**Zeitschrift:** Archives des sciences [1948-1980]

**Herausgeber:** Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève

**Band:** 28 (1975)

**Heft:** 3

**Artikel:** Étude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France) : grès de Taveyanne et grès du val d'Illiez

**Autor:** Sawatzki, Georg Günter

**Kapitel:** 7: Minéraux de néoformations dans la roche

**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-739804

**Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 10.01.2026

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

sur la répartition des grès à éléments volcaniques et n'a pas véritablement séparé le domaine de sédimentation des GTT de celui des GVI puisqu'on trouve ces derniers sur les deux flancs de cet anticlinal. Enfin c'est le resserrement final post-oligocène du synclinal de Thônes qui a donné à cet anticlinal sa courbure actuelle.

### 6.4. Remarques

En sortant des limites de notre région, nous avons trouvé, d'une part des GI en position autochtone, au bord interne du synclinal de Thônes, au Mont Charvin et à la Dent de Cons, et d'autre part, nous avons observé des GVI dans la vallée d'Entrevernes (planche 1).

Si les GT se sont déposés dans cette région, ils ont dû se trouver entre ces deux endroits. En effet, en suivant, depuis Thônes, le premier niveau gréseux du flysch du versant oriental de la Tournette, on rencontre des grès toujours plus riches en éléments volcaniques. Ainsi on passe des GVI aux GTP et probablement aux GTT (planche 1). Au point 1381, à 1,5 km W de la Cropt, une partie de ces GTT semble être autochtone. Nous n'avons cependant pas trouvé de contact sédimentaire normal du fait de la tectonisation et des mauvaises conditions d'affleurement.

Près du village de Fontany, les grès sont des GI et appartiennent probablement à une lentille tectonique.

Ainsi le mode de distribution respectif et le pourcentage des éléments volcaniques A* et D* dans les grès autochtones met en évidence l'ancienne direction paléogéographique WSW-ENE. La direction actuelle SSW-NNE de la partie S du synclinal de Thônes est donc oblique par rapport aux anciennes structures.

## 7. MINÉRAUX DE NÉOFORMATION DANS LA ROCHE

Les minéraux formés après le dépôt du flysch helvétique seront décrits dans les chapitres 7 et 8. Il s'agit, ci-après, des minéraux formés dans la roche, typiques de la diagenèse et/ou du métamorphisme de faible intensité: zéolites, minéraux argileux et minéraux du « faciès spilitique ». Les minéraux de néoformation dans les zones broyées et dans les fissures seront décrits dans le chapitre 8.

Les GT du synclinal de Thônes présentent le faciès à laumontite (Sawatzki et Vuagnat, 1971), faciès qui selon les auteurs, est rattaché soit à la diagenèse soit au métamorphisme. Cette question sera traitée à la fin de chapitre (7.5.) en guise de conclusion.

### 7.1. Zéolites — (faciès a laumontite)

La zéolite principale des GT est la laumontite. La heulandite-clinoptilotite ne s'observe en petites quantités que dans la partie SW de la région (Sawatzki et Vuagnat, 1971).

Le développement de ces zéolites est dû à la surcharge des nappes ultrahelvétiques et penniques (« burial metamorphism »), peut-être aussi à une subduction du domaine helvétique; il précède le plissement de ce dernier (MARTINI, 1968).

Dans les GVI et les GI il n'y a pas de formation de zéolites. La pression partielle plus élevée de $CO_2$ a sans doute favorisé la formation d'une association argiles-carbonates.

*La laumontite* des GT a partiellement remplacé le verre volcanique, le plagioclase basique et le ciment argileux et calcitique. Le développement le plus spectaculaire de cette zéolite s'observe dans les « grès mouchetés » où ce minéral forme de petites taches d'environ 3 mm de diamètre, justifiant ainsi le qualitatif « moucheté » donné à ces grauwackes.

Les minéraux du faciès à laumontite ont été décrits en détail dans un travail récent (MARTINI, 1968) pour les GT de la région voisine entre Arve et Giffre et les conditions de leur formation ont été discutées. Le lecteur se reportera au travail précité.

