

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Band: 28 (1975)
Heft: 3

Artikel: Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France) : grès de Taveyenne et grès du val d'Illicz
Kapitel: Minéraux de néoformation dans les zones broyées et dans les fissures
Autor: Sawatzki, Georg Günter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739804>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 18.10.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

La limite entre diagenèse et métamorphisme est un problème arbitraire de définition. De ce fait nous renonçons à trancher cette question pour les roches du synclinal de Thônes et, à titre comparatif, nous indiquons, dans la table 7, la position que ces roches occuperaient dans les zonéographies de COOMBS *et al.* (1959), COOMBS (1971), WINKLER (1967), WINKLER (1970), KOSSOVSKAYA et SHUTOV (1970) et KÜBLER (1973b).

8. MINÉRAUX DE NÉOFORMATION DANS LES ZONES BROYÉES ET DANS LES FISSURES.

8.1. MINÉRAUX DES ZONES BROYÉES

Le synclinal de Thônes est affecté par des failles transversales (failles de cisaillement vertical) créées lors du plissement des Helvétides à la limite Miocène/Pliocène.

Le long de ces failles, la roche est fortement écrasée et partiellement recristallisée avec développement de minéraux de néoformation. Ces associations reflètent la diminution générale de l'intensité du métamorphisme d'E en W. Dans les GT (SAWATZKI et VUAGNAT, 1971), on note l'existence des associations qui figurent dans la table 8.

TABLE 8

Relation entre les minéraux des zones broyées et les faciès métamorphiques de la roche encaissante et ordre de formation¹ de ces minéraux

SW	faciès à laumontite avec restes de heulandite-clinoptilolite		faciès à laumontite typique	NE
—	—	—	—	(épidote)
—	—	—	pumpellyite	pumpellyite
—	prehnite	—	prehnite	prehnite
laumontite *	laumontite	—	—	—
—	—	quartz	quartz	quartz
*	*	*	*	*

* la calcite et/ou la laumontite apparaissent dans une phase plus tardive

¹ les minéraux sont d'autant plus jeunes qu'ils sont situés plus bas dans la table.

La répartition des minéraux de zones broyées est indiquée sur la planche V.

Les minéraux recristallisés dans les zones broyées des GT correspondent en général à un degré de métamorphisme supérieur (faciès à pumpellyite-prehnite) à celui de la roche encaissante (faciès à laumontite).

Selon MARTINI (1968), dans la région située entre Arve et Giffre, le développement du faciès à pumpellyite-prehnite est lié à la proximité du plan de charriage des nappes helvétiques. Cet auteur en conclut que ce faciès s'est formé par « une simple augmentation de la pression sous l'effet de la tectonique » pendant et après le plissement du domaine helvétique.

Les minéraux des zones broyées du synclinal de Thônes ont également cristallisé pendant et après le plissement des Helvétides puisque ces zones sont liées à des failles transversales déterminées par ce plissement. Ainsi pourrait-on aussi expliquer la formation de ces minéraux par une augmentation de la température et/ou de la pression due à la tectonique. L'étude de REITAN (1968) montre, par contre, que l'augmentation locale de la température de 10° à 100° C lors d'une intense tectonisation reste plus ou moins limitée au voisinage immédiat des plans tectoniques. De plus une augmentation importante de la pression dans des failles de cisaillement vertical est difficile à imaginer. C'est pourquoi l'hypothèse avancée par COOMBS (1971) nous semble plus apte à expliquer les associations minérales des zones broyées. Cet auteur suggère que tandis que dans la roche encaissante la pression partielle de H₂O était à peu près égale à la pression lithostatique (contrôlée par l'empilement des nappes), dans les fissures ouvertes et les failles les solutions communiquaient avec des niveaux structuraux beaucoup plus élevés si bien que P_{H₂O} s'approchait de la pression hydrostatique. Dans de tels cas l'équilibre se déplaçait vers des assemblages de minéraux moins hydratés.

Dans les grauwackes des GUH, des GI et des GVI les silicates de chaux typiques des zones broyées des GT ne pouvaient pas se former à cause de la composition chimique inappropriée de la roche. Aussi ces zones broyées ne sont-elles remplies que de quartz et de calcite.

8.2. MINÉRAUX DES FISSURES

Etant donné l'intense tectonisation du flysch du synclinal de Thônes, provoquée par la mise en place des unités préalpines et par le plissement des Helvétides, il est possible d'observer des fissures contenant localement beaucoup de minéraux, parfois bien cristallisés (SAWATZKI et VUAGNAT, 1971). La répartition de ces minéraux est indiquée sur la planche V. L'habitus des minéraux de fissure sera décrit dans les paragraphes suivants.

