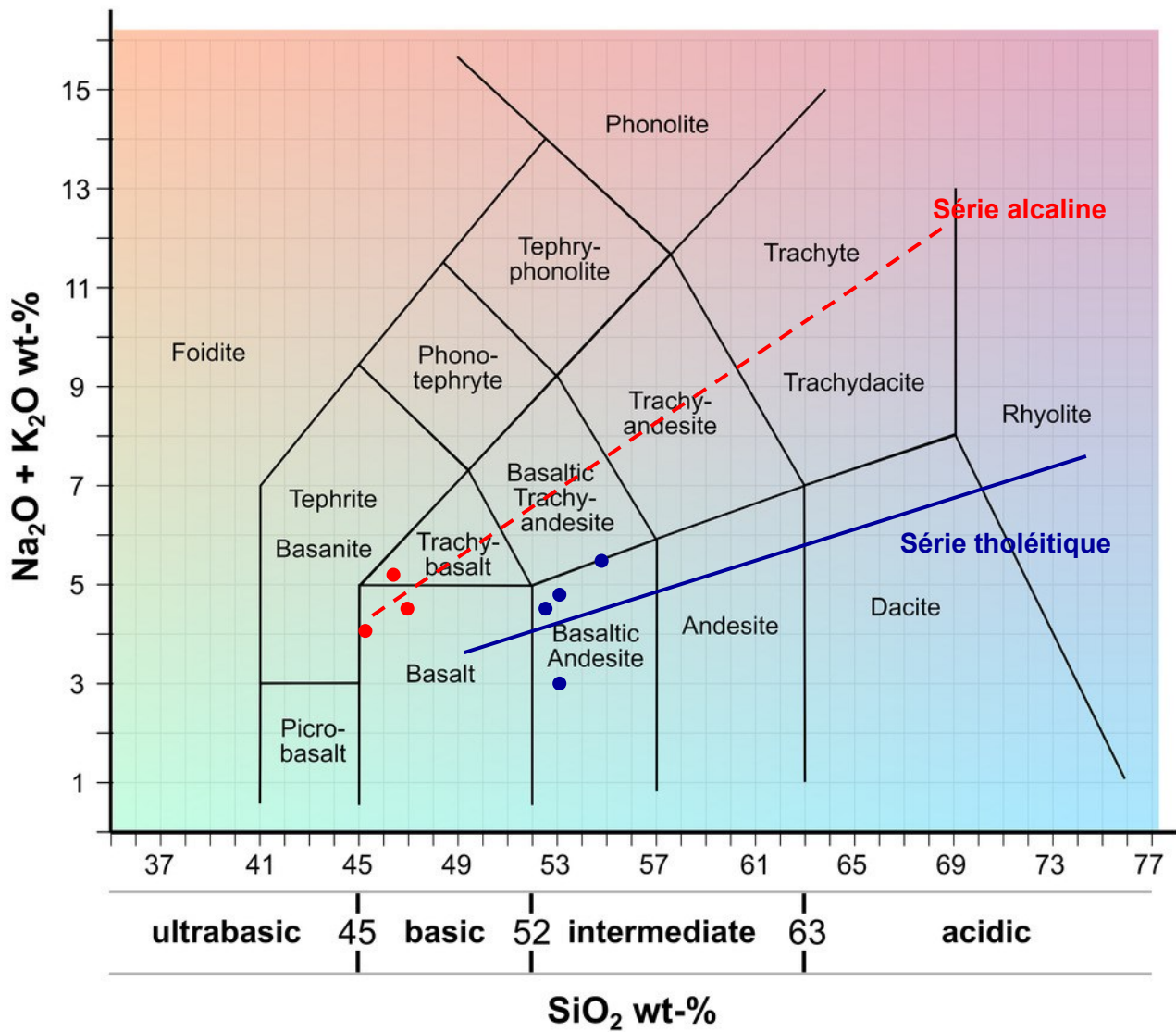
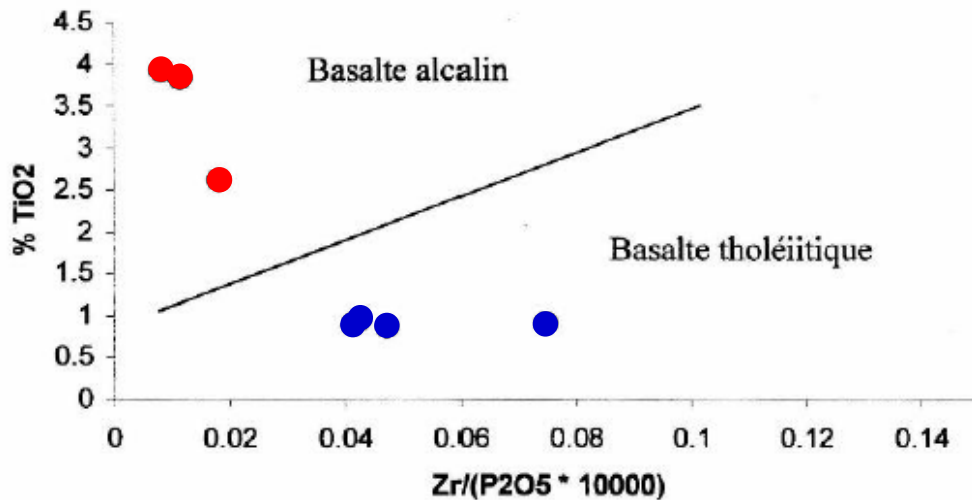


Figure 7 : Diagramme TAS pour les amphibolites (Document Hervé Diot)



**Figure 7 bis : Diagramme TAS pour les amphibolites**  
*(position approximative des points - d'après Hervé Diot)*

La nature des protolithes basaltiques peut être déterminée dans un diagramme de type Floyd et Winchester dont le résultat confère aux amphibolites un protolithe de nature alcaline pour le premier type et tholéitique pour le second (figure 8).



**Figure 8 : Diagramme discriminant pour les protolithes des amphibolites**  
(Document Hervé Diot)

Ces deux sortes d'amphibolites pourraient donc dériver de deux magmas différents !

Cependant, même si les deux protolithes basaltiques possèdent des caractéristiques chimiques différentes, il est difficile de penser, étant donné les relations de terrain (continuité cartographique logique entre ces affleurements), qu'il s'agit de deux filons différents ou qu'au sein même d'un seul filon, deux sources différentes puissent coexister.

Les différences chimiques observées pourraient tout simplement s'expliquer par une contamination des protolithes des amphibolites à composition de basalte andésitique par l'encaissant de la granodiorite et surtout par les fluides qui ont pu modifier leur composition initiale (voir arrêt suivant).

Comme il l'a été dit à l'arrêt précédent, ces filons d'amphibolite pourraient représenter des injections « basaltiques » peu différenciées donc précoces, provenant du magma peut-être à l'origine de la granodiorite. Leur transformation en amphibolite, voire en amphibolite à grenat (grotte des Sous) traduit une transformation métamorphique compatible avec un emplacement précoce vis-à-vis de l'orthogneissification et de la migmatisation de la granodiorite qui lui succède (Yeu, La Chaume, Sables d'Olonne...).

**Question :** Vu l'importance de ce filon, très épais et de grande extension géographique (on le retrouve à La Chaume), on peut se poser la question du contexte de sa mise en place. Étirement tectonique et/ou réalimentation de la chambre magmatique ?

### Arrêt 3 : Grotte des Pigeons - La Pierre à Monsieur

Au-dessus et de part et d'autre de la grotte, on distingue assez bien une énorme lentille d'orthogneiss qui repose sur un plan incliné de biotitite (voir photo ci-dessous).





Sur la photo suivante prise à droite de la grotte, on retrouve la terminaison de la lentille d'orthogneiss reposant sur le plan de biotite.

Un peu en dessous, on observe un deuxième plan de biotite à peu près parallèle au premier. Et les deux plans encadrent une lentille d'**orthogneiss boudiné** ; deux boudins d'orthogneiss sont bien visibles.



Les zones à biotitite ne sont donc pas localisées n'importe où. Elles se trouvent entre les grosses lentilles d'orthogneiss fortement déformées, étirées voire boudinées, dans les plans de cisaillement les plus importants.

### De quoi sont constituées précisément les biotitites ?

Leur minéralogie est complexe. Elles sont constituées non seulement de **biotite**, mais aussi de **muscovite**, de **quartz** et de silicates d'alumine (**sillimanite essentiellement**).

**Formule de la sillimanite :  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  ou  $SiAl_2O_5$**

### Que représentent en fait ces biotitites ?

Incluses dans la masse des orthogneiss mais présentes seulement où ils ont été très intensément cisailés et où des fluides ont circulé, on peut considérer qu'elles se sont formées à partir de ces orthogneiss dans lesquels les fluides ont conduit à la "localisation" de la déformation. Ce sont un peu comme des « reliques » d'orthogneiss à la grosse différence qu'elles ont un grain très fin, ont acquis un débit schisteux de par la nature des minéraux qui les constituent : ce sont des **orthoschistes** et leur chimie est différente de celle des orthogneiss (voir ci-dessous).

### Quelle différence minéralogique importante existe-t-il donc entre la biotitite (orthoschiste) et l'orthogneiss ?

Rappel : l'orthogneiss qui est une métagranodiorite est constitué de quartz, de feldspaths (orthose et plagioclases) et de biotite.

La biotite, elle, ne renferme plus de feldspaths. Et si le quartz est présent, ce n'est plus le quartz initial en cristaux mais de petits filonnets de quartz.

Tout se passe donc comme si au niveau des zones de cisaillement, l'orthogneiss avait perdu son quartz riche en Si et ses feldspaths riches en Ca, Na et K. Ne resterait donc en place, dans ces zones, que de la biotite associée à des petits filonnets de quartz porteurs de sillimanite et/ou de disthène, et de la muscovite.

**Rappels :** Pour que le quartz et les feldspaths « disparaissent par fusion », deux conditions sont nécessaires : il faut une température supérieure à 600°C et il faut de l'eau.

Or ici les conditions de la fusion ne sont pas réunies. Donc, seuls des fluides « extérieurs » ont été susceptibles d'induire la transformation de l'orthogneiss en biotite dans les plans de fort cisaillement où ils ont pu circuler.

**Remarque :** Cette transformation où des éléments sont déplacés ne correspondent donc pas à un simple métamorphisme où les éléments présents sont essentiellement redistribués, mais à une transformation par « lessivage » des éléments « solubles » (feldspaths, quartz...) par des fluides. Les biotites, roches finales de cette transformation et qui, sur le terrain, se desquament facilement, présentent un débit schisteux, peuvent être qualifiées de « orthomicaschistes ».

On peut ainsi considérer que 10 m de granite/orthogneiss lessivés vont se réduire à 1,5 à 2 m d'orthoschistes par réduction d'épaisseur du fait de la dissolution du quartz et des feldspaths qui représentent 85 % de l'épaisseur initiale !

## Origine des fluides circulant dans les zones de cisaillement

Ces fluides proviendraient des sédiments pélitiques, aujourd'hui profondément déformés et transformés en paragneiss, et que chevauche la masse des orthogneiss. Ces sédiments sont présents à l'affleurement principalement au Sud de l'île, de part et d'autre de la Pointe du Chatelet (Plages des Sables Rouis, des Sabias - arrêt 4 - , voire plus à l'Est...), mais aussi, dans une moindre mesure au Nord (Anse du Cours du Moulin). Ces formations sédimentaires sont cependant relativement limitées en volume sur l'île et une origine plus profonde des fluides n'est pas à écarter.

Ces sédiments devaient être à l'origine très riches en eau. Quand ils ont été ensuite chevauchés par cette masse orthogneissique avec peut-être au-dessus d'elle d'autres nappes (nappe des porphyroïdes de Saint-Gilles, nappe des schistes à glaucophane de Bois-de-Céné), ils ont été fortement comprimés, et en même temps soumis à des conditions de T° et de P voisines de 550-600°C et 4-5 kbar. Ce sont donc des fluides chauds et sous pression qui ont été chassés dans la granodiorite chevauchante et son sill mafique en train de s'orthogneissifier.

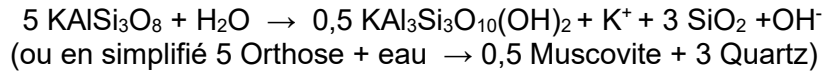
Dans ces zones de cisaillement, ces fluides chauds et sous pression, dits supercritiques, ont été capables de dissoudre principalement le quartz et les feldspaths.

*Qu'est-ce qu'un fluide supercritique ? On peut le vulgariser en disant que c'est un fluide presque aussi dense qu'un liquide mais qui tend à se comporter comme un gaz. Il diffuse comme un gaz à travers un solide, tout en dissolvant des matériaux sur son passage comme un liquide.*

## Les transformations minéralogiques subies par la granodiorite : le métamorphisme allochimique

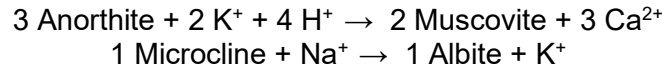
La disparition des feldspaths ou « **défeldspathisation** » est en fait très complexe (d'après le polycopié de Hervé DIOT).

Elle peut se traduire schématiquement par des réactions de **décalcification du plagioclase, d'albitisation du feldspath potassique** et de **muscovitisation des feldspaths** selon les réactions suivantes :



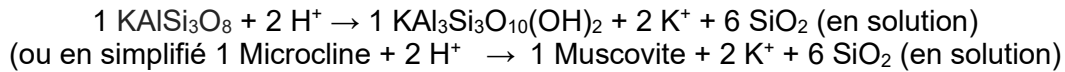
*Muscovitisation du feldspath orthose avec élimination de K<sup>+</sup>*

De la même manière :



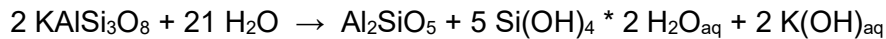
*Muscovitisation du plagioclase calcique avec élimination de Ca<sup>2+</sup>*

et



*Muscovitisation du feldspath potassique et du plagioclase sodique avec élimination de K<sup>+</sup> et de Na<sup>+</sup>*

Les réactions formant la sillimanite + / - quartz apparaissent comme une **dissolution non congruente\*** (voir définitions ci-dessous) des feldspaths K associée à un fluide et conduisant en l'élimination sélective de potassium et de silice suivant la réaction :



avec Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> = sillimanite ou disthène (silicate d'alumine)

**\* Définitions :**

*Dissolution congruente : les constituants du minéral passent simultanément en solution. Leur rapport stoechiométrique en solution est identique à celui du minéral initial.*

*Dissolution incongruente : le rapport des éléments en solution est différent du rapport dans le minéral. Ce mode de dissolution suppose la précipitation de phases secondaires parvenues à saturation dans la solution.*

*Dissolution sélective : elle est caractérisée par l'extraction sélective de certains constituants du minéral selon un mécanisme d'échange ionique.*

Il s'opère par conséquent dans ces zones de cisaillement, véritables couloirs de déformation, de faiblesse, un véritable lessivage ou « leaching » du potassium, du sodium, du calcium et du silicium lié à la disparition des feldspaths et du quartz.

Et tout cela exporté par les fluides hors du système. Puisqu'il y a variation du chimisme, on peut alors véritablement parler de **métamorphisme allochimique\*** ou de **métasomatose\***.

### \* Définition :

Le métamorphisme allochimique ou métasomatose est une transformation minéralogique de la roche avec changement de sa composition chimique, par apport ou départ de fluides notamment. Il s'oppose au métamorphisme topochimique ou isochimique qui se produit lui à composition chimique constante, à l'exception de perte d'H<sub>2</sub>O ou de CO<sub>2</sub>.

Seuls restent sur place la biotite initiale qui recristallise, la muscovite formée à partir des plagioclases et l'aluminium, ce dernier, plus difficile à déplacer, participant ensuite en association avec la silice dissoute à la formation des silicates d'alumine et donc à l'enrichissement en sillimanite et/ou disthène.

À l'inverse, là où la granodiorite a été le moins déformée, en quelque sorte « à l'abri » des contraintes les plus fortes, zones aujourd'hui représentées par le cœur des grosses lentilles d'orthogneiss, les cristaux de quartz et de feldspaths sont devenus plus ductiles à des températures de l'ordre de 550-600°C et se sont étirés ; la granodiorite s'est métamorphosée en orthogneiss typique.

**L'eau est donc un élément important durant ce métamorphisme allochimique ou métasomatose car :**

- elle est un vecteur de chaleur,
- elle est un vecteur de matière,

et on le verra au dernier arrêt,

- elle diminue le point de fusion des roches qui peuvent atteindre plus tôt l'état fondu (anatexie).

### Par où s'échappent ensuite ces fluides de lessivage ?

Pour la plus grande partie, ils vont circuler dans les zones de cisaillement. C'est la première voie de migration des fluides.

Mais en observant bien la lentille d'orthogneiss au toit de la grotte (voir photo p. 25 et photo ci-dessous p.30), on constate que cette dernière est traversée par des filons de quartz verticaux donc sécants par rapport à la foliation de l'orthogneiss et à l'orientation générale de la lentille. Et comme par hasard, ces filons naissent au niveau même de la zone de cisaillement constituée de biotites.

Or, rappel, les fluides sont riches en silice dissoute.

Ces filons de quartz matérialisent donc une deuxième voie de migration des fluides mais cette fois-ci au sein même des lentilles d'orthogneiss par fracturation hydraulique.

On observe aussi, disposées parallèlement aux filons de quartz, comme des « chandelles » verticales, dilatées à la base près de la zone de cisaillement et effilées vers le haut. À leur niveau, l'orthogneiss a été chloritisé (choritisation de la biotite par circulation d'eau) et silicifié.

Ces « chandelles » représentent une troisième voie possible de circulation des fluides et comme les filons de quartz précédents, au sein même des lentilles d'orthogneiss.