Diverses hypothèses ont été formulées pour expliquer la formation des zéolites dans les conditions d'un métamorphisme d'enfouissement. Les réactions suivantes nous ont semblé les plus probables en ce qui concerne nos grauwackes à éléments volcaniques:

1) Dévitrification du verre volcanique (HAY, 1966)
verre volcanique + eau → montmorillonite
↓
verre volcanique + eau → heulandite-clinoptilotite

2) Transformation de la clinoptilotite (COOMBS, 1971)
clinoptilotite → heulandite + albite et/ou adulaire + quartz + eau

3) Deshydratation de la heulandite (WINKLER, 1967)
$CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O + 3SiO_2 + 2H_2O$
heulandite laumontite quartz eau

4) Réaction entre les minéraux argileux et carbonatés du ciment (MADSEN et MURATA, 1970)
13,5montmorillonite + 15calcite + 59eau → chlorite + 19,5laumontite + 25quartz + 15 dioxyde de carbone

5) Transformation de plagioclases basiques (MARTINI, 1968)
$NaAlSi_3O_8 CaAl_2Si_2O_8 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O + NaAlSi_3O_8$
labrador quartz eau laumontite albite

Sous le microscope nous n'avons pu observer que la réaction 5. La formation de la laumontite autour des fragments schisteux (mud pebbles) situés au centre des pseudogalets (calcitisés!) pourrait s'effectuer selon la réaction 4.

La laumontite est accompagnée de restes de *heulandite-clinoptilotite* dans la partie SW du synclinal de Thônes. Par endroits la laumontite y devient très rare ou disparaît complètement.

On remarque ainsi un décroissement de l'intensité du métamorphisme vers le SW, ce qui est en accord avec les observations de MARTINI et VUAGNAT (1965). En effet ces deux auteurs ont constaté que le degré de métamorphisme du flysch nordhelvétique diminue en allant d'E (Suisse centrale) en W (Suisse occidentale et Haute-Savoie).

Un recouvrement partiel (« overlapping ») des différentes zones est très caractéristique du faciès à zéolites (COOMBS, 1971). Ceci peut être dû à une vitesse de réaction lente, à un non-équilibre des phases, à des pressions partielles différentes de $H_2O$ et $CO_2$ et aux effets osmotiques (HAY, 1966). Ainsi la heulandite-clinoptilotite est préservée à des profondeurs de 8,7 km dans les sédiments triasiques de Taringatura en Nouvelle-Zélande (COOMBS *et al.* 1958), descendant ainsi environ 5 km en-dessous de la limite supérieure de la zone à laumontite.

*Les conditions physiques de la cristallisation de la laumontite* ne sont pas encore déterminées avec précision. Les expériences de laboratoire indiquent, pour *la limite inférieure du champ de stabilité* de ce minéral, une température d'environ 170°C à une pression de 2 kbar environ lorsque la pression partielle $H_2O$ = pression totale (LIOU, 1971c). La température de 170°C est atteinte sous une surcharge de 5 km avec un gradient géothermique normal de 30°C/km et une température de surface de 20°C.

Cependant, si l'hypothèse d'une subduction de la région helvétique se confirme, le gradient géothermique sera plus bas, probablement autour de 20°C/km. Cette remarque sera valable par la suite pour toutes les considérations touchant aux conditions physiques.

Mais cette température sera beaucoup plus basse si la pression partielle de $H_2O$ est inférieure à la pression totale — cas des roches perméables — et si le potentiel de $H_2O$ est abaissé par la présence de produits en solution (COOMBS, 1971). Ainsi laumontite et quartz coexistent dans plusieurs gisements dont « la surcharge maximale se situe entre 1 à 2,6 km, suggérant des températures de 50° à 100°C » (HAY, 1966).

*La limite supérieure du champ de stabilité* correspond à la transformation de la laumontite en prehnite selon la réaction suivante:

6) Transformation de la laumontite en prehnite (WINKLER, 1967)

$$\underset{\text{laumontite}}{CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O} + \underset{\text{calcite}}{CaCO_3} \rightarrow \underset{\text{prehnite}}{CaAl_2Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{quartz}}{SiO_2}$$

RUSINOV (1965) in LIOU (1971d) suppose que cette réaction se produit à des températures supérieures à 200°C. La prehnite apparaît 10 km à l'E du synclinal de Thônes dans la région entre Arve et Giffre (MARTINI, 1968).

Une indication complémentaire concernant la limite supérieure du champ de stabilité de la laumontite ressort de la transformation de la laumontite en wairakite qui se produit, entre 240°-290°C et sous des pressions partielles de $H_2O$ de 0,5 à 3 kbars (LIOU, 1971b, d), selon la réaction suivante:

7) Transformation de la laumontite en wairakite (LIOU, 1971b,d)

$$CaAl_2Si_4O_{12}.4H_2O \rightarrow CaAl_2Si_4O_{12}.2H_2O + 2H_2O$$

laumontite wairakite eau

L'absence de wairakite indique que le gradient géothermique n'a pas dépassé 35°C/km en Haute-Savoie.

## 7.2. ALBITE, CHLORITE, CALCITE — (« FACIÈS VERT »)

### 7.2.1. « *Faciès vert* », *définition et origine*

Le faciès vert typique a été défini et décrit par MARTINI (1968). Ce faciès est caractérisé par l'absence de silicates de chaux. Les minéraux principaux sont l'albite, la chlorite, le calcite et parfois la phengite. Ce faciès correspond au faciès à chlorite décrit par SEKI (1961) au Japon.

Tous les types de transition existent entre le « faciès vert » typique et les autres faciès (faciès à laumontite et faciès à pumpellyite — prehnite). Dans notre région le « faciès vert » typique n'apparaît que dans les GT les plus orientaux. Il existe en effet dans la partie SW du synclinal de Thônes des grauwackes qui ont une allure proche de celles du « faciès vert ». Ces roches contiennent cependant des plagioclases basiques peu ou pas albitisés, des minéraux ferro-magnésiens peu chloritisés et des micas détritiques peu altérés, des paillettes de biotite brune non chloritisées persistant occasionnellement.

Ainsi ces grauwackes à « faciès vert apparent » diffèrent de celles du faciès vert typique. Elles se situent entre ce dernier et la roche « fraîche ». Cela est plausible car, en allant d'E en W dans le synclinal de Thônes, on rencontre des grauwackes toujours plus « fraîches ».

MARTINI (1968) a expliqué la formation du « faciès vert » typique par des *actions tectoniques* (élévation de pression). Nous proposons une deuxième hypothèse, basée sur la relations étroite entre les faciès verts s.l. et les phénomènes de *calcitisation* précoce. Nous sommes néanmoins conscients que cette hypothèse n'explique pas tous les phénomènes observés.

#### *Action tectonique*

MARTINI (1968) avait observé « qu'une partie du « faciès vert » est manifestement en relation avec le passage des nappes préalpines ». Il émet l'hypothèse que l'arrivée massive des masses préalpines aurait provoqué une élévation plus rapide

de la pression que celle de la température, ce qui est classique pour le premier stade d'un métamorphisme d'enfouissement. « Les plagioclases calciques se décomposent seulement dans les secteurs où les grauwackes reçoivent un appoint supplémentaire d'énergie, soit là où l'action du charriage ultrahelvétique se fait sentir: c'est alors que se constitue le faciès vert » (MARTINI, 1968). C'est seulement après le réajustement (augmentation) de la température que la laumontite se serait formée dans la partie des grauwackes non transformés en « faciès vert ».

Le même auteur tend à expliquer d'une façon analogue l'existence d'un « faciès vert » dans les alternances de minces bancs de grauwackes avec des niveaux marneux en des endroits où les GT n'ont pas subi une forte action tectonique. Ces niveaux argileux auraient permis la transmission des mouvements tectoniques et ainsi créé des conditions favorables pour la formation du « faciès vert ».

*Calcitisation*

Nous avançons ci-après une autre hypothèse pour expliquer la formation du « faciès vert » dans les bancs minces. Cette hypothèse pourrait s'appliquer, par extension, aux bancs épais à proximité d'une nappe.

Beaucoup de séries de grès et de grauwackes montrent de minces bords intensément calcitisés et/ou des zones plus larges légèrement calcitisées aux limites inférieures et/ou supérieures des bancs.

Une filtration ionique de l'eau de compaction à la limite grès/marnes peut expliquer la présence des niveaux calcitisés liés aux intercalations marneuses à l'intérieur du banc et à son bord supérieur (WERNER, 1961 dans FÜCHTBAUER *et al.*, 1970), car l'eau de compaction se déplace de bas en haut dans un sédiment. Par contre, la cimentation faible et homogène de zones atteignant 1 à 2 m d'épaisseur aux bords inférieurs et supérieurs des bancs s'explique mieux par une diffusion ionique à partir des niveaux argileux dirigés vers les grès ou les grauwackes (FÜCHTBAUER *et al.*, 1970). Ce dernier processus a pu succéder au premier décrit plus haut.

Les zones à « faciès vert » montrent curieusement la même distribution que ces niveaux calcitisés (fig. 11). S'agit-il d'un hasard ou y a-t-il une liaison génétique?

Les bancs minces à grains fins, alternant avec des intercalations marneuses, présentent toujours le « faciès vert » et sont toujours calcitisés.

Par contre les bancs massifs, d'une granulométrie et d'une perméabilité plus grande, ne montrent des bords calcitisés (« faciès vert ») et des zones calcitisées (« faciès vert ») qu'aux endroits où ils touchent ou renferment un niveau marneux. Ailleurs les bancs massifs présentent le faciès à laumontite.

Nous pensons qu'une calcitisation précoce peut entraîner le développement d'un « faciès vert » caractérisé par l'absence de silicates de chaux secondaires. Une calcitisation réduit ou annule la perméabilité des grauwackes. La circulation des solutions interstitielles nécessaires à des transformations minéralogiques sera

empêchée, ou pour le moins rendue difficile. C'est précisément dans les bords calcitisés que les plagioclases ont échappé à l'albitisation et à la laumontitisation.

D'autre part, l'existence du « faciès vert » dans des roches avec une teneur élevée en calcite implique que la pression partielle de $CO_2$ devait être élevée, ce qui signifie que la chaux n'a pu se fixer dans des silicates de chaux, en particulier dans la laumontite.

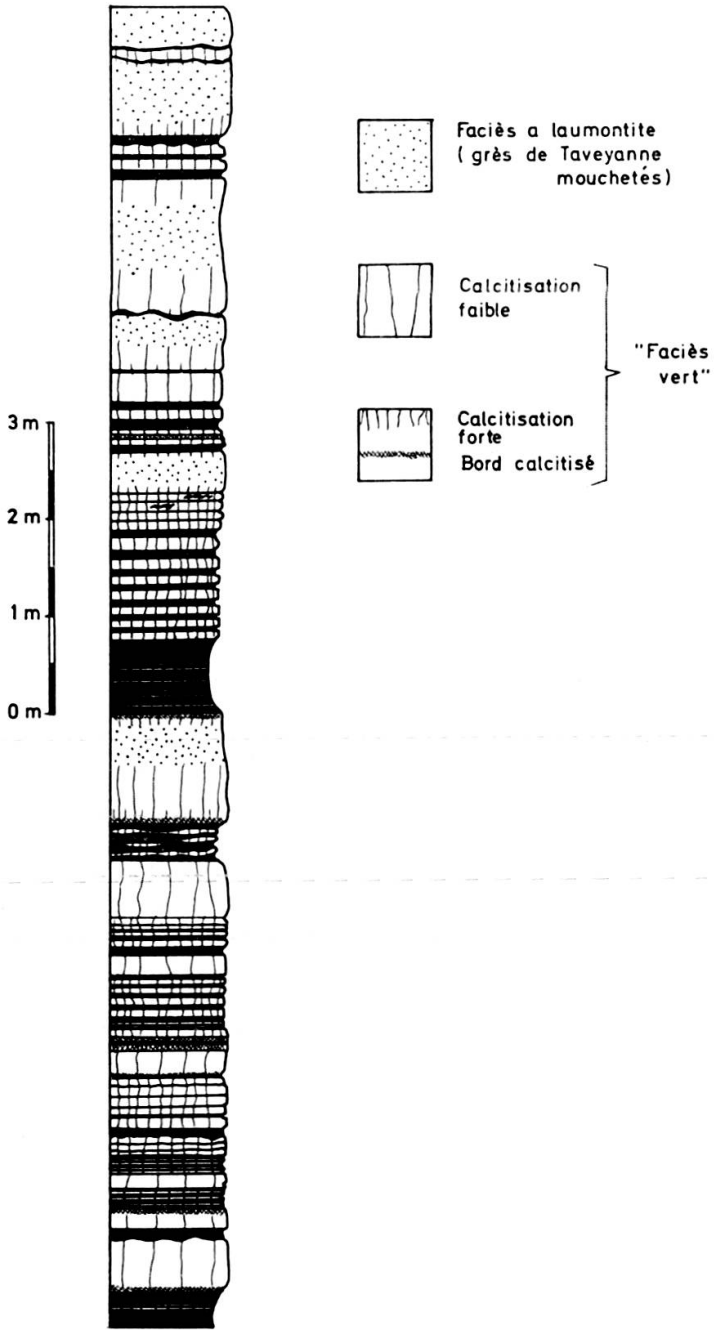



FIG. 11. — Relation entre le degré de la calcitisation et le développement du « faciès vert » et du faciès à laumontite.

Coupe entre le Crêt du Loup et le point 2019 m; voir figures 8 et 9.
Hauteur de la coupe: 13 m.

7.2.2. *Spilitisation*

Les phénomènes d'albitisation et de chloritisation ont été décrits par VUAGNAT (1952) et MARTINI (1968). Nous examinerons en complément si ces phénomènes se sont produits de la même manière et au même moment pour les andésites s.l. et pour les diabases s.l.

L'étude des niveaux intensément cimentés par de la calcite avant le métamorphisme du flysch nordhelvétique nous permet de trancher cette question.

Peu après la sédimentation des grauwackes, certaines zones préférentielles ont été cimentés par de la calcite. Cette cimentation a pu affecter soit des bancs entiers (GT et GVI) soit les marges de certains bancs (bords calcitisés des GT).

Ce ciment, détruisant la perméabilité des grauwackes, y empêchait les transformations minérales qui se produisaient dans les grauwackes non-calcitisées pendant le métamorphisme d'enfouissement dû à la surcharge des klippes. Ainsi les fragments de roches des niveaux fortement calcitisés ont conservé la composition minéralogique qu'ils avaient avant la dernière phase de métamorphisme, c'est-à-dire au moment de la calcitisation diagénétique des grauwackes du flysch.

Dans les *andésites* s.l. des zones calcitisées, les plagioclases ne sont pas albitisés, les minéraux ferro-magnésiens ne sont pas chloritisés. La spilitisation des andésites s.l. dans les niveaux non calcitisés des GT ne peut donc avoir eu lieu qu'après leur dépôt, c'est-à-dire par suite du « burial metamorphism » oligo-miocène du flysch nordhelvétique (MARTINI, 1968).

Par contre, la spilitisation des *diabases* s.l. (laves en coussins) doit résulter d'une phase de métamorphisme antérieure à leur arrivée, en galets, dans le flysch puisque ces fragments sont toujours albitisés et chloritisés quel que soit le niveau stratigraphique et le faciès métamorphique des GT et GVI dans lesquels ils se trouvent.

On pourrait éventuellement envisager que les diabases s.l. ont déjà été partiellement spilitisées soit pendant leur refroidissement comme cela a été postulé pour des basaltes albitisés permiens du NW de l'Allemagne (ECKHARDT, 1971) ou, plus probablement, dans l'écorce océanique par suite d'un métamorphisme précoce (CANN, 1969). Cependant nous pensons qu'un tel processus n'aurait atteint qu'une partie des diabases. Leur spilitisation complète correspond plutôt à une première phase de métamorphisme alpin (crétacé supérieur?) antérieure à leur érosion et leur dépôt dans le flysch nordhelvétique et donc antérieure au métamorphisme d'enfouissement du domaine helvétique.