8.2.1. Grès de Taveyanne

Partie NE du synclinal (faciès à laumontite typique)

Dans la région située à l'E du col des Aravis, on trouve, dans les GT, beaucoup de *laumontite* en masses pures. Ce minéral forme, le plus souvent, des agrégats blancs poudreux et n'apparaît que rarement bien cristallisé sous forme de baguettes blanches à l'éclat nacré. Comme la *laumontite* se déshydrate à l'air, il ne s'agit

plus en fait de laumontite *senso stricto*, mais de léonhardite, variété partiellement déshydratée de cette zéolite. La cristallisation de la laumontite est fréquemment suivie par celle de la *calcite* qui peut être, à son tour, remplacée par du quartz. La *chabasia* et la *heulandite* ne participent que très rarement au remplissage des fissures.

Partie SW du synclinal (faciès à laumontite avec restes de heulandite-clinoptilote)

Ce domaine est caractérisé par l'abondance de la stilbite. La *chabasia* devient plus fréquente, tout comme la *heulandite* d'ailleurs. Ceci est dû à la diminution de l'intensité du métamorphisme vers le SW.

Entre le col des Aravis et Thônes, la *stilbite* montre trois habitus différents. L'habitus en gerbes ou paillettes ordonnées, radialement aplaties selon (010), est le plus répandu. Ces paillettes blanches peuvent atteindre une longueur maximum de 20 mm; elles ont un éclat moins nacré et plus vitreux que celles de laumontite; toutefois, la distinction entre laumontite fraîche et stilbite altérée n'est possible qu'à l'aide de l'examen sous le microscope ou de l'étude par les rayons X.

Dans les fissures plus larges, la stilbite présente souvent des macles par pénétration selon (100); les cristaux sont orientés perpendiculairement aux épontes et peuvent atteindre une longueur maximale de 5 mm.

En avant du front de la klippe de Sulens, entre Manigod et les Clefs, la stilbite apparaît sous son troisième aspect: l'habitus pseudorhombique. De tels cristaux, dont la dimension n'excède jamais 1 mm, sont groupés en rosettes. La stilbite est ici associée à la laumontite et à la *chabasia*.

La *heulandite* forme souvent à elle seule de minces placages d'allure micacée sur les lèvres des cassures fines. Par endroits cette zéolite cristallise en cristaux tabulaires, pouvant atteindre une longueur de 2 mm, aplatis parallèlement au clivage (010); l'habitus caractéristique « en cercueil » s'observe aussi, moins fréquemment toutefois.

La *chabasia* cristallise sous un habitus pseudocubique (rhomboédrique) et montre souvent des macles de pénétration. Sa couleur est jaunâtre à incolore.

La *datolite*, accompagnée parfois d'un peu de *calcite*, forme des masses granuleuses blanches à éclat vitreux dans des fissures ayant jusqu'à 4 cm de largeur. Ce minéral fixe le bore qui a été libéré par la destruction des micas (7.4.4.). Elle ressemble beaucoup à la *prehnite* et de ce fait a peut-être, dans d'autres régions, été confondue avec cette dernière.

L'*aragonite* a été déterminée par analyse aux rayons X dans une seule fissure où elle était associée à la *calcite*. Sa présence est difficile à expliquer car la pression nécessaire pour la cristallisation de cette espèce de carbonate de chaux n'a pas été réalisée dans le synclinal de Thônes. Il y a deux hypothèses pour expliquer sa genèse dans ce contexte.

1) *Abaissement de la pression par déformation mécanique*

D'après les recherches de NEWTON *et al.* (1969), l'aragonite peut cristalliser dans la nature à partir de calcites déformées à des pressions modérées; un abaissement de 2 kbar par rapport aux conditions normales semble plausible.

On pourrait imaginer, dans notre cas, qu'une faille remplie de calcite a rejoué et ainsi déformé ce minéral. Cependant, même en tenant compte de l'abaissement mentionné ci-dessus, il faudrait, pour une température de 120° C, une pression de 2,5 kbar. Ces valeurs ne sont réalisées qu'en admettant un gradient géothermique de 12° C/km. Il faudrait admettre que l'aragonite s'est formée dans la première phase du métamorphisme d'enfouissement caractérisé par un faible gradient géothermique. Cependant le recouvrement nécessaire (environ 8 km) correspondant à une pression de 2,5 kbar est peu probable dans le cas du synclinal de Thônes.

2) *Aragonite métastable*

La formation d'aragonite métastable à partir d'une solution sous des conditions de subsurface est bien connue. Elle aurait pu se produire pendant le soulèvement final de la région. Cette dernière hypothèse, quoique moins élégante, nous semble plus acceptable que la précédente.

8.2.2. *Grès du val d'Illiez et flysch ultrahelvétique*

Dans les GVI on trouve peu de *calcite* pouvant occasionnellement remplacer de la *barytine*.

Le barium peut provenir de l'altération des feldspaths potassiques fréquents dans ces grauwackes. On peut, de la même façon, expliquer l'origine du plomb des « petites mouches » de galène que MARTINI (1968) a signalées dans les GT de la région entre Arve et Giffre.