Ces filons de quartz et ces chandelles n'étant pas déformés, cela implique que la circulation des fluides s'est poursuivie après la déformation cisailante majeure de l'orthogneiss où la déformation se localise via les fluides (biotites).



### Les 3 voies de migration des fluides supercritiques

*Première voie : entre les lentilles d'orthogneiss, dans les plans de cisaillement  
Les deux autres : au travers des lentilles d'orthogneiss, par les filons de quartz et les « chandelles »*

## Arrêt 4 : Plage des Sabias - Pique-nique





### **Orthogneiss chevauchant les paragneiss sur la plage des Sabias**

On peut remarquer ici que le filon d'amphibolite que l'on a observé à l'arrêt 2 se retrouve inséré entre l'orthogneiss et des paragneiss.

Il occupe donc une position différente. À l'arrêt 2, il était placé au sein même des orthogneiss.

Les paragneiss sombres de la base sont relativement riches en filonnets de quartz très plissotés. On peut y trouver de la staurotide bien rouge et des grenats.

Quant à l'orthogneiss, extrêmement cisailé, il renferme de nombreux filons d'aplite surtout bien développés une dizaine de mètres plus au Sud. Ces filons d'aplite, épais, parallèles aux plans de cisaillement et à la foliation de l'orthogneiss, sont intensément plissés et boudinés (voir les deux photos ci-dessous) ce qui implique que les cristaux de quartz et surtout de feldspath qu'ils renferment étaient ductiles au moment de la déformation et que ces filons devaient se trouver à des températures relativement élevées, de l'ordre de 550 à 600°C pour permettre la ductilité des feldspaths (voir arrêt suivant).

#### **Rappel : différence entre orthogneiss et paragneiss**

Un orthogneiss, comme on l'a dit (voir p. 9), dérive, par métamorphisme, d'une roche magmatique, le plus souvent acide comme par exemple un granite. Au cours de la déformation ductile, à une température supérieure au domaine de ductilité du quartz (~400°), ce granite ou une granodiorite va acquérir une foliation, surface d'aplatissement pour les minéraux comme le quartz mais aussi pour les micas qui se réorientent dans ce plan.

Un paragneiss, lui, dérive au contraire par métamorphisme d'une roche sédimentaire. Et la foliation qu'il présente peut traduire les alternances lithologiques du litage sédimentaire initial de la roche originelle.





### Filons d'aplite boudinés

Les paragneiss de ces zones de cisaillement présentent une richesse minéralogique extraordinaire.

On y a découvert par exemple un paragneiss à cordiérite-gédrite contenant un phosphate de magnésium et de fluor rare : la wagnérite de formule  $Mg_2PO_4F$  (Pitra et al., 2008).

La cordiérite est un tectosilicate de formule  $Al_3Mg_2AlSi_5O_{18}$ . C'est un minéral de métamorphisme plutôt de HT.

La gédrite (de Gèdre dans les Hautes-Pyrénées : nouvelle Commune de Gavarnie-Gèdre) est une ortho-amphibole de formule  $[(Si_6Al_2)O_{22}] (Mg,Fe)_5 Al_2 (OH)_2$ . C'est un minéral asbestiforme c'est-à-dire fibreux utilisé dans l'industrie comme amiante.

Comme le montre sa formule chimique, c'est un minéral riche en Al, Fe et Mg et relativement pauvre en Si.



**Gédrite** (*Échantillon de Hervé DIOT*)



**Gédrite - face polie (Échantillon Hervé DIOT)**

Ces paragneiss à cordiérite-gédrite pourraient tout à fait correspondre à une transformation métamorphique de la paragenèse initiale à staurotide-biotite. En effet, comme le montre le diagramme P-T ci-dessous (figure 9), le domaine de stabilité de la staurotide, représenté en rose saumoné, se situe approximativement entre 550 et 850° pour un intervalle de pression compris entre 2 et 13 kbar. En revanche, celui de la cordiérite est situé juste au-dessous, c'est-à-dire à plus basse pression, et s'étend plus largement vers les hautes températures. C'est bien connu que la cordiérite est un minéral de HT et BP.

*NB : La cordiérite est un excellent thermobaromètre.*

Pour que la staurotide de la paragenèse initiale se transforme en cordiérite, il faut donc une diminution de la pression sans perte notable de température, de l'ordre de 700-800°C.

On constate alors que lorsque cette réaction se réalise, on est au voisinage du liquidus du granite hydraté et donc de la fusion commençante, de l'anatexie.

Y a-t-il eu fusion ici ?

L'analyse pétrographique de ces paragneiss à cordiérite-gédrite a également montré que le caractère grossier du grain et l'absence d'orientation claire pouvaient être liés à une circulation importante de fluides.

Et comme l'analyse chimique de ces mêmes paragneiss a mis en évidence un appauvrissement en Na, K et Ca corrélé à un enrichissement en Al, Mg et Fe, il semble évident que ce sont les fluides aqueux, supercritiques qui ont provoqué le départ de ces éléments avec un peu de silice.



## Arrêt 5 : Plage des Sables Rouis et au-delà !

### Panorama – Etude d'ensemble

Ici, sont bien exposés en bas de falaise et sur l'estran des paragneiss reconnaissables à leur couleur sombre parce que riches en biotite.

Ils sont chevauchés par des orthogneiss plus clairs qui forment l'essentiel de la masse de la falaise.



### Nord de la plage des Sables Rouis

*Paragneiss sombres en bas de falaise et sur l'estran et orthogneiss diaclasé en falaise*

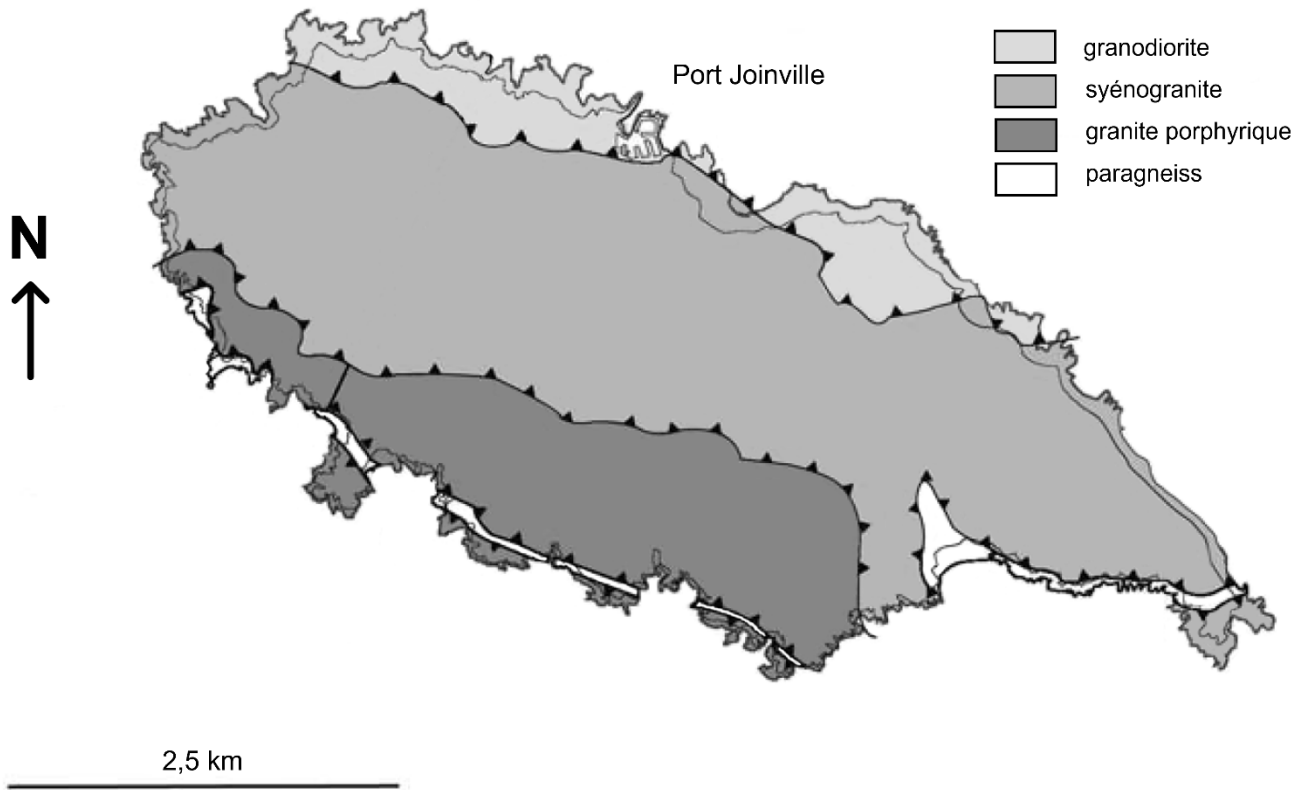
### Les paragneiss

Ce sont en fait les mêmes paragneiss (ou métapélites) que ceux rencontrés à la plage des Sabias (arrêt précédent), de l'autre côté de la Pointe du Chatelet.

On les retrouve aussi en lambeaux tout le long de la côte Sud-Est de l'île (la « côte sauvage ») en position anticlinale jusqu'à l'Anse des Vieilles (voir figure 10).

Il s'agit donc d'une formation paragneissique de grande étendue qu'Hervé Diot a nommée « Complexe paradérivé ».

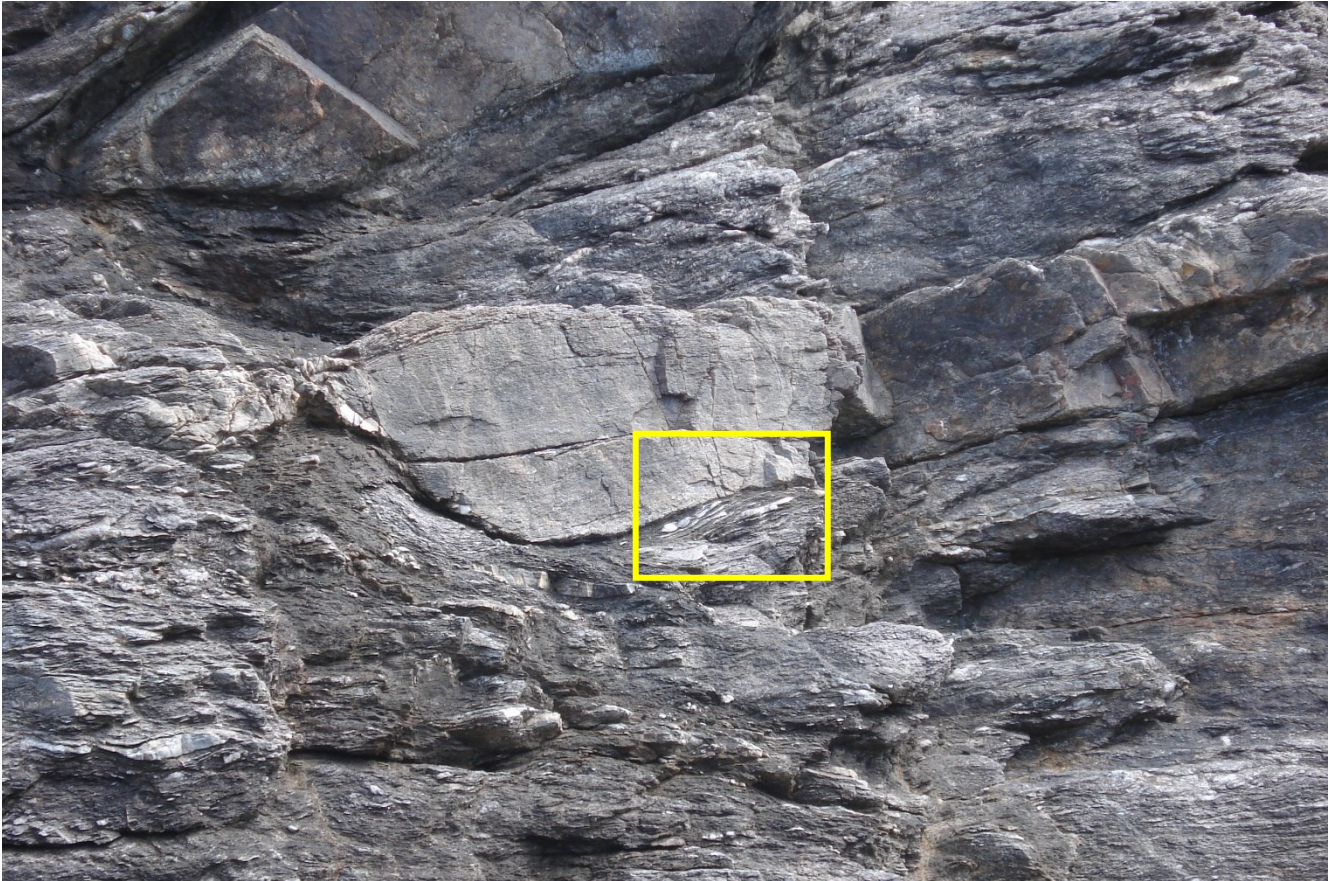
Ces affleurements de paragneiss ne sont donc pas simplement des petites enclaves isolées, disséminées dans l'orthogneiss comme le pensaient B. Semelin et J. Marchand (1984).



**Figure 10 : Carte géologique simplifiée de l'Île d'Yeu montrant l'extension du Complexe paradérivé (= paragneiss)**

Sur la plage des Sables Rouis, les paragneiss sont intensément plissés, plis souvent soulignés par les niveaux de quartz blanc qu'ils renferment.

Ils englobent par endroits des blocs ou plutôt des filons de granite/orthogneiss, plus compétents, qui ont réagi à la déformation en se diaclasant.

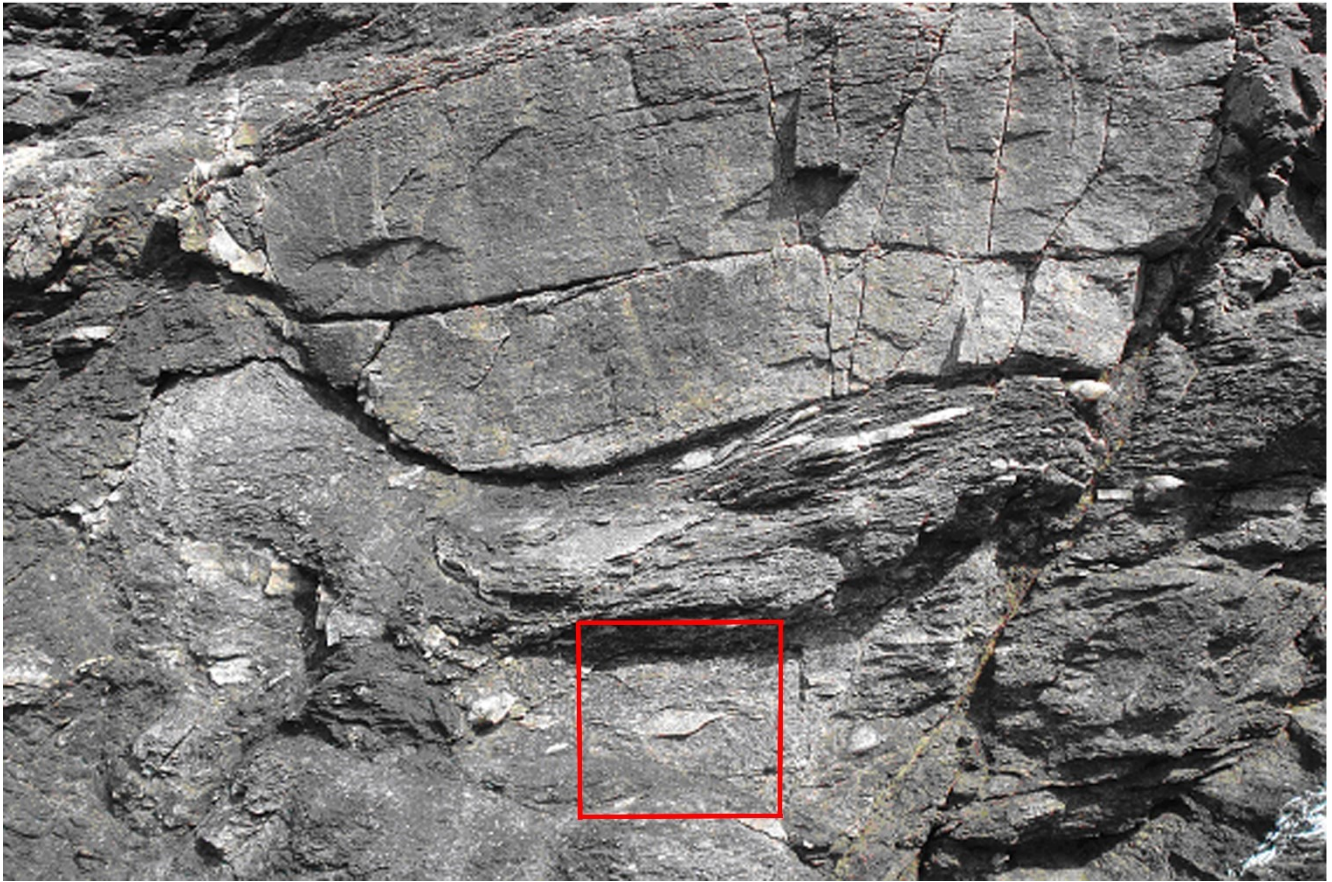


**Paragneiss intensément plissé sous un boudin d'orthogneiss**



**Détail de la photo précédente**

*La déformation du paragneiss, très incompetent, est soulignée par les plis d'entraînement asymétriques des petits filonnets de quartz.*



**« Sigmoïde »**

*Sur la photo ci-dessus, dans le cadre rouge, sous les plis d'entraînement, présence, d'un beau « sigmoïde » de quartz indiquant un cisaillement top vers le Sud et qui pourrait faire penser à un galet.*





**Paragneiss plissé**



**Plis dans un paragneiss mais à grain plus fin**

La formation des paragneiss renferme également à sa base des niveaux conglomératiques, « conglomérats constitués soit de galets de quartz soit de galets de granite (= granodiorite non déformée) enchâssés dans une matrice pélitique métamorphisée à biotite ».

Au sein des paragneiss, on aurait pu également observer un niveau verdâtre d'amphibolites, amphibolites à relier à celles du sill déjà évoqué à l'arrêt 2 et qui ont été lessivées... et qui ont changé de chimisme.

## Origine de ces paragneiss

Les paragneiss du « Complexe paradérivé » dérivent donc par métamorphisme de sédiments de lithologie variée : pélites surtout, dolomies, marnes dolomitiques, conglomérats...

Mais ce qui fait surtout leur originalité est leur richesse, dans les niveaux pélitiques, en minéraux alumineux : staurotide, sillimanite, andalousite, cordiérite, disthène... ce qui leur a valu le nom d'« enclaves hyperalumineuses » (B. Semelin et J. Marchand - 1984).

Ces enclaves ou plutôt ces paragneiss et orthogneiss associés sont ainsi « hyperalumineux » uniquement par transformation métasomatique comme nous l'avons déjà évoqué plus haut.

## Minéraux métamorphiques et conditions du métamorphisme des paragneiss

En descendant la falaise, on peut trouver dans ces paragneiss :

- de gros cristaux trapus, brun sombre de cordiérite  $(\text{Fe,Mg})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_8)$  plus ou moins pinitisée, souvent rassemblés en nodules dans les charnières de plis



**Gros cristal de cordiérite à section hexagonale**



### Nodules de cordiérite pinitisée dans des charnières de plis

- des cristaux aplatis, en baguette et de couleur bleue de **disthène**  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  plus ou moins transformé en **sillimanite** (son polymorphe) blanche.



**Baguette de disthène dans du quartz filonien**

NB : On aurait pu trouver aussi de la **staurotide**  $([\text{SiO}_4]\text{Al}_2\text{O})_2\text{Fe}(\text{OH})_2$ .

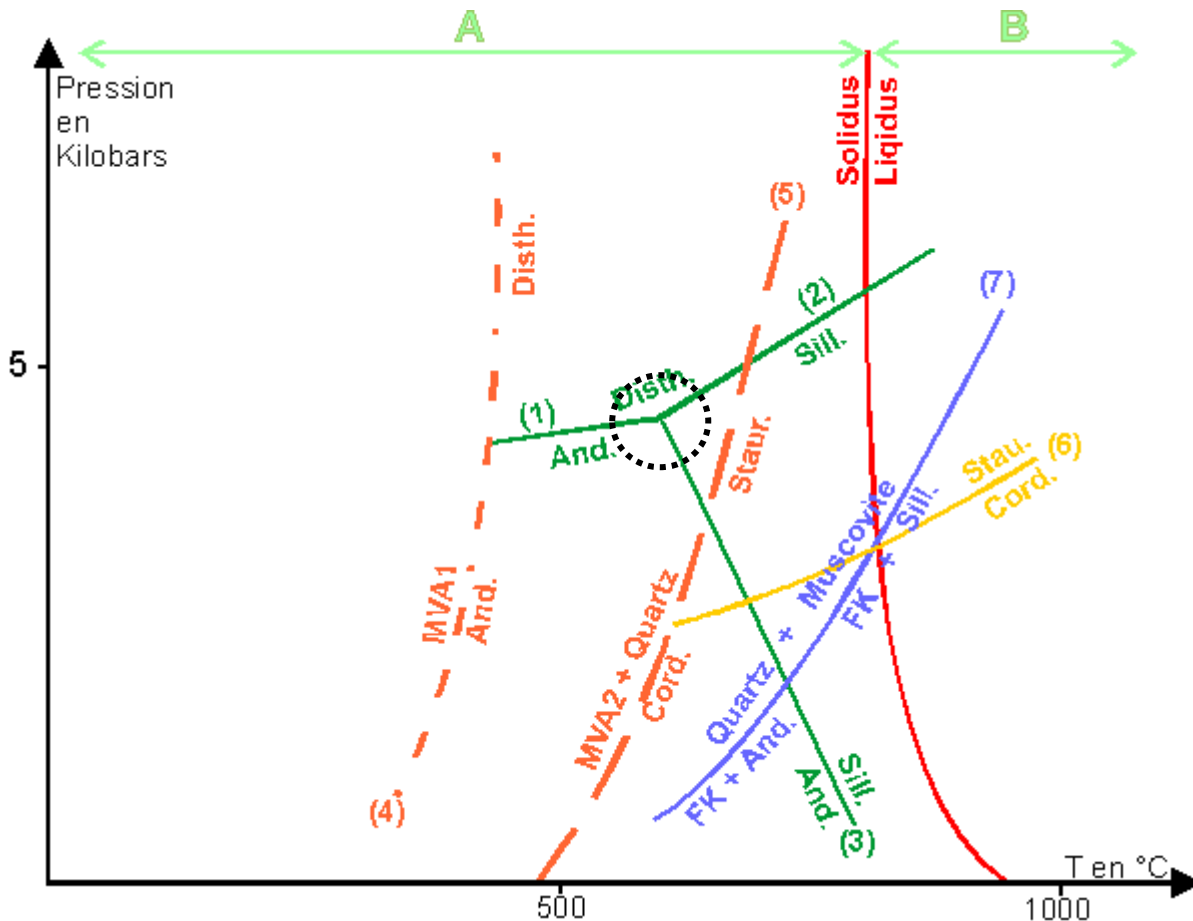


**Galet renfermant une association de sillimanite blanche,  
de disthène bleu et d'andalousite rose**

*(Échantillon récolté près de Vieux Château - arrêt 5 - Photo Hervé Diot)*

Si l'on examine le diagramme P-T ci-dessous (figure 11) qui représente les domaines de stabilité des minéraux alumineux précédents, on constate que la présence quasi-simultanée du disthène, de la sillimanite, de l'andalousite, de la cordiérite et de la staurotite implique des conditions de température de l'ordre de 550-600°C et de pression voisines de 3 à 4 kbar.

On est en fait au voisinage du point triple des 3 polymorphes : disthène, sillimanite et andalousite.  
On est dans le faciès amphibolite.



**Figure 11 : Domaines de stabilité pour les minéraux des roches métapélitiques**

*MVA : argiles And : Andalousite Disth : Disthène Sill : Sillimanite  
Cord : Cordiérite Stau : Staurotide FK : Feldspath potassique*

— Courbe Solidus du granite hydraté : début de fusion partielle (Anatexie)



Point triple des 3 polymorphes : And, Disth et Sill

Comme on l'a déjà dit, du fait de leur extension, les paragneiss ne sont pas de simples « enclaves hyperalumineuses » dispersées au sein de la masse des orthogneiss. Ces paragneiss représentent en fait l'encaissant même des orthogneiss.

Il s'agit par conséquent d'une véritable formation sédimentaire qui pourrait être :

- ou bien celle dans laquelle s'est mis en place le protolithe de la granodiorite il y a 530 Ma et donc d'âge anté-Cambrien,
- voire une formation sédimentaire qui s'est mise en place au toit de la granodiorite érodée puisqu'elle contient des conglomérats issus même de l'altération de celle-ci (ce qui implique que la granodiorite était à la surface) et qui a été chevauchée lors des épisodes de raccourcissement associés à l'orogénèse varisque.

Une deuxième observation sur le terrain permet d'avoir une idée de la température à laquelle a eu lieu ce métamorphisme.

Les paragneiss sont en effet relativement riches en filonnets de quartz très plissotés.

Le quartz est donc passé dans le domaine ductile pour se déformer ainsi plastiquement, s'étirer en rubans qui vont aussi se plisser.

Pour rendre le quartz ductile, il faut une température supérieure à 400°C. L'eau bien présente dans les paragneiss comme nous l'avons vu, abaissera même cette température.

Le feldspath est lui plus résistant à la déformation ; il ne devient ductile que pour des températures de l'ordre de 550-600°C.

L'arrêt précédent de la plage des Sabias a montré que les filons d'aplite inclus dans les paragneiss sont intensément plissés.

⇒ On peut donc estimer la température du métamorphisme, d'après l'observation de la déformation des minéraux, dans une fourchette entre 400 et 600°C.

## Les orthogneiss de la croûte chevauchante

Ici encore, ils présentent un débit net en forme de lentilles, de ballons de rugby plus ou moins volumineux comme entr'aperçu aux arrêts précédents.

Sur les deux photos suivantes, on voit très bien, entre les lentilles d'orthogneiss, les niveaux très sombres de biotitite, peu épais (quelques centimètres d'épaisseur), presque noirs.

Lorsqu'ils sont à l'affleurement, ils forment de véritables surfaces planes ou légèrement bombées, lisses dans la foliation de l'orthogneiss.



**Débit en grosses lentilles vers la plage de Ker Daniau (Nord de la plage des Sables Rouis)**

*À droite, deux gros ballons de rugby d'orthogneiss diaclasé superposés et séparés par un niveau à biotitite dans le plan du cisaillement*





### **Surface noire de biotite à la surface d'une lentille d'orthogneiss**

Sur toute la hauteur de la falaise, ces niveaux à biotite s'anastomosent formant un véritable lacis.

L'orthogneiss est à gros grains. Il renferme de nombreuses inclusions basiques de forme plutôt ovoïde. On peut également y trouver du **disthène**.



**Enclave basique ovoïde dans un orthogneiss à gros cristaux**



## **Cristal de disthène dans un filonnet de quartz issu des transformations métasomatiques dans l'orthogneiss**

### **Conclusion :**

Les orthogneiss et les paragneiss ont subi les mêmes déformations cisailantes à peu près dans les mêmes conditions de T° et de P, voisines du point triple des silicates même si localement, la fusion anatectique a pu être atteinte (voir arrêt 6).

Les premiers présentent souvent des quartz en lentilles fuselées, preuve que la granodiorite, passée à l'état ductile, a été intensément cisailée, étirée à chaud. Les seconds ont aussi été intensément déformés ductilement (faux galets de quartz) et plissés.

Leurs plans de foliation coïncident plus ou moins et se superposent aux grands plans de cisaillement.

Tout cela ne peut relever que d'une seule et même cause ; c'est la même déformation à valeur régionale (cisaillement top vers le Sud) qui a transformé le protolithe de l'orthogneiss (granodiorite et granites) et le protolithe sédimentaire respectivement en orthogneiss et paragneiss.

Pour Hervé Diot, cette série sédimentaire peut être interprétée dans son ensemble comme l'encaissant propre du protolithe des orthogneiss (granodiorite, granite), voire comme étant issue du démantèlement de ce protolithe et non pas comme une enclave dans celui-ci.

Compte tenu des cisaillements et de l'épaississement crustal associé à la phase d'orthogneissification, il est concevable que la masse des orthogneiss soit venue chevaucher son propre toit lors de l'épaississement crustal à vergence Sud. La proportion très importante de niveaux surmicacés dans cette série sédimentaire a pu jouer le rôle de couche savon lors de ce chevauchement.

## Arrêt 6 : Le vieux château



### Le vieux château

Du fait de l'existence d'une zone de décrochement située à l'Ouest du Château, vers l'Anse du Jar, ce que l'on va observer ici correspond à ce que l'on pourrait observer au large de la Pointe du Châtelet.

#### 1- Description de l'affleurement

La surface observée sur la photo ci-dessous est horizontale ; c'est le sol que l'on voit de dessus ! Et ce qui affleure est une lentille d'orthogneiss mais ici vue en coupe transversale.



lentille d'orthogneiss  
de forme fuselée

zone de  
cisaillement  
dressée  
verticalement

Cela est vérifié quand on examine les zones de cisaillement qui la délimite. Moins riches en biotites qu'à la Plage des Sables Rouis, ces zones de cisaillement montrent un pendage pratiquement vertical. En certains endroits, elles forment même comme de véritables « lames de rasoir » en relief sur lesquelles il est pratiquement impossible de marcher sans se tordre la cheville.

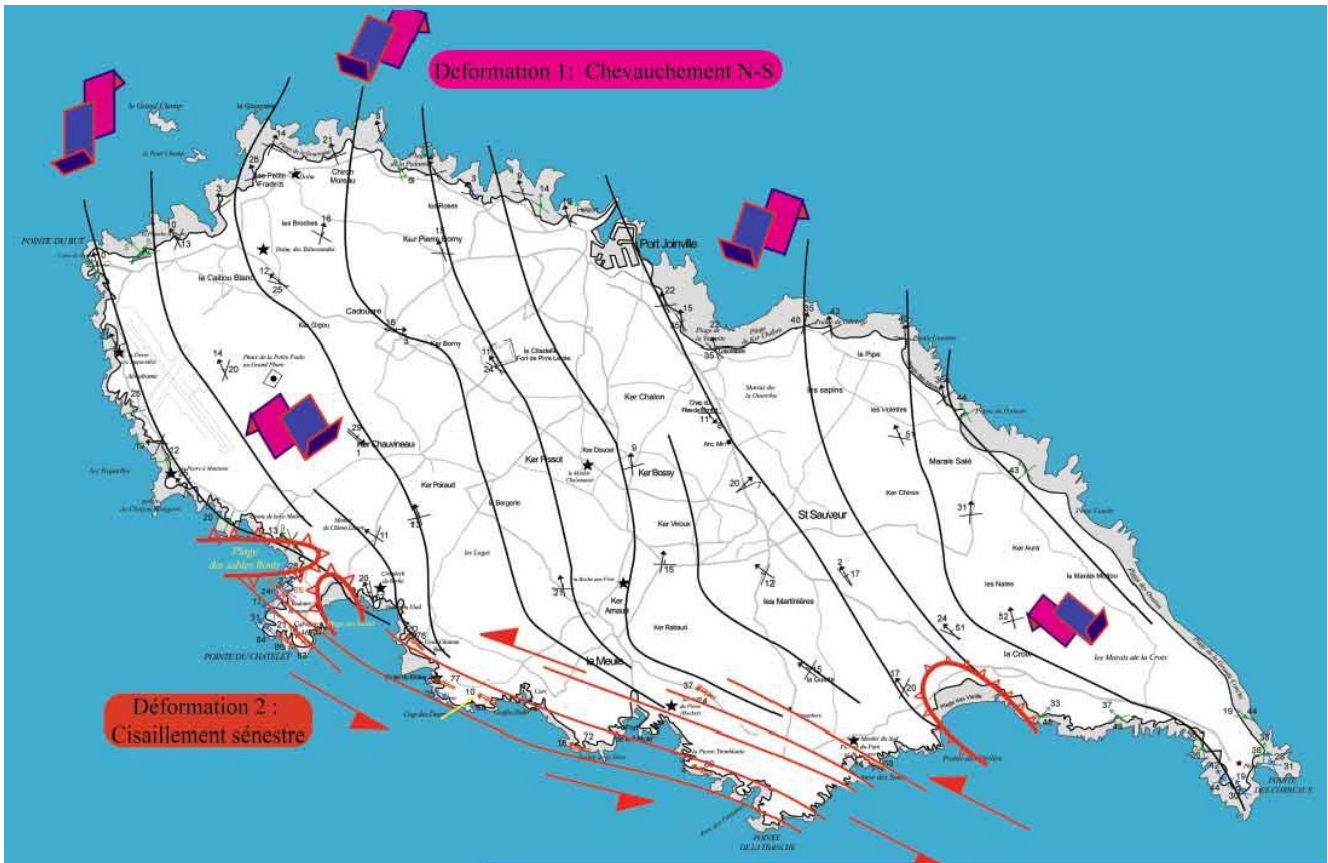




C'est une observation que l'on peut d'ailleurs généraliser ; l'orthogneiss se « verticalise » au Sud de l'île, selon une direction N110° depuis l'extrémité Sud de la pointe du Châtelet, près du Calvaire des Marins jusqu'à l'Anse des Sous.

C'est cette particularité qui, entre autres, a valu à ce secteur méridional de l'île la dénomination de « Série verticale du Port de la Meule », nom donné par G. Mathieu (1945).

Il s'agit d'une large zone de cisaillement, subverticale, jouant en senestre et qui vient se surimposer à la déformation en chevauchement N-S que l'on a rencontrée tout au long de la journée (voir figure 12 ci-dessous). Elle serait datée du Carbonifère supérieur, aux alentours de 300 Ma.



**Figure 12 : Carte des déformations (Document Hervé Diot)**

Bien remarquer au Sud de l'île le sens opposé des flèches traduisant le cisaillement senestre.

En quelques endroits, l'orthogneiss présente de gros grenats centimétriques, en relief sur l'affleurement du fait de leur dureté.





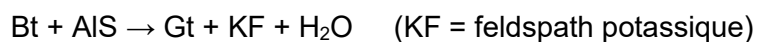
**Grenat en relief**



### Orthogneiss à grenat

Autour des zones à grenat, la biotite est absente.

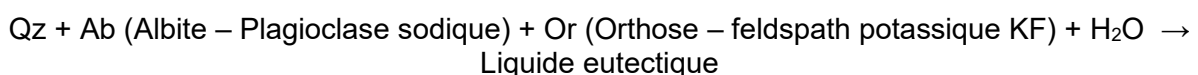
Cela s'explique de la façon suivante : c'est la biotite qui s'est en fait transformée en grenat en réagissant avec un silicate d'alumine (AIS) selon l'équation chimique :



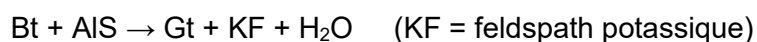
C'est une réaction métamorphique de déstabilisation de la biotite que l'on peut en effet observer dans la formation de certaines granulites. Selon la pression, le produit de la réaction sera la cordiérite (à basse pression) ou le grenat (à plus haute pression).

Le point important à noter est que la biotite est un minéral hydroxylé, qui contient de l'eau alors que le grenat est un minéral anhydre. Cette réaction libère par conséquent de l'eau d'où la réaction dite de « fusion fluide absent » puisque cette eau issue de la roche elle-même sera déterminante pour faire fondre le granite lors de ces transformations.

Cette eau va rester sur place dans l'orthogneiss et faire fondre un peu de son quartz et de ses feldspaths selon la réaction :



Le feldspath potassique KF issu de la réaction :



passera directement dans la phase fondue. Le grenat, quant à lui, a valeur de « restite », c'est-à-dire de résidu réfractaire à la fusion.

**Il y a donc fusion partielle (anatexie) et très localisée de l'orthogneiss grâce à la déshydratation de la biotite.** Les géologues parlent ainsi de fusion-déshydratation ou encore de « fusion - fluide absent ».

Le liquide de fusion ne va pas se séparer de la phase restée solide : il n'y a pas de ségrégation liquide-solide bien visible ici. Il va refroidir sur place pour donner des petits amas de pegmatite.



**Pegmatite dans l'orthogneiss**

Toutefois, ce liquide peut migrer et il sera à l'origine de pegmatites riches en cordiérite par exemple. Et dans ces secteurs, il n'est pas rare de trouver des concentrations exceptionnelles de silicates d'alumine sous la forme de « poches » de belle taille où sillimanite, andalousite et disthène plus cordiérite vont coexister.



**Boule de sillimanite**

*Les filons métasomatiques de sillimanite sont issus des biotitites reprises dans le domaine vertical du Sud de l'île où la migmatisation apparaît.*

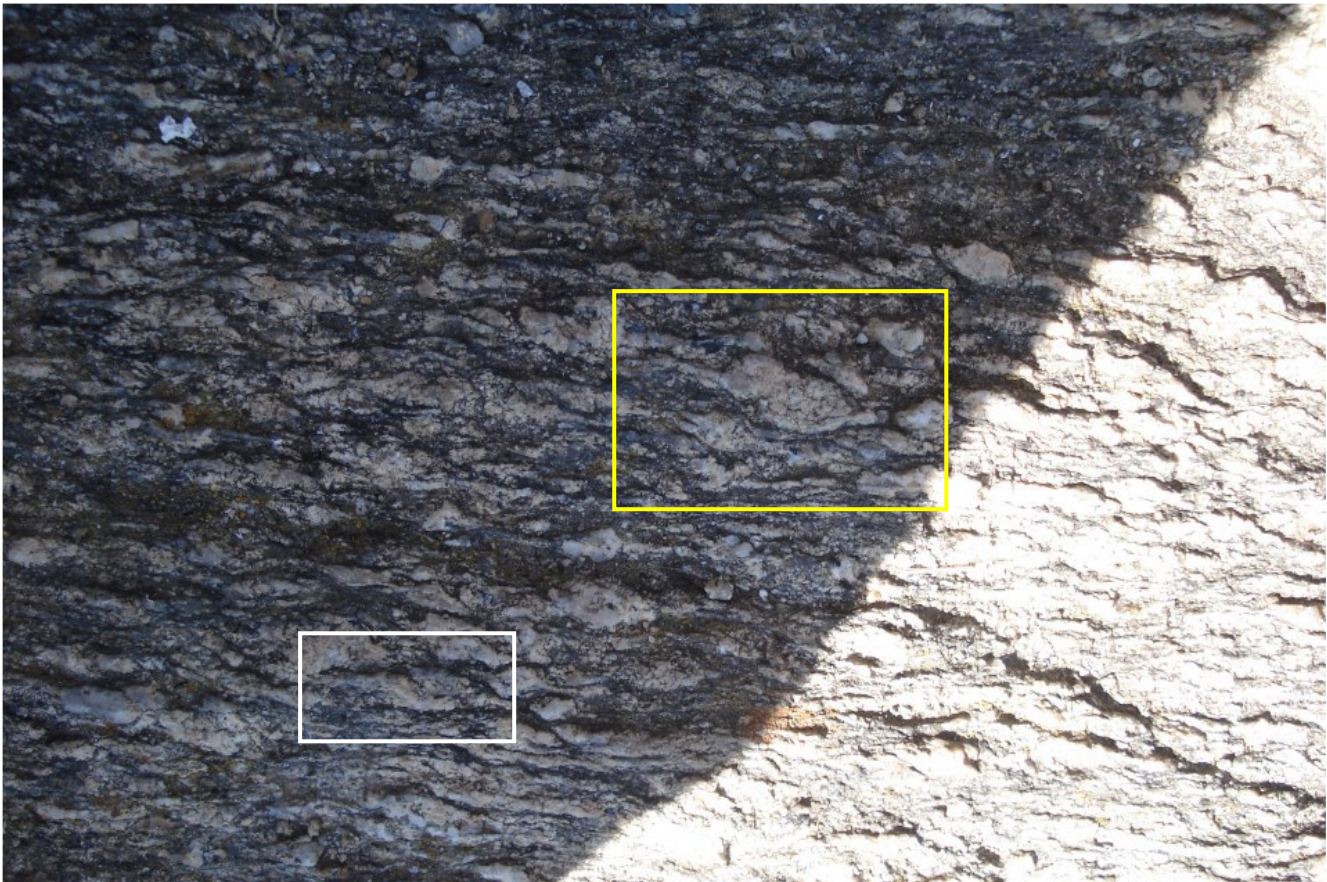


**Galet renfermant une association de sillimanite blanche, de disthène bleu  
et d'andalousite rose**  
*(Échantillon Hervé Diot)*

## 2- Complexité de la « Série verticale »

Le Port de La Meule appartient à la « Série verticale » du Sud de l'île.  
Dans l'orthogneiss du Port de La Meule, près du phare, les cristaux de feldspath sont très étirés (photo ci-dessous).

Certains montrent de façon évidente deux queues traduisant un cisaillement dextre d'orientation Est-Ouest (cadre jaune) et d'autres, deux queues traduisant au contraire un cisaillement senestre toujours de direction Est-Ouest (cadre blanc).



### **Asymétries opposées des cristaux de feldspath**

En d'autres points de la « Série verticale », les asymétries sont au contraire identiques et indiquent un cisaillement senestre.

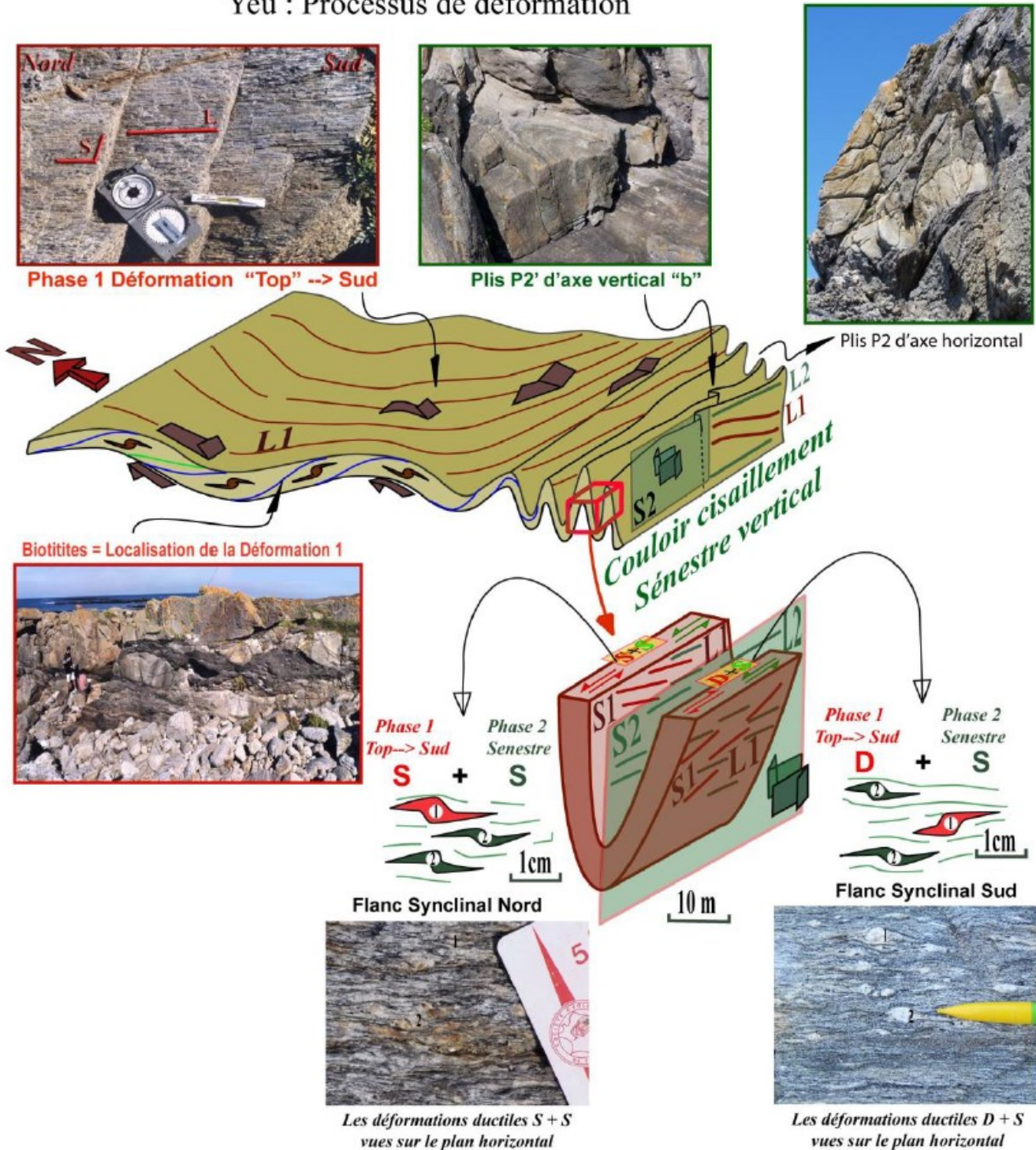
### **3- Interprétation**

La « Série verticale » est en fait une zone intensément plissée, qui a donc été fortement comprimée verticalement selon une direction Nord-Sud, et en même temps cisailée en senestre selon une direction Est-Ouest.

À la première déformation (phase1) responsable de la linéation L1 et du cisaillement top vers le Sud observés à l'arrêt 1 et qui a intéressé l'ensemble de l'île, a donc succédé une deuxième déformation (phase 2), avec plissement vertical et cisaillement senestre, qui elle, n'a affecté que sa partie Sud.

Considérons ce qui va se passer dans le cube rouge (figure 13) c'est-à-dire au niveau d'un synforme au Sud de l'île et qui va être cisailé de manière senestre selon le plan vertical S2.

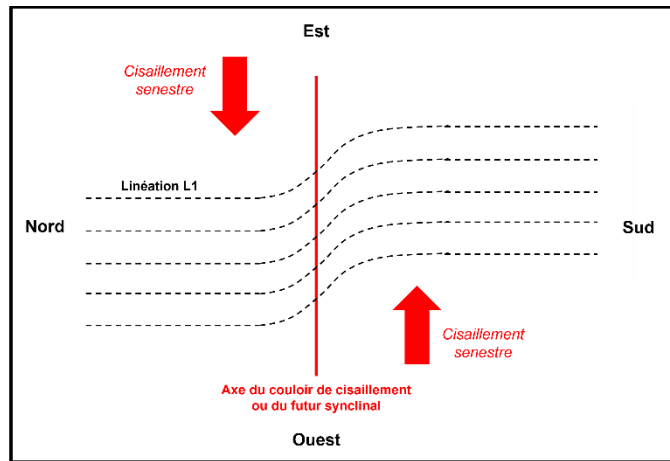
## Yeu : Processus de déformation



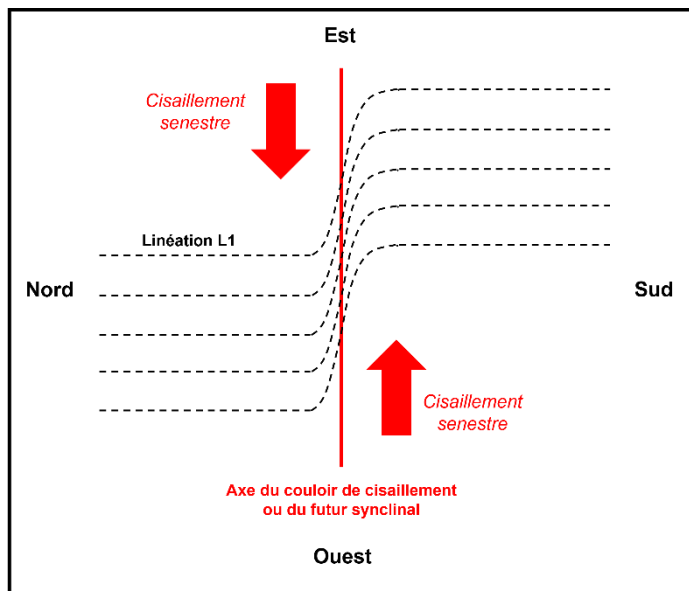
**Figure 13 : Processus de déformation sur l'île d'Yeu (Document Hervé Diot)**

- Raisonons dans un premier temps dans un plan, sans faire intervenir le plissement en synclinal.

Du fait du cisaillement vertical Est-Ouest, la linéation L1 des orthogneiss va être déformée au niveau du couloir de cisaillement comme le montre le schéma ci-dessous.



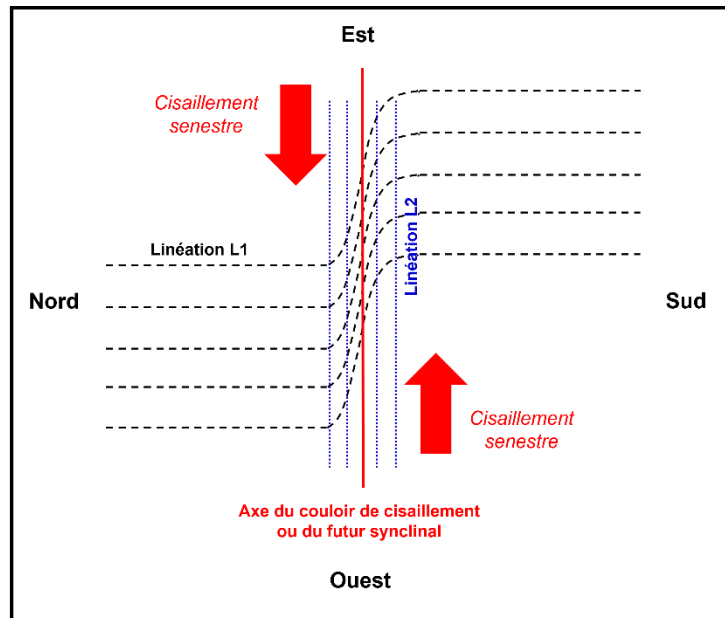
A ce stade la linéation L1 va être déviée selon une direction générale NO-SE.  
 Si le cisaillement est intense, la linéation L1 peut même se paralléliser à l'axe du couloir de cisaillement.



**La linéation L1 peut se paralléliser à l'axe du couloir de cisaillement pour un fort cisaillement senestre**

En fait, dans le même temps, ce cisaillement senestre est accompagné d'une compression Nord-Sud ce qui induit un nouveau plan de foliation et des plis d'axes Est-Ouest subhorizontaux dans le cisaillement vertical. Cela va se traduire par l'apparition d'une nouvelle linéation d'étirement L2 sur les flancs des plis qui va se confondre ou sera très proche de la linéation L1 d'où la difficulté d'interprétation des structures consécutives aux deux déformations : le cisaillement top vers le Sud puis le cisaillement vertical senestre.



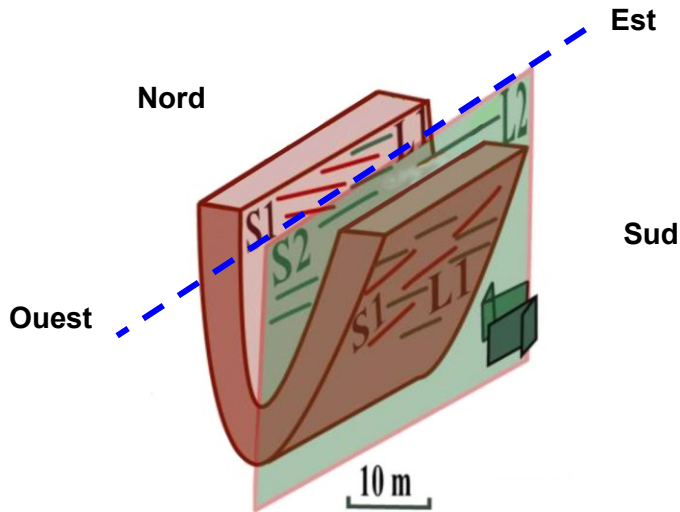


**Linéations L1 et L2 pratiquement confondues au niveau du couloir de cisaillement (vue de dessus)**

- Ployons maintenant la feuille ci-dessus pour reproduire le synclinal issu de la compression.

On constate alors que la linéation L1 est déviée en plongeant vers l'Est sur le flanc Nord du synclinal. Et si le cisaillement senestre vertical est important, elle va même avoir tendance à se paralléliser à l'axe du synclinal et à s'horizontaliser.

Sur le flanc Sud du synclinal, ce sera la même chose à l'exception près que son plongement se fera légèrement vers l'Ouest.



**Sur le flanc Nord du synclinal, la linéation L1 (en marron) plonge vers l'Est ; sur le flanc Sud, elle plonge vers l'Ouest.**

*La L1 est représentée en marron, la L2 en vert.*

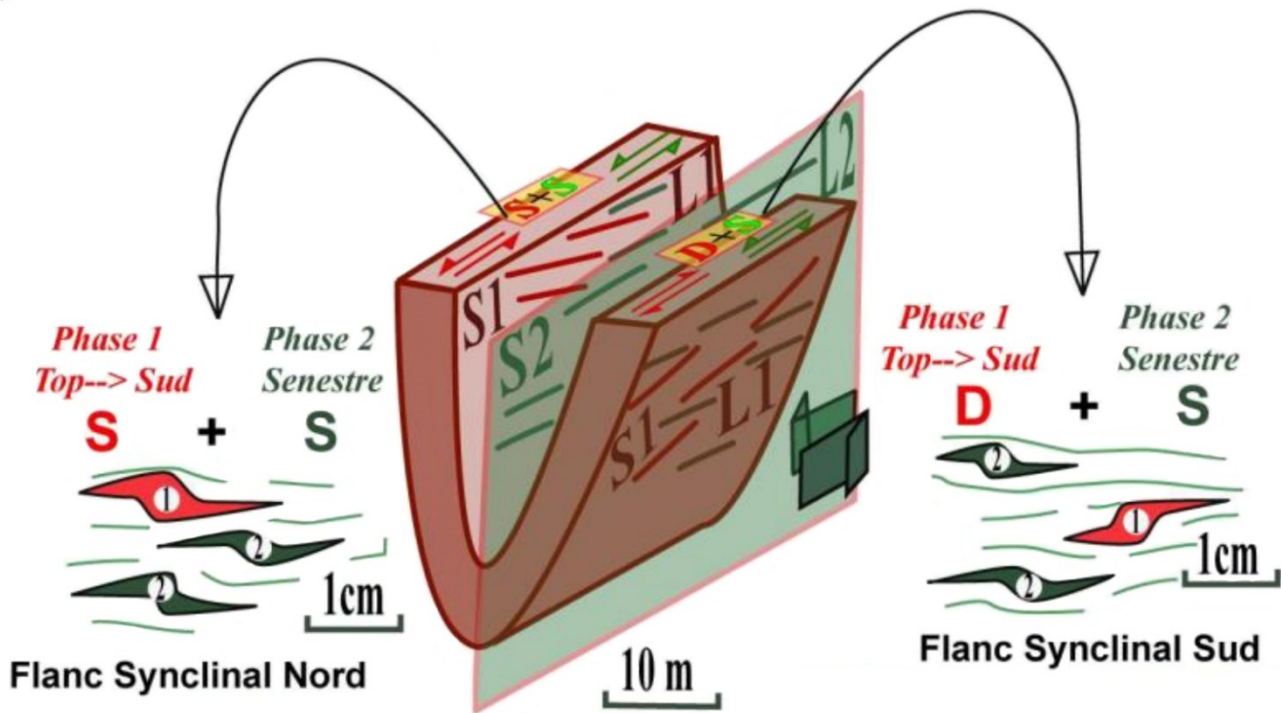
Sur la figure ci-dessous, sur chacun des deux flancs du pli synclinal, sont également représentés par un couple de flèches en rouge le sens de cisaillement associé à la phase 1 de déformation donc à L1 et par un couple de flèches vertes le sens du cisaillement lié à la phase 2.

On constate alors que les sens des cisaillement liés à la phase 1 (en rouge) et à la phase 2 (en vert) sont identiques et senestres sur le flanc Nord du synclinal et inverses, dextre et senestre pour le flanc Sud du synclinal par rapport au plan axial vertical du pli.

En conséquence :

- sur les flancs Nord, toutes les asymétries sont identiques et soulignent un sens de cisaillement général senestre (phases 1 et 2 senestres),
- sur les flancs Sud, elles sont au contraire opposées, dextre (phase 1) et senestre (phase 2).

**Au Port de la Meule, on doit se trouver sur le flanc Sud d'un pli synclinal.**



Sur cette figure on peut représenter **ici en rouge** les sens de cisaillement associés à L1, respectivement sur chacun des flancs du pli et constater que les sens de cisaillement de L1 seront inversés par la plicature imposée par le pli et seront tantôt dextre ou senestre rapportés au plan vertical qui correspond au plan axial du pli. En vert, nous représentons le résultat du cisaillement senestre de la bande déformée Sud de l'île et bien entendu les sens de ce cisaillement seront identiques de part et d'autre du pli, c'est-à-dire tous deux senestres. **Si bien que le résultat de terrain montre tantôt l'association en roche de sens de cisaillement soit opposés, soit identiques selon que l'on se place sur un flanc ou l'autre du pli.**

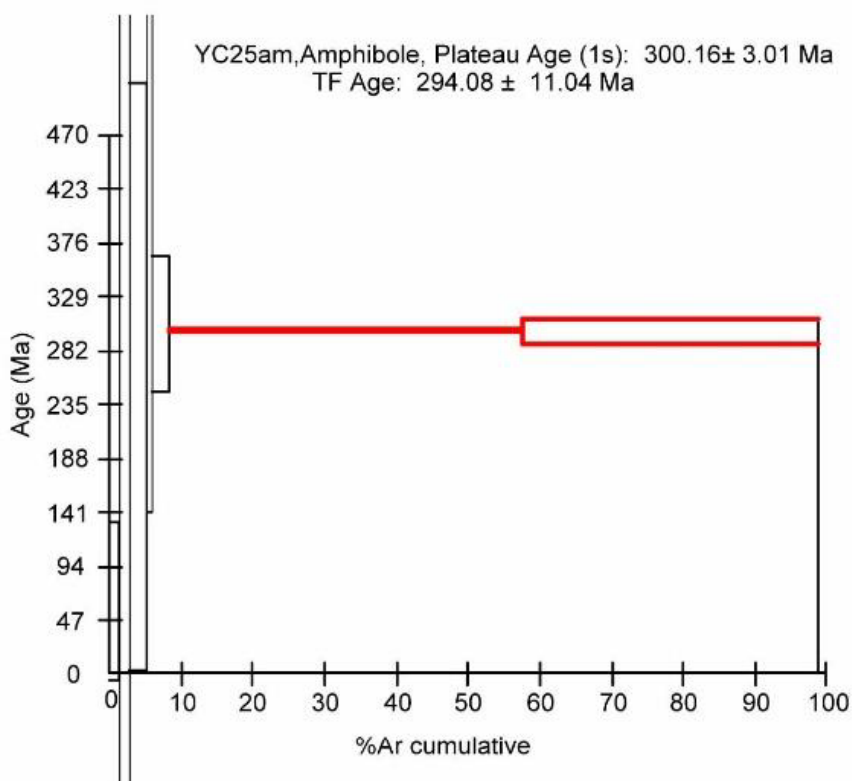
Hervé Diot

## Âge de la déformation ductile par la méthode K-Ar et $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Valérie Bosse)

Afin de répondre à la question de l'âge des transformations métamorphiques, deux échantillons types ont été analysés, hors du couloir de migmatisation à l'est du Vieux Château - La Meule : il s'agit d'un échantillon d'amphibolite échantillonné près des pistes de l'aéroport et de biotites prélevées dans le Complexe paradérivé riche en biotite des sables Rouis.

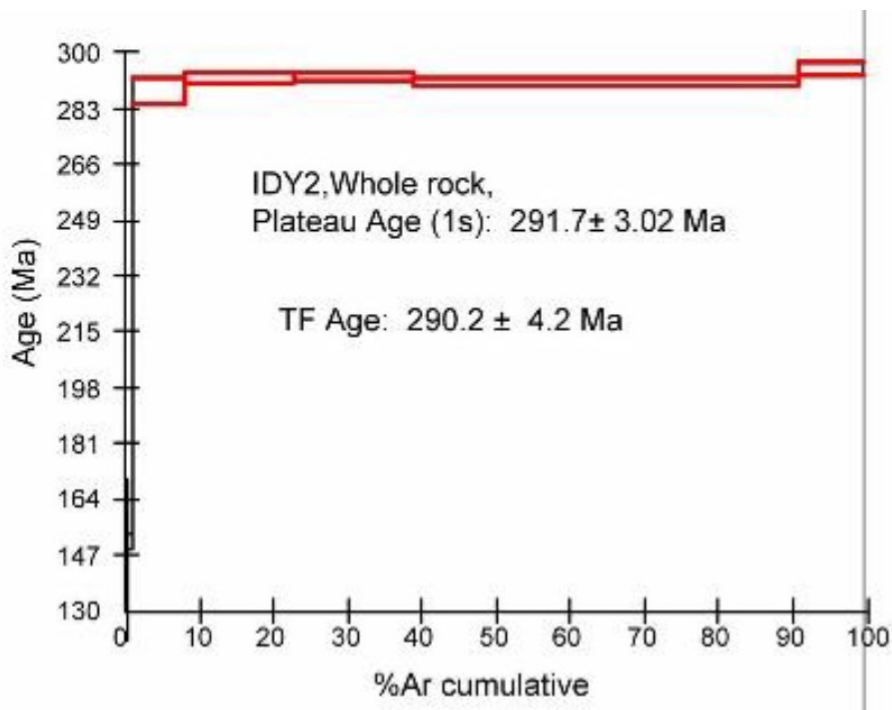
Les analyses ont porté sur les minéraux séparés, amphibole et biotite.

- **L'amphibole** donne un âge plateau de  $300,2 \pm 3,0$  Ma (figure 14). Chaque rectangle correspond à une étape de dégazage. Il est d'autant plus large que la quantité d'argon  $^{39}\text{Ar}$  est importante. Cet âge doit correspondre à la fermeture du système K-Ar dans l'amphibole qui se fait aux alentours de 500-550 °C.



**Figure 14 : Âge plateau de l'amphibole**

- **Pour la biotite**, l'âge plateau est très bien défini à  $290.2 \pm 4.2$  Ma (figure 15). La température de fermeture du minéral est beaucoup plus basse, vers 300 °C.



**Figure 15 : Âge plateau de la biotite**

Ces âges correspondent donc à la fermeture des systèmes mais n'ont pas de rapport précis avec les phases de déformation. Ils signifient que les amphibolites de l'aéroport étaient à 500/550° à 300 Ma et les biotites à ~300° vers 290 Ma. Il s'agit d'un âge tout à fait compatible avec les âges de refroidissement vers 310 Ma de Goujou (1992).

L'âge réel de la déformation ductile (orthogneissification des granites) peut être estimé à partir des informations recueillies sur le continent et il convient alors d'interpréter les différentes phases qui se sont succédé en Vendée littorale.

- L'événement ductile majeur (orthogneissification) reconnu au Sud des Sables d'Olonne par Cannat et Bouchez (1986) précède en termes de déformation la mise en place des nappes à vergence Ouest non visibles sur l'île d'Yeu, ainsi que la migmatisation et la mise en place du granite des Sables d'Olonne (encore appelé « granite du Puits d'Enfer ») visible au Nord de La Chaume (Anse de Chaillé) et qui reprend le faciès orthogneissifié.

- Cette mise en place des nappes ou exhumation des roches de HP (Bois-de-Céné - Île Dumet - Groix) est datée du Dévonien moyen (Faure 1987, in Béchenec *et al.* 2008).

- L'épisode épaississant qui précède, responsable du métamorphisme de HP au sein du Complexe des Essarts-Mervent pourrait tout à fait correspondre à l'orthogneissification des granites Yeu - Noirmoutier - Estuaire de la Vilaine. Ce métamorphisme de HP a été daté à 395 ± 6 Ma donc de l'Eifélien (Dévonien moyen) par la méthode Th- U/Pb sur monazite sur des paragneiss et orthogneiss de l'Unité des Essarts (V. Bosse *et al.* (2024).

- Certains faciès de granite du Bas Bocage Aizenay (335 ± 5 Ma) enclavent également des orthogneiss qui pourraient se rattacher à cet épisode.

On peut aussi comparer les âges de ces déformations avec celle à vergence Sud au sein des nappes du Sud du Massif Central (Saint-Sernin-sur-Rance, Saint-Salvi-de-Carcavès) vers 380 Ma (?) suivies à 350 Ma, par une déformation vers l'Ouest au sein de ces mêmes nappes (Faure *et al.*, 2009).

## Chronologie possible des événements

### Orogenèse cadomienne avec :

1- Mise en place du massif granodioritique de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne, à la fin de l'orogénèse cadomienne, à 530 Ma, en profondeur (5-10 km) dans un encaissant d'âge Briovérien.

Dans quel contexte : extension post-orogénique, volcanisme d'arc ?

2- Erosion de la chaîne cadomienne et mise à l'affleurement du massif granodioritique et de son encaissant au Cambrien moyen

3- Erosion du massif granodioritique et de son encaissant.

On serait peut-être alors, à la fin du Cambrien et début de l'Ordovicien, en bordure du rift continental qui va donner naissance à l'Océan Centralien, entre l'ensemble Ibéria-Armorica-Massif Central au Nord et le Proto-Gondwana au Sud.

En Vendée, ce rifting se manifeste par le volcanisme bi-modal au niveau du Synclinal de Chantonay et du Bas-Bocage vendéen.

4- Océanisation = formation de l'Océan Centralien. La marge Nord du Proto-Gondwana qui comprendrait le massif granodioritique de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne est ainsi débitée en blocs basculés qui reçoivent des sédiments syn puis post-rift. Ils pourraient constituer l'encaissant futur des orthogneiss de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne.

5- Fermeture de l'Océan Centralien, l'unité de HP des Essarts en étant la suture actuelle, au début du Dévonien par subduction de la marge Nord du Proto-Gondwana sous la plaque Ibéria-Armorica-Massif Central : éclogitisation de la croûte océanique à  $395 \pm 6$  Ma en Vendée (V. Bosse et Gaston Godard - 2024) et entre 420 et 400 Ma dans le Bas-Limousin.

6- Orogenèse varisque - Collision continentale entre le Proto-Gondwana au Sud et la plaque Ibéro-Armorica-Massif Central au Nord

On peut alors imaginer qu'au moment de la formation du prisme orogénique, la marge Nord du Proto-Gondwana, avec les granodiorites de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne maintenant métamorphisées en orthogneiss dans le faciès barrovien, soit venue chevaucher vers le Sud l'autochtone (relatif ?) du Bas-Bocage vendéen, ses failles normales jouant en tant que failles inverses...

### Migmatisation et mise en place du granite des Sables d'Olonne ?

#### Mise en place des nappes vers 380 Ma :

- la nappe des Porphyroïdes de Saint-Gilles - Estuaire de la Vilaine
- puis au-dessus, la nappe des schistes à glaucophane de Groix-Île Dumet-Bois-de-Cené

Toutes ces nappes viennent chevaucher vers le Sud le prisme orogénique.

**Par leur poids, elles auraient déformé et surtout cisailé ductilement les orthogneiss de l'Île d'Yeu - Noirmoutier - Les Sables d'Olonne, toujours relativement chauds. Importance alors des liquides supercritiques.**

**Y a-t-il eu une anatexie importante ? Contemporanéité avec les granites du Bas-Bocage vendéen datés d'environ 330 Ma ?**

**7- Cisaillement vertical senestre Est-Ouest du Sud de l'Île d'Yeu qui serait dû à un réajustement des « blocs » en fin d'orogénèse. Date ? A-t-il été important ?**

**8- Refroidissement des orthogneiss**

**9- Tout est terminé vers 300 Ma.**

**Article de Hendrik Vreken**

**Relecture de Hervé Diot**

**Photographies de Dominique Loizeau, Jean Chauvet et Josiane Vreken**

## **Bibliographie**

- les nombreux documents de Hervé Diot

- Semelin, B. et Marchand J. (1984) - « Découverte d'enclaves hyper-alumineuses dans l'orthogneiss de l'Île d'Yeu ». *C. R. Acad. Sci. Paris, Série 2*, 299, p. 633-638.

- Sassier C., Boulvais P., Gapais D., Capdevila R. et Diot H. (2006) - « From granitoid to kyanite-bearing micaschist during fluid-assisted shearing (Ile d'Yeu, France) ». *International J. of Earth sciences*, Vol. 95, pp. 2-18.

- « Les grandes lignes de la Vendée » - G. Mathieu, 1958

- Pitra P., Boulvais P., Antonoff A., Diot H. (2008) - « Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss: Witness of long-term fluid-rock interaction in the continental crust (Ile d'Yeu, Armorican Massif, France) ». *American Mineralogist*, 93: 315-326.

- Goujou J.C. (1992) - « Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique Varisque sur l'encaissant épi à mésozoïque de Vendée ». BRGM Editions, 216 p.

Crevola G. et Crevola C. (1987) Développement d'orthomicaschistes dans des zones de cisaillement ductile au sein d'orthogneiss : exemples pris dans le Massif des Maures (France du Sud-Est). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série II, p. 913-918, 1987 913.

Goujou J.C., Debrand-Passard S., Hantzpergue P. et Lebrat P. (1994) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Les Sables d'Olonne - Longeville (584) + notice explicative 95p. BRGM.

Ters M., Gabilly J. (1986) - Carte géologique France (1/50.000), feuille Les Sables-d'Olonne - Longeville (584). Orléans : BRGM. Notice explicative par Goujou J.-C., Debrand-Passard S., Hantzpergue P., Lebreton P., Blouin J.-P., Callier L., Chantraine J., Colet T., Roy C. (1994), 95 p.

Bosse V., Godard G., Devidal J.-L., Mallens J. et Shea T. (2024) : « Two metamorphic cycles recorded by monazite 1 in eclogite-facies gneisses (Southern Armorican Massif, France) : A Cambro-Ordovician continental crust involved in eo-Variscan subduction » - BSGF - Earth Sciences Bulletin, sous presse, 2024

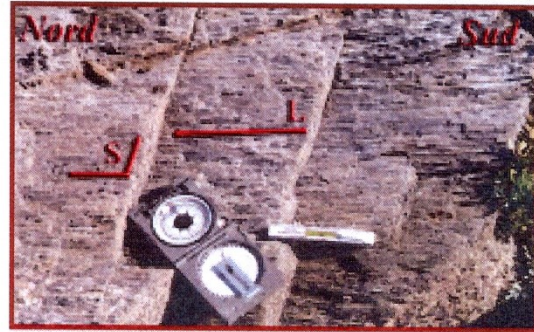
Guillou H., Scao V., Nomade S., Platevoet B. et Blamart D. (2017) : « De la justesse des âges K-Ar : exemple de la datation de deux dômes trachytiques du Gölcük (Turquie) ». Quaternaire – Volume 28, numéro 2 - lien : <https://journals.openedition.org/quaternaire/7975>



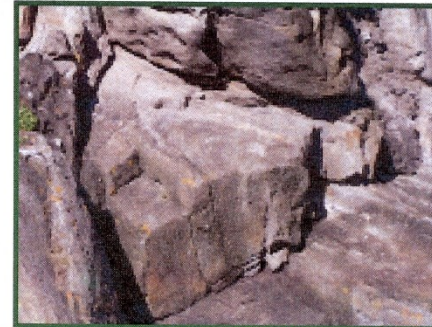


# Synthèse des observations

Yeu : Processus de déformation



Phase 1 : Déformation "Top" → Sud

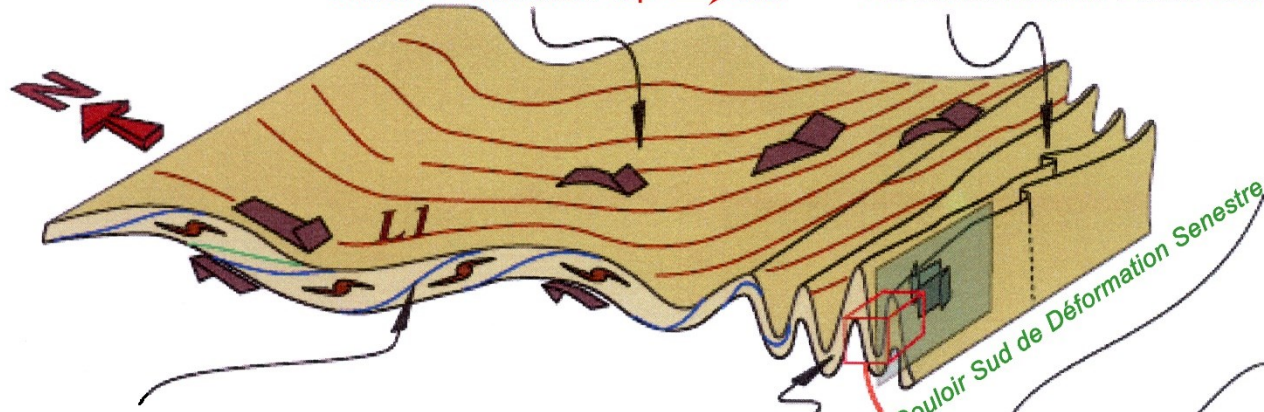
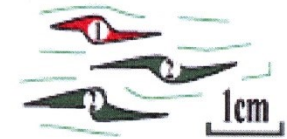


Plis d'entraînement P2 d'axe vertical "b"

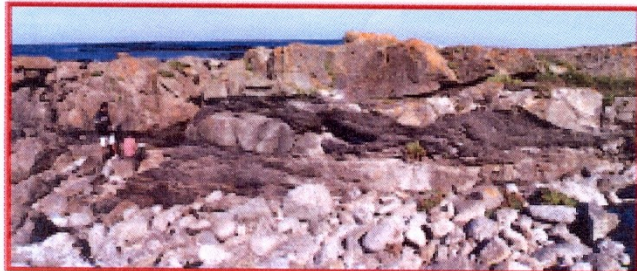
Les deux déformations ductiles vues sur le plan horizontal

Phase 1 "Top" → Sud  
Phase 2 Senestre

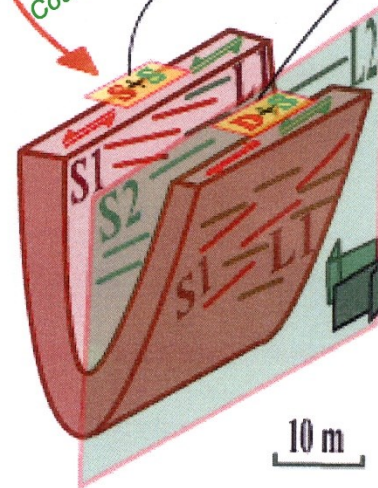
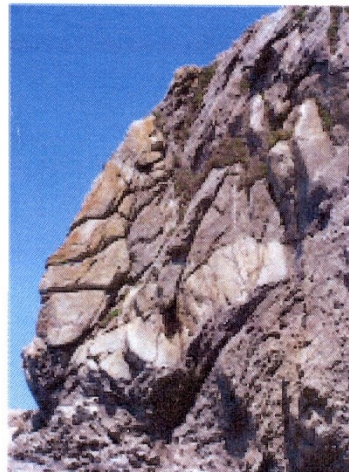
Flanc Synclinal Nord



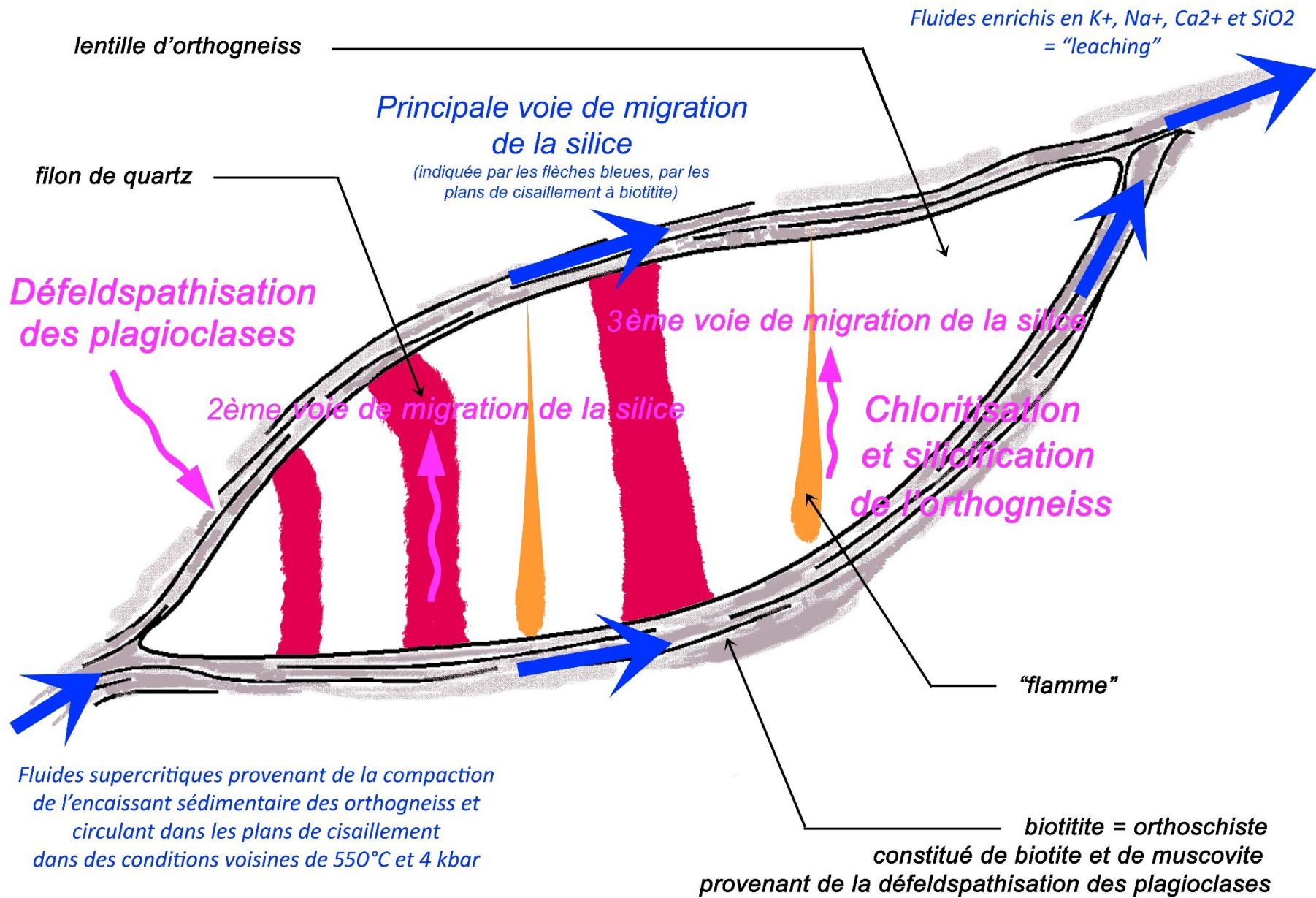
Localisation de la déformation de Phase 1



Plis P1 d'axe horizontal



Flanc Synclinal Sud



**Les 4 lames minces de roches de Bruno Semelin (pages 96 à 99), photographiées en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA), sont là pour illustrer l'apparition des faciès migmatitiques au Sud de l'île.**

*« À la foliation plate encore bien visible au Centre-Nord de l'île se superpose en partie Sud un épisode de déformation associé à un couloir de cisaillement subvertical N110°, conférant à la partie Sud de l'île un aspect cartographique anticlinal déversé vers le Sud (anticlinal déjà bien reconnu par Mathieu, 1945). Tout au long de cette bande Sud apparaissent de plus des faciès migmatitiques à cortèges de minéraux métamorphiques en paragenèses minérales exceptionnelles au regard du reste de l'île (grenat, cordiérite, staurotide, corindon, orthoamphibole, wagnérite, etc...).*

*Ces transformations métamorphiques décrites par Sémelin et Marchand (1984) se superposent en particulier aux faciès peralumineux rencontrés dans les granites (biotitites) et les métasédiments et sont reconnaissables en particulier aux gerbes d'orthoamphiboles, aux grenats centimétriques, aux staurotides rouge vif et aux grandes plages de cordiérite centimétriques qui les parsèment.*

*On trouve ces faciès essentiellement sur la côte Sud, à l'Est de la fenêtre tectonique où apparaît l'encaissant du granite également profondément transformé (Complexe paradérivé des Sables Rouis et des Sabias), ainsi que son prolongement vers l'Est au sein du domaine verticalisé.*

*L'extension cartographique de ces faciès est très limitée et difficilement cartographiable compte tenu de leur localisation en falaise Sud de l'île aux abords du Vieux Château dans le domaine où les différents faciès sont également intensément déformés et boudinés. Dans ce couloir de déformation Sud, la fusion partielle localisée des orthogneiss avec apparition caractéristique du grenat en remplacement de la biotite et de cocardes pluricentimétriques de cordiérites, conduit de plus à l'injection de granite et pegmatite à cordiérites magmatiques décimétriques qui signent la fin des transformations migmatitiques. »*

**Hervé Diot**

### Légendes des photos des lames minces :

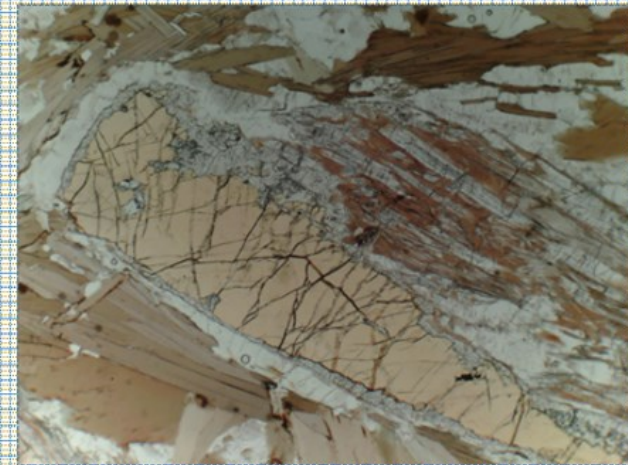
And : Andalousite    Bi : Biotite    Cd : Cordiérite    Co : Corindon (saphir)    Mus : Muscovite  
Q : Quartz    Ru : Rutile    Si : Sillimanite    St : Staurotide    Zi : Zircon

Association staurotide + andalousite + sillimanite + cordiérite + biotite :

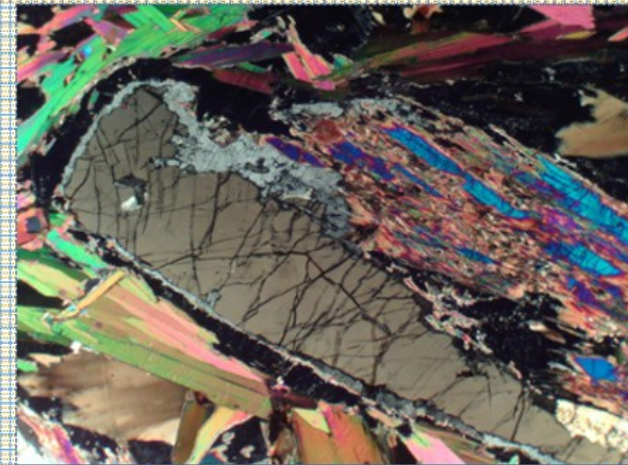
Staurotide entourée d'une double réaction coronitique (en couronne) :

La première réaction est de type :  
sillimanite + staurotide + biotite ( $Bi_I$ )  $\rightarrow$  cordiérite + corindon  
(le corindon n'est pas visible ici)

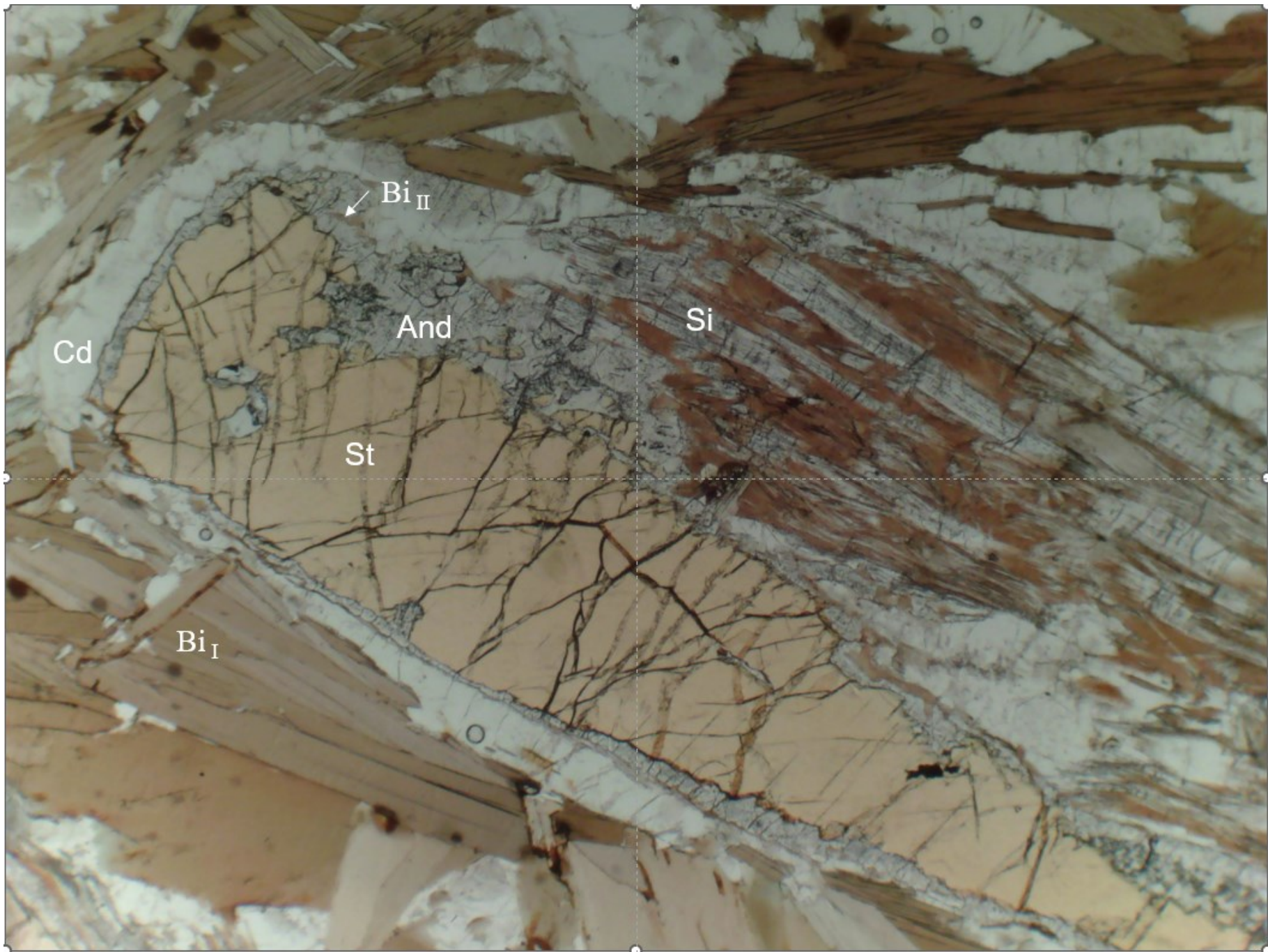
La seconde réaction du type :  
cordiérite + muscovite + staurotide  $\rightarrow$  andalousite + biotite ( $Bi_{II}$ ) +  $H_2O$

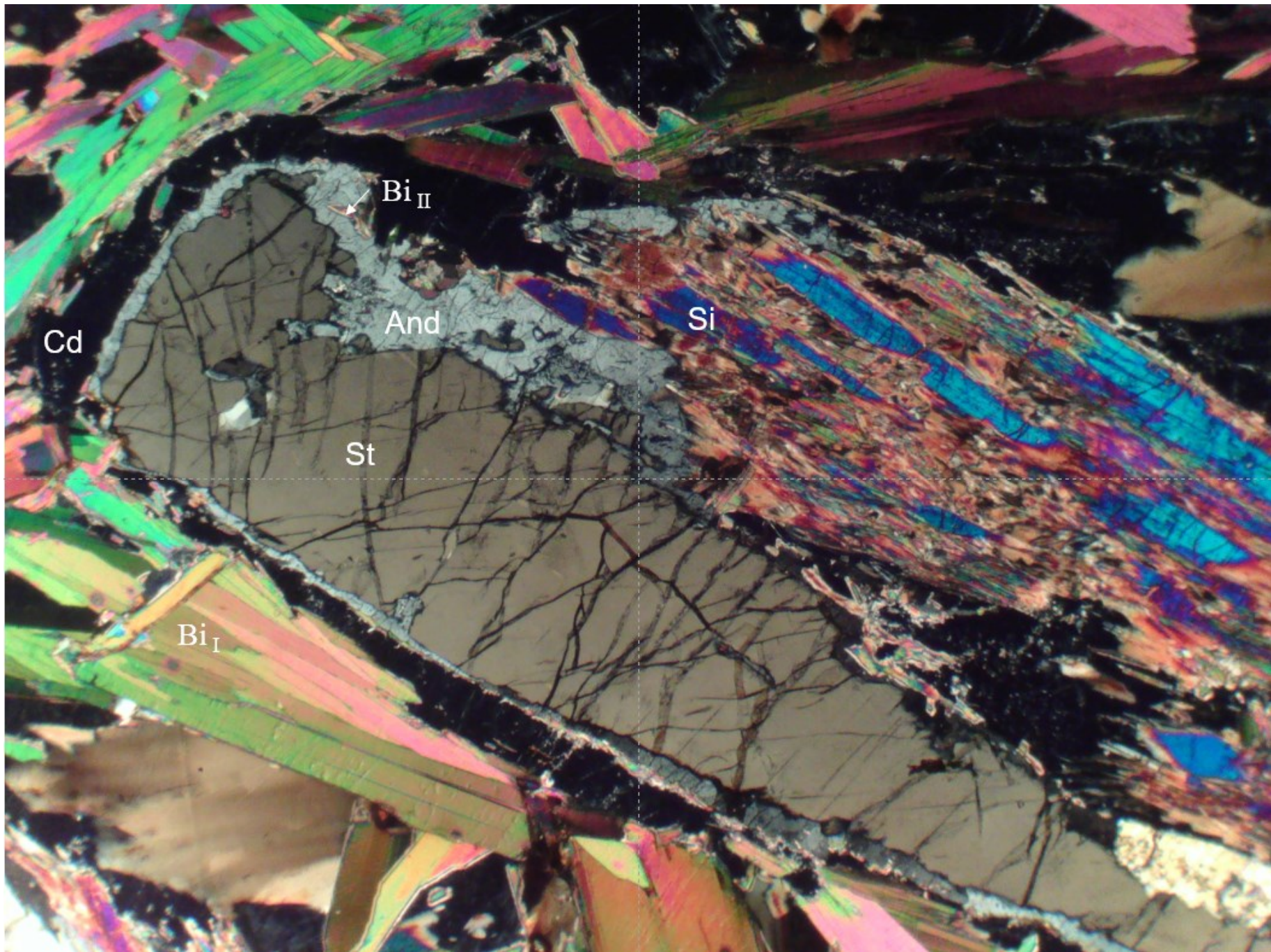


Lame mince en LPA : Biotite, Staurotide avec couronne de cordierite



Lame mince en LPA : Biotite, Staurotide avec couronne de cordierite





Association staurotide + andalousite + cordiérite + biotite :

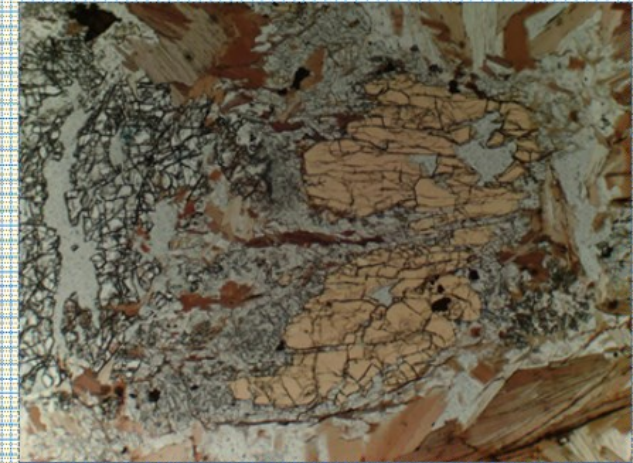
Deux réactions sont visibles sur cette lame mince :

La première réaction est de type :

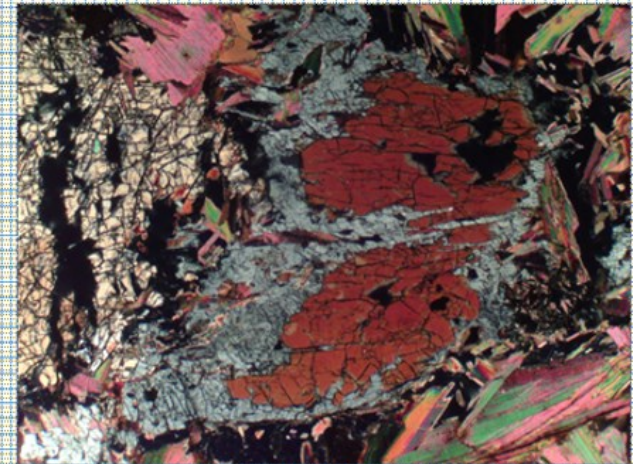
sillimanite + staurotide + biotite ( $\text{Bi}_I$ )  $\rightarrow$  cordiérite + corindon

La seconde réaction du type :

cordiérite + muscovite + staurotide  $\rightarrow$  andalousite + biotite ( $\text{Bi}_II$ ) +  $\text{H}_2\text{O}$

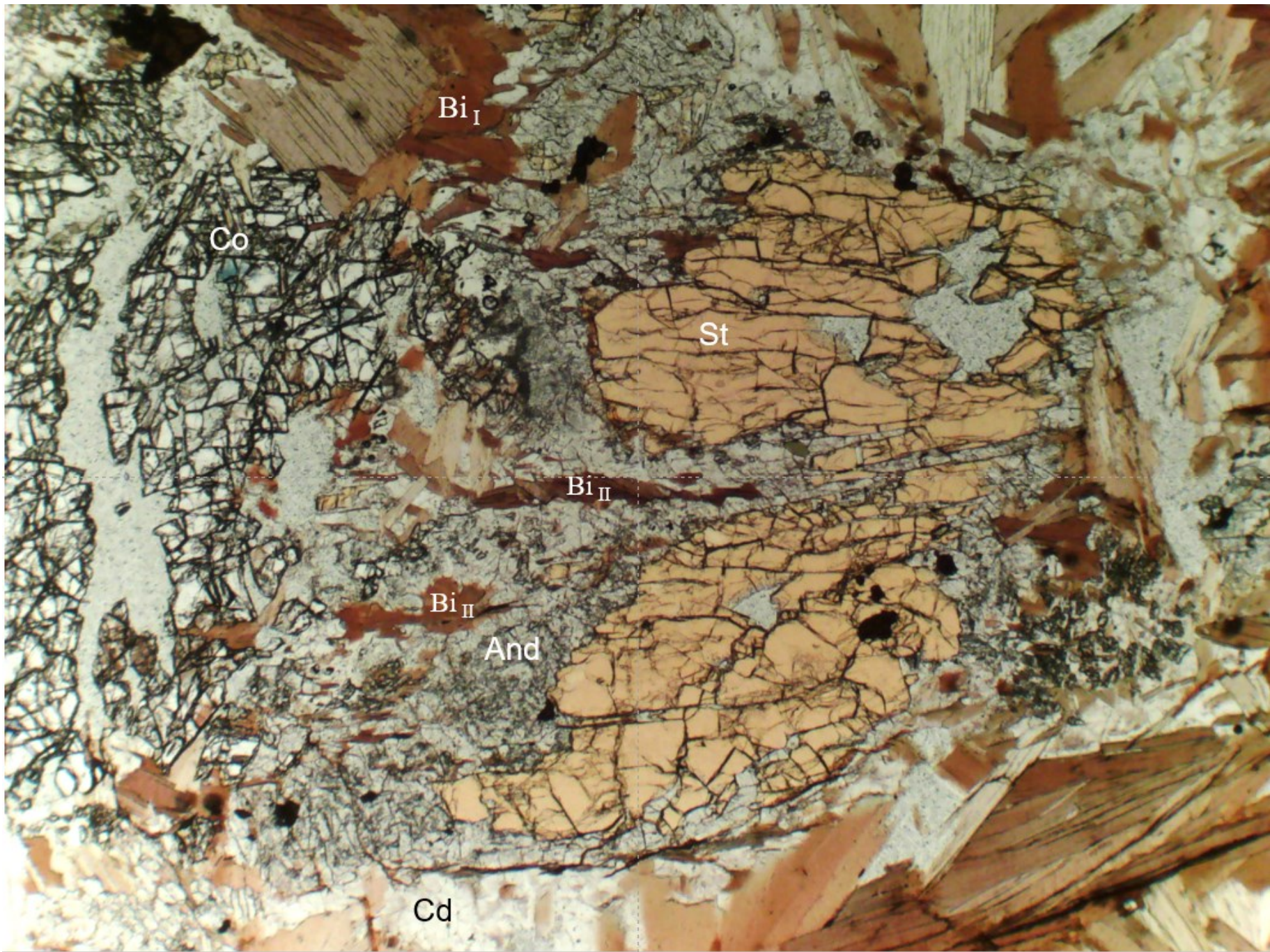


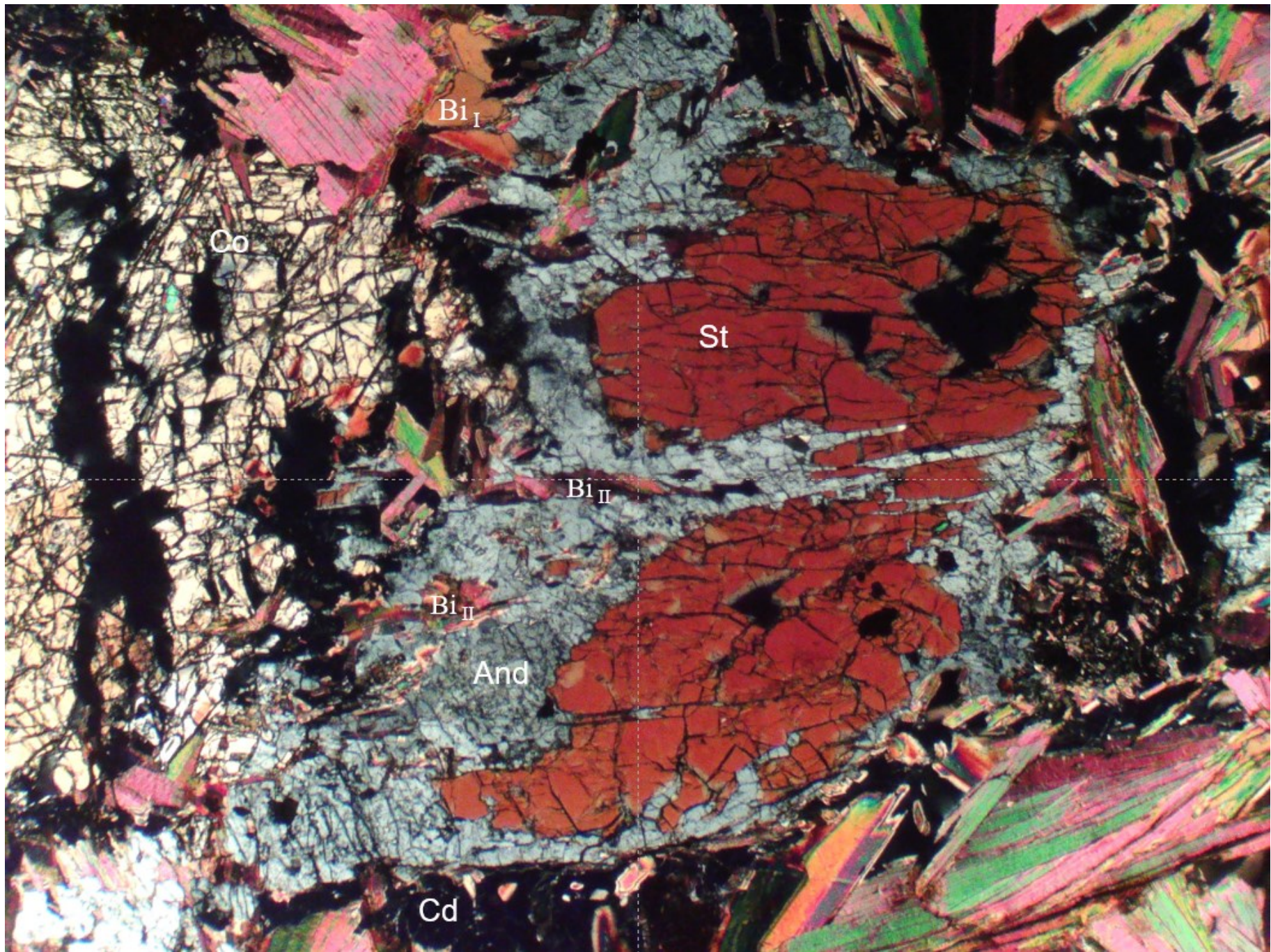
Lame mince en LPNA : Biotite, Cordiérite et Saphir



Lame mince en LPA : Biotite, Cordiérite et Saphir





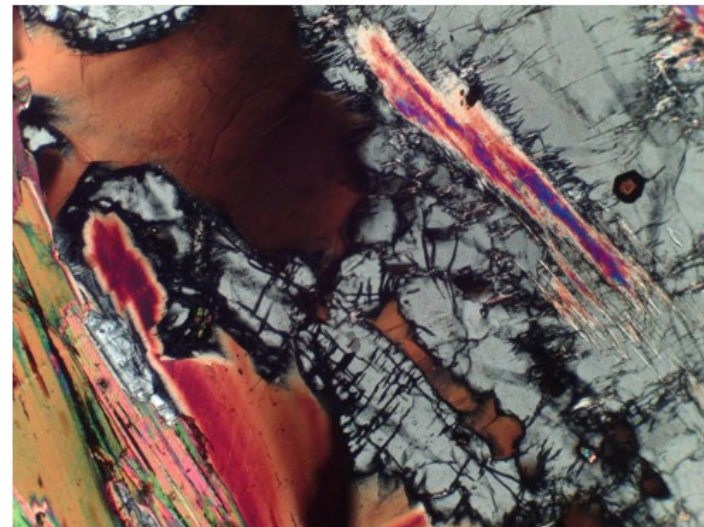
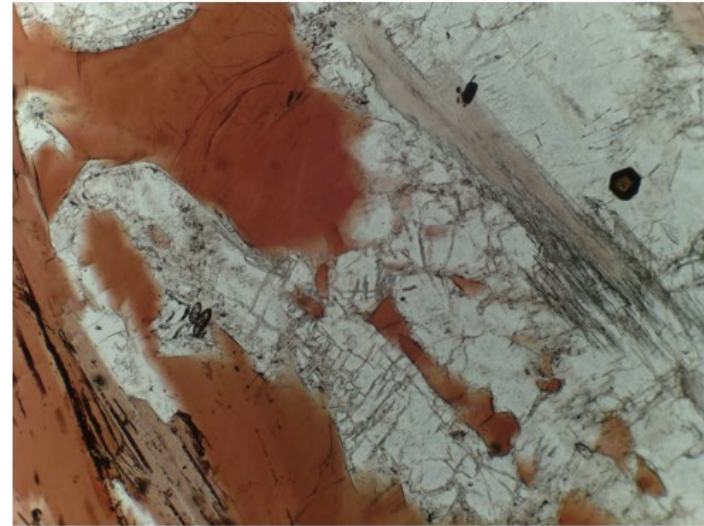


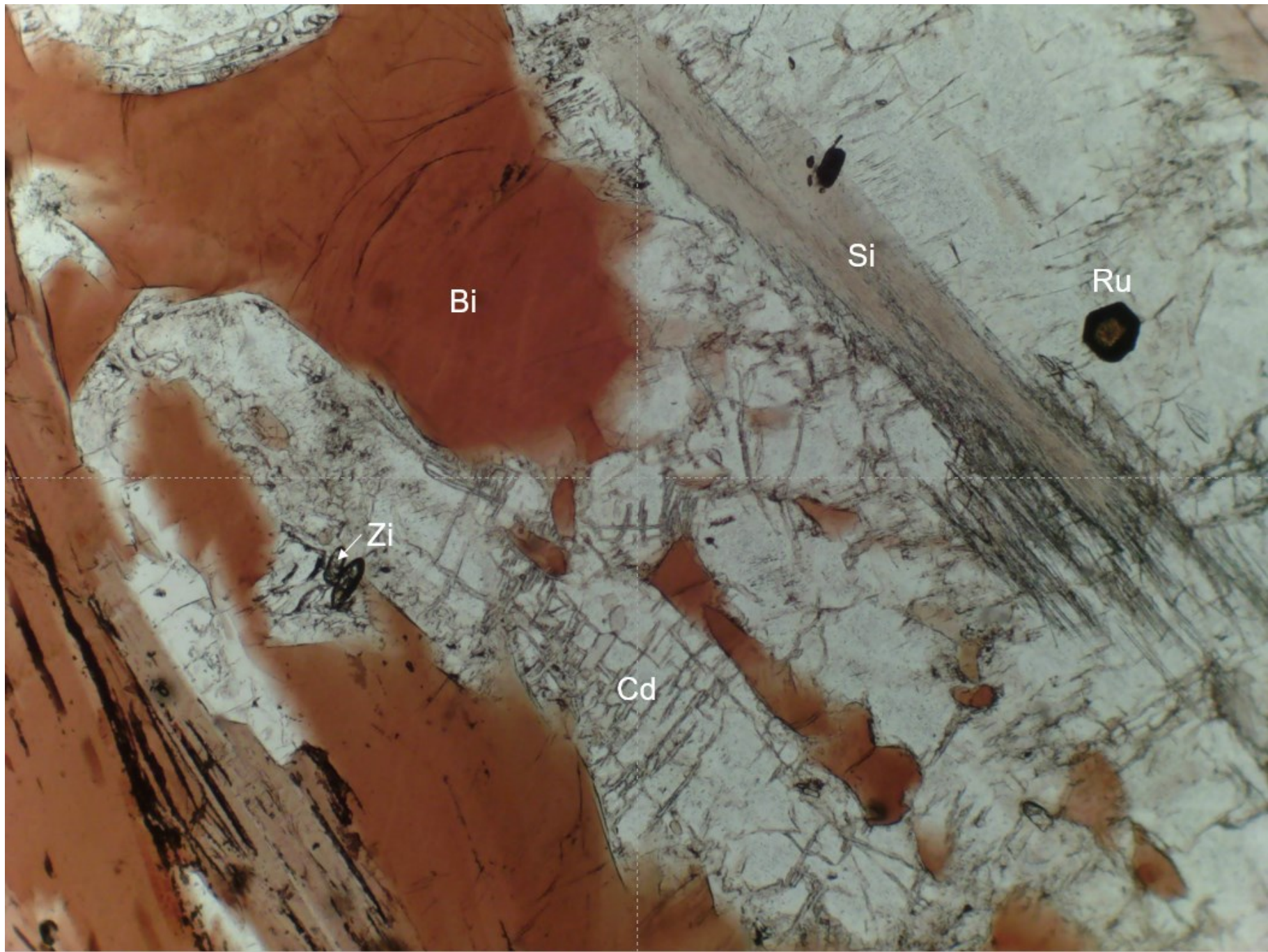
Association sillimanite + cordiérite + biotite :

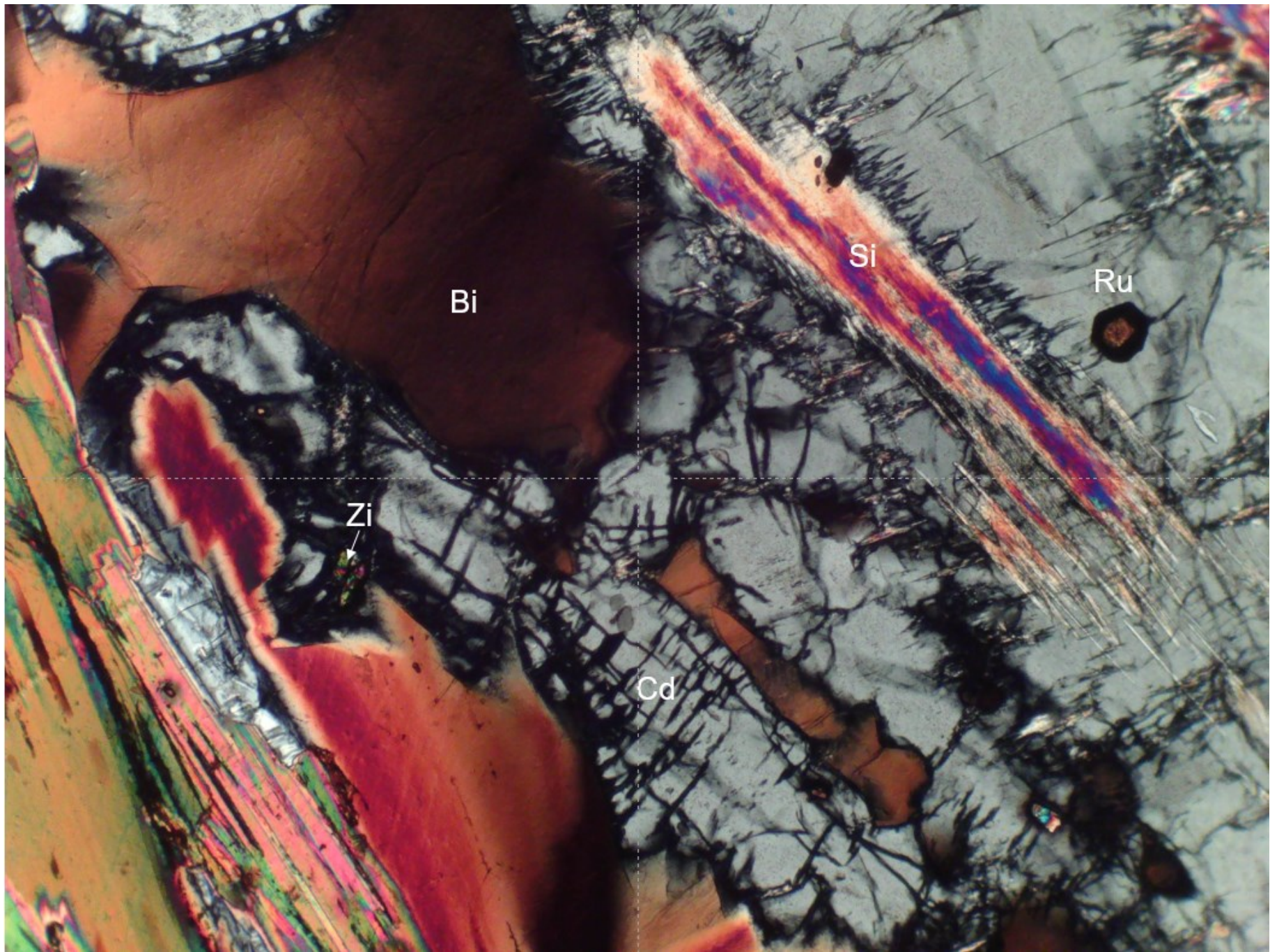
La biotite participe à la formation de la cordiérite comme en témoigne les inclusions de zircon qui sont habituellement dans les cristaux de biotite

Déstabilisation de la biotite en cordiérite suivant la réaction du type :

sillimanite + staurotide + biotite  $\rightarrow$  cordiérite + corindon  
(staurotide et corindon non visibles ici)



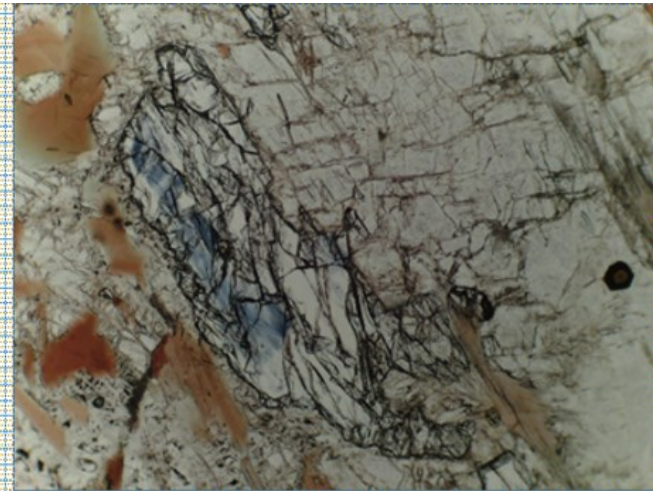




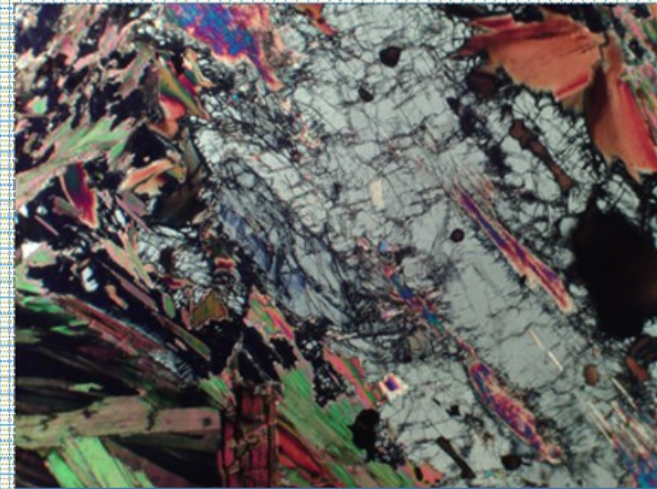
Association sillimanite + cordiérite + biotite :

Déstabilisation de la biotite en cordiérite suivant la réaction du type :

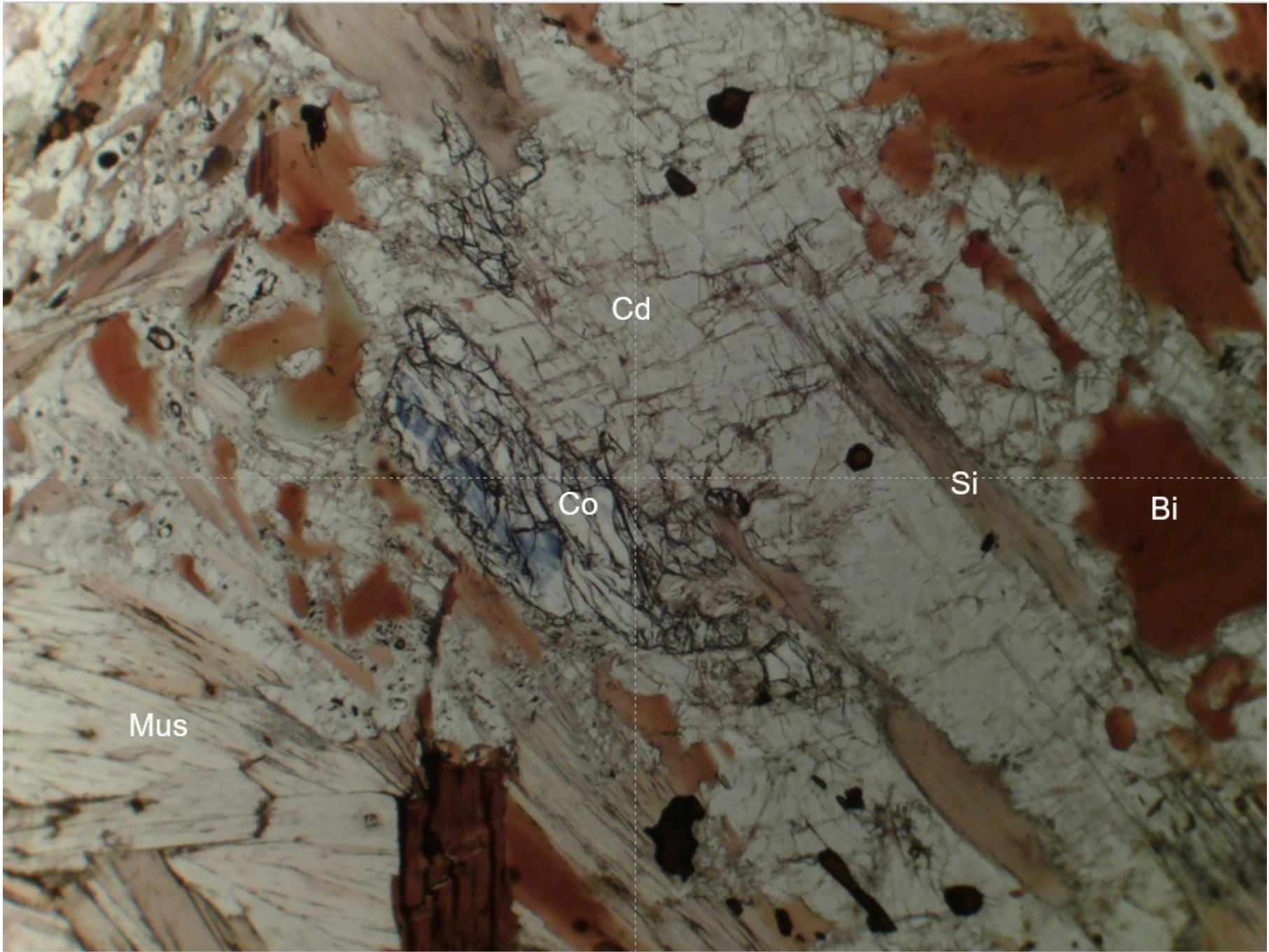
sillimanite + staurotide + biotite  $\rightarrow$  cordiérite + corindon  
(staurotide non visible ici)

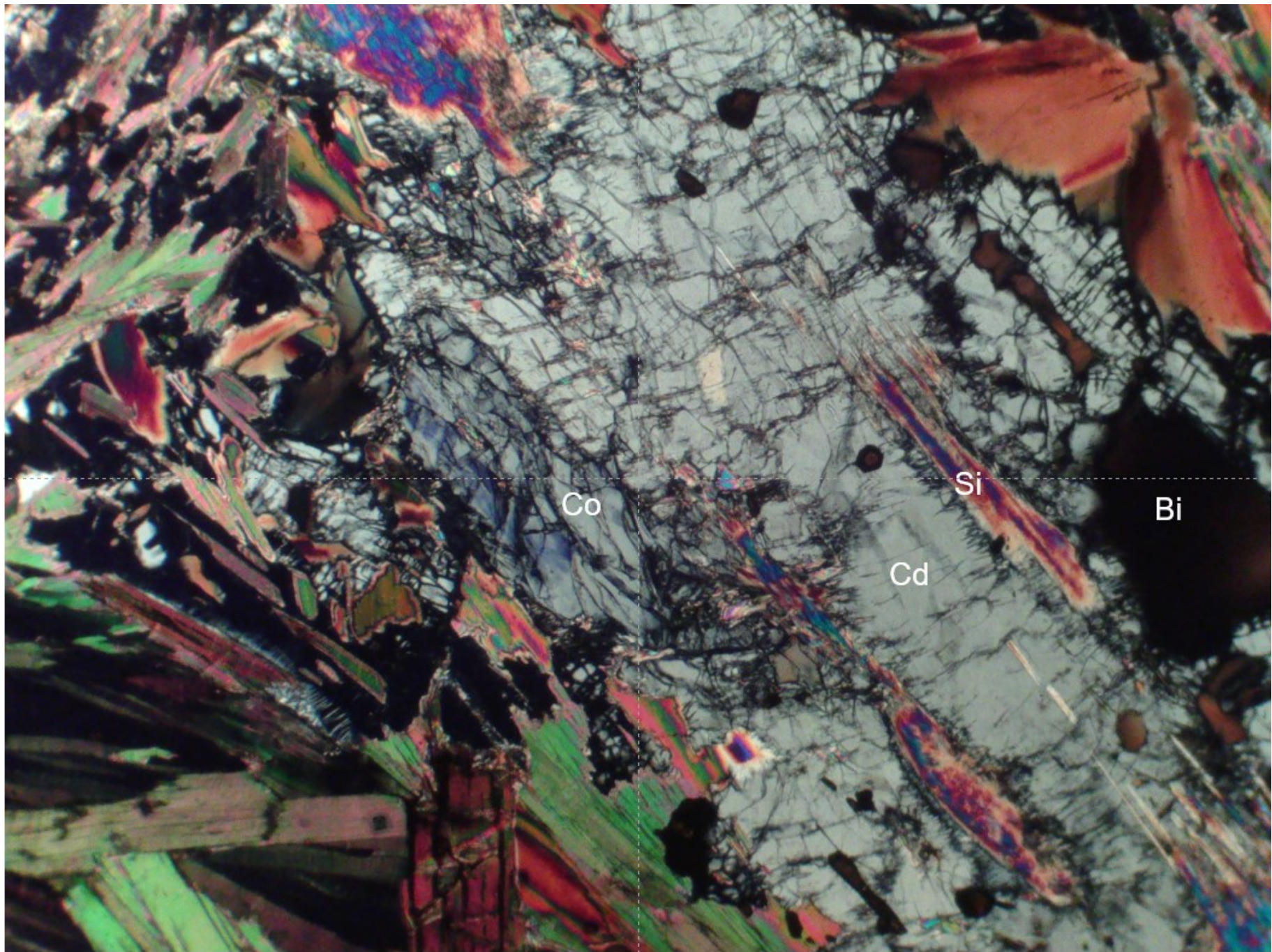


Lame mince en LPNA : Biotite, Sillimanite, Cordierite et Saphir



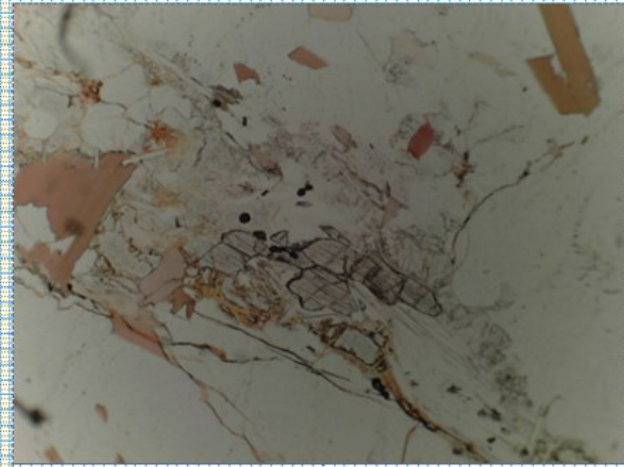
Lame mince en LPA : Biotite, Sillimanite, Cordierite et Saphir



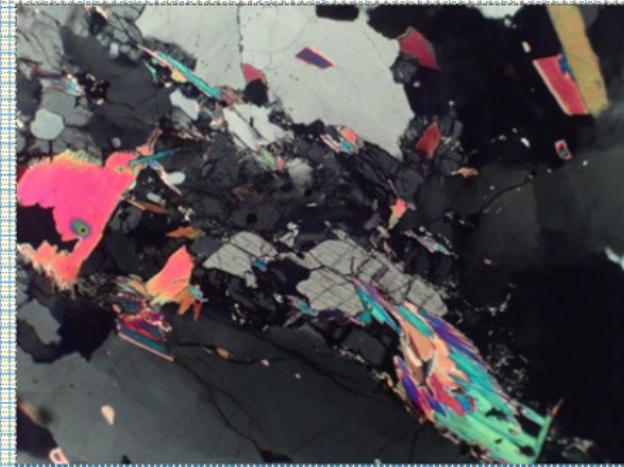




Cristal de disthène entouré de cordiérite et de muscovite  
(remplacement de sillimanite ?)



Lame mince en LPA : Gneiss à disthène



Lame mince en CPA : Gneiss à disthène