Cette hypothèse est confirmée par la présence dans les diabases s.l. des GVI de pumpellyite, épidote et actinote-trémolite qui ne peuvent provenir que d'un métamorphisme antérieur à l'Oligocène (3.6.). En effet ces minéraux nécessitent pour leur formation des conditions de température et de pression plus élevées que celles réalisées dans les GVI.

### 7.3. Quartz et minéraux accessoires (faciès a laumontite et « faciès vert »)

Les minéraux de néoformation des GT et des GVI autres que l'albite, la chlorite et les zéolites sont le quartz, le sphène, l'épidote, la magnétite et la phengite.

#### 7.3.1. *Quartz*

Le quartz a participé aux réactions minéralogiques, ce qui se manifeste sous le microscope par des auréoles d'accroissement autour des grains de quartz détritiques et par des inclusions d'autres minéraux détritiques et du ciment chloritique dans du quartz authigène. Une partie des petites plages « dentritiques » de quartz est certainement formée de quartz authigène.

Les phénomènes qui viennent d'être décrits s'observent dans les GVI et les GT. Dans ces derniers ils diffèrent suivant le « faciès métamorphique ». Ainsi le quartz authigène est moins fréquent dans le faciès à laumontite typique que dans le faciès vert. Il est également moins fréquent dans les GT les moins « métamorphiques » qui renferment très peu de laumontite à côté des restes de heulandite-clinoptilotite.

Le quartz passe en solution (« intrastratal solution ») et recristallise déjà aux premiers stades de la diagenèse (« initial epigenesis » de Kossovskaya et Shutov, 1970).

*Plusieurs processus ont pu libérer du quartz* dans les GT et les GVI:

1) Dévitrification du verre volcanique dans des sédiments marins (Hay, 1966).

2) « Intrastratal solution » (Kossovskaya et Shutov, 1970).

3) Altération de l'orthose.

$$4KAlSi_3O_8 + 4H_2O = Al_4(OH)_8Si_4O_{10} + 2K_2O + 8SiO_2$$

orthose eau kaolinite oxyde de potassium silice

4) Mise en solution par pression du quartz au contact de micas ou de minéraux argileux (Füchtbauer *et al.*, 1970).

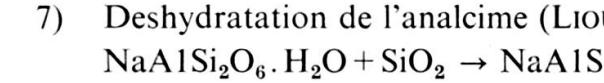
Une libération supplémentaire de quartz se produit dans les GT par les réactions suivantes:

5) Formation de zéolites (7.1.).

6) Transformation de laumontite en prehnite (Winkler, 1967), (voir 7.1. réaction 6). Dans notre région, la surcharge n'était pas assez élevée pour que cette dernière réaction (6) se réalise (7.1.).

*Les réactions minéralogiques consommant du quartz* sont les suivantes:

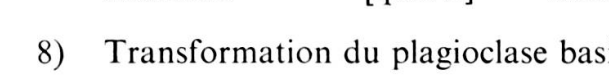
7) Deshydratation de l'analcime (LIOU, 1971a).



$$NaAlSi_2O_6 . H_2O + SiO_2 \rightarrow NaAlSi_3O_8 + H_2O$$

analcime [quartz] albite eau

8) Transformation du plagioclase basique en albite et laumontite (MARTINI, 1968).



$$NaAlSi_3O_8 . CaAl_2Si_2O_4 + 2SiO_2 + 4H_2O \rightarrow NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_4O_{12} . 4H_2O$$

labrador quartz eau albite laumontite

Nous n'avons jamais pu identifier l'analcime. Si ce minéral existait antérieurement dans les GT il a été complètement transformé en albite, ce qui est très probable. L'équilibre de la réaction (7), en effet, est stable aux environs de 200°C et 2 kbars, mais certains auteurs ont fait remarquer (HAY, 1966) « que dans des milieux naturels, la salinité élevée des solutions, la présence de silice amorphe ou d'un cristal mixte tel que le plagioclase ou encore d'une structure ordonnée de l'albite déterminerait une déshydration à beaucoup plus basses températures. Pour ces raisons l'albite peut, dans certaines roches, être stable à une température aussi basse que 25°C. »

Cette hypothèse a trouvé récemment confirmation partielle lors de l'étude du « Niigata Oil Field » au Japon (IIJIMA et UTADA, 1971). Dans ce champ l'albite se forme déjà à une profondeur de 4 km (1,3 kbars) correspondant à une température de 120°C à partir d'analcime et de plagioclase primaire (oligoclase-andésine). Ainsi peut s'expliquer l'absence d'analcime dans les grauwackes qui contiennent encore des restes de heulandite-clinoptilotite.

La transformation du plagioclase basique en albite et laumontite (réaction 8) est caractéristique du faciès à laumontite. La formation d'une molécule d'albite exige deux molécules de quartz. Ainsi s'explique le fait que le quartz authigène est moins fréquent dans les roches à laumontite.

### 7.3.2. *Minéraux accessoires*

Des minéraux de titane, de la magnétite, de la pyrite et de l'épidote se forment déjà aux premiers stades de la diagenèse (KOSSOVSKAYA et SHUTOV, 1970). Dans les GT et les GVI du synclinal de Thônes, sphène et magnétite sont très fréquents. La pyrite abonde localement alors que l'épidote n'apparaît que rarement. Le développement d'orthose authigène a été observé par MARTINI (1968).

Les plagioclases albitisés et séricitisés ont été étudiés à l'aide de la microsonde électronique de l'Université de Genève. La présence, à côté de K, de Mg et de Fe dans les paillettes de mica indique une phengitisation. Toutefois, vu le faible degré de substitution de ces deux derniers éléments, nous ne parlerons que d'une séricite phengitique, d'autant plus que l'extrême finesse de ces phyllosilicates n'autorise pas de mesures quantitatives précises.

## 7.4. Argiles (faciès a laumontite et « faciès vert »)

### 7.4.1. *Introduction*

Depuis les années soixante, les travaux de Weaver, Kübler et Dunoyer de Segonzac ont montré que l'étude des minéraux argileux permet d'évaluer l'intensité de la diagenèse et du métamorphisme.

La méthode la plus prometteuse, utilisée avec succès depuis plusieurs années, est la mesure de *la cristallinité de l'illite d'après KÜBLER (1966)*. Malheureusement, cette dernière méthode n'est pas applicable aux grauwackes et schistes des GT et des GVI. Nos roches sont trop pauvres en potassium et trop riches en magnésium pour que les micas de néoformation soient stables lorsqu'elles évoluent. « Avec l'augmentation des transformations dues à l'augmentation de la température et éventuellement des pressions, le matériel micacé fin est en déséquilibre. Il se dégrade. Le pic à 10 Å s'élargit par suite de la présence de couches interstratifiées gonflantes. Lorsque ces séries sont à proximité de la zone anchimétamorphique, il apparaît des interstratifiés réguliers comme du reste dans les séries charbonneuses, mais ces interstratifiés ont une base de feuillets chloritiques auxquels se superposent des feuillets gonflants. Il s'agit là de « corrensite » (Kübler, 1973a).

Une deuxième méthode, que nous avons utilisée, consiste en l'étude des *associations de minéraux argileux*. Certaines associations sont caractéristiques de conditions de pression et température déterminées.

### 7.4.2. *Description et distribution des minéraux argileux*

Dans le flysch à éléments volcaniques du synclinal de Thônes, les minéraux argileux suivants sont présents: illite, chlorite, corrensite, chlorite gonflante, interstratifié illite/smectite et vraisemblablement des reliques de smectite.

*Illite* — Une grande proportion des muscovites ou illites est d'origine détritique, en particulier dans la série marno-micacée. Cependant de petits développements d'illite (phengite?) de néoformation s'observent dans les plagioclases des andésites.

*Interstratifié illite/smectite et smectite* — Les roches de la zone de transition entre le faciès à laumontite typique et le faciès à heulandite renferment un minéral argileux qui, par diffraction aux rayons X, montre les distances d(001) suivantes, mal définies:

| | | |
|---|---|---|
| échantillon | séché à l'air | bande de 10 à 13 Å |
| » | saturé à l'éthylène-glycol | 12 à 14 Å (et 17 Å ?) |
| » | chauffé à 500°C | 10 Å |

Il s'agit d'un interstratifié illite/smectite. La raie à 17 Å après traitement à l'éthylène-glycol indique probablement la présence de reliques de smectite.

*Chlorite* — Une chlorite à 14 Å se retrouve dans tous les échantillons de flysch, quoique souvent en très petites quantités. Une partie de cette chlorite est sûrement d'origine détritique. Les diabases et une partie des andésites ont été chloritisées avant leur arrivée dans le flysch nordhelvétique.

*Corrensite* — Ce minéral a déjà été signalé dans les GT par KÜBLER (1969). Selon cet auteur, il s'agit d'un interstratifié régulier chlorite/chlorite gonflante. La corrensite est caractérisée par une surstructure à 28-29 Å qui se déplace après saturation à l'éthylène-glycol à 31 Å.

La corrensite du synclinal de Thônes présente les distances réticulaires de d(001) suivantes:

| | | |
|---|---|---|
| échantillon séché à l'air | (001) 28 | à 29,5 Å |
| | (002) 14 | à 14,5 Å |
| » saturé à l'éthylène-glycol | (001) 30 | à 31,5 Å |
| | (002) 15,2 | à 15,5 Å |
| » chauffé à 500°C pendant une heure | (001) 24) | Å |
| | (002) 11,8 | à 12,2 Å |

Ces valeurs correspondraient à celles de l'interstratifié chlorite/montmorillonite de VIVALDI et MACEWANS (1960). Cependant des recherches récentes ont confirmé les résultats des travaux de KÜBLER (1973) qui propose un interstratifié chlorite/chlorite gonflante, dont la succession des couches peut être décrite comme suit (KÜBLER, 1973a):

talc — brucite — talc — cations échangeables et eau d'hydratation

*Chlorite gonflante* — Corrensite et chlorite sont souvent accompagnées d'une chlorite légèrement gonflante à l'éthylène glycol de 14 Å à 14,5 -14,7 Å. Il pourrait s'agir d'un « swelling chlorite » ou d'un « labile chlorite » dans le sens de VIVALDI et MACEWANS (1960). D'après KÜBLER (1973b), il s'agit d'un stade précédant celui de la corrensite; cet auteur propose de le nommer « *pré-corrensite* ».

La distribution des minéraux argileux dans les différentes roches et faciès métamorphiques est indiquée dans la table 4:

TABLE 4

*Distribution des minéraux argileux dans les roches et faciès différents du synclinal de Thônes.*

| SYNCLINAL DE THONES | | |
|---|---|---|
| Niveaux stratigraphiques et faciès métamorphiques | Partie SW | Partie NE |
| — « Marnes à foraminifères » | (illite), (chlorite), chlorite gonflante, (smectite) | (illite), chlorite |
| — Série marno-micacée intercalée dans GT | *illite*, (chlorite), chlorite gonflante, (smectite) | *illite*, chlorite |
| — Série marno-micacée intercalée dans GVI | *illite*, chlorite, corrensite, (smectite) | *illite*, chlorite |
| — GT dans le faciès à laumontite typique | | (illite), (chlorite), *corrensite*, (chlorite gonflante) |
| — GT dans la zone de transition entre faciès à laumontite et f. à heulandite | (illite), (chlorite), *corrensite*, +chlorite gonflante, (smectite) | |
| — GT dans le « faciès vert » typique | | (illite), chlorite, chlorite gonflante |
| — GT dans le « faciès vert » à 2 plagioclases | (illite), chlorite, corrensite +chlorite gonflante | |
| — GVI (dans le « faciès vert ») | illite, chlorite, *corrensite* | |

### 7.4.3. *Formation de la corrensite*

Les conditions physiques de la formation de la corrensite ne sont pas encore bien connues. A Niigata, la corrensite apparaît à partir d'une profondeur