Le flysch ultrahelvétique, plus tectonisé, est riche en fissures, pouvant atteindre 80 mm de puissance, remplies de calcite associée à du quartz laiteux. Une deuxième génération de petits cristaux de quartz transparents, d'habitus plus ou moins bipyramidal, se développe sur ce quartz laiteux, par ailleurs toujours cassé.

Quelquefois ces deux types de quartz forment une association interpénétrée en croissance parallèle, tendant vers un habitus bipyramidal, ce qui se traduit par le développement de cristaux en forme de sceptre.

8.2.3. *Ordre de formation des minéraux*

Il est difficile d'établir exactement l'ordre de formation des minéraux des fissures d'après leur mode de gisement et de définir ainsi leur place dans la suite chronologique des événements.

En effet les zéolites cristallisent souvent seules dans leurs « propre fissure », accompagnées par endroits de calcite tardive; l'association de deux ou trois zéolites superposées dans la même fissure est exceptionnelle.

Ainsi l'ordre de formation indiqué dans la table 9 doit être considéré avec prudence.

TABLE 9
Minéraux des fissures et leur ordre de formation¹ schématique

Grès de Taveyanne	Grès ultrahelvétique	Grès du val d'Illeiez
heulandite	—	—
laumontite	calcite	calcite
stilbite	—	—
(datolite)	—	barytine
chabasia	—	—
calcite	calcite	calcite
—	quartz I	—
quartz II	quartz II	—

¹ Les minéraux sont d'autant plus jeunes qu'ils sont situés plus bas dans la table.

Calcite et quartz se sont formés en derniers mais il est possible qu'il y ait eu plusieurs épisodes de cristallisation, comme d'ailleurs pour certaines zéolites. Cela est quasi certain pour la calcite et le quartz des GVI, des GI et des GUH.

Des fissures, et avec elles des minéraux de remplissage, ont pu se former dans le flysch du synclinal de Thônes durant au moins trois phases tectoniques différentes:

- 1) lors du charriage des unités préalpines sur le flysch helvétique (Oligocène supérieur),
- 2) lors du plissement du domaine helvétique (limite Miocène/Pliocène)
- 3) lors du soulèvement final du domaine helvétique (Pliocène moyen à supérieur)

Il est difficile d'attribuer un minéral de fissure à une phase tectonique déterminée. Néanmoins on peut supposer que la *heulandite-clinoptilote* est apparue en tant que première zéolite dans les GT après le recouvrement par une ou plusieurs unités préalpines. Ce minéral s'est formé au sein de la roche, mais également sur de fines diaclases et fissures. Dans la partie SW de la région, la surcharge n'a pas suffisamment augmenté pour transformer ensuite toute la heulandite en laumontite, comme ce fut le cas pour les GT situés plus à l'E.

La *stilbite* doit avoir cristallisé après le décollement des GT de leur substratum (« marnes à foraminifères ») et leur transport vers une zone plus externe, puisqu'elle remplit abondamment les fissures des GT déjectés en plis isoclinaux vers le NW.

Les zéolites *heulandite*, *stilbite* et *chabasie*, minéraux de basse température, apparaissent en petites quantités sur les lèvres de fines fissures dans tous les affleurements de GT en Haute-Savoie. Leur présence dans le faciès à laumontite semble indiquer une formation tardive. Ces fissures se sont probablement formées lors du soulèvement final, d'âge pliocène, du domaine helvétique, alors que l'érosion avait déjà profondément entamé la couverture primitive.

9. ORIGINE DU MATÉRIEL VOLCANIQUE DU FLYSCH NORDHELVÉTIQUE.

Dans ce chapitre, nous essayerons de répondre à la question de la provenance des « andésites » et des diabases du flysch nordhelvétique. A cet effet nous avons entrepris une étude pétrochimique et géochronométrique de ces roches pour compléter les informations fournies par leur étude pétrographique.

Après la présentation des caractères chimiques et des données géochronométriques, nous avancerons, à la fin de ce chapitre, une hypothèse sur l'origine de ces « andésites » et de ces diabases.

9.1. ÉTUDE PÉTROCHIMIQUE

9.1.1. *Réflexions préliminaires*

Les compositions chimiques de 41 roches volcaniques sont comparées. Il s'agit de:

- 8 diabases de la « nappe des Gets » (BERTRAND, 1970);
- 9 diabases des GVI (ce travail);
- 9 « andésites » des GT et des GVI (MARTINI, 1968; DE QUERVAIN, 1928 et ce travail);
- 14 « andésites » des conglomérats de Saint-Antonin (ALSAC, BOUQUET, et BODELLE, 1969).

Les galets des « andésites » des conglomérats du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes, France) ont été décrits par ALSAC, BOUQUET et BODELLE (1969). Ces conglomérats sont d'âge priabonien ou oligocène inférieur comme ceux des GT et des GVI.

Les « andésites » de Saint-Antonin ne montrent pas de transformations métamorphiques. Leurs plagioclases basiques ne sont pas albitisés; les minéraux argileux sont la kaolinite et la montmorillonite et il existe même encore des restes de verre volcanique inaltéré (ALSAC *et al.*, 1969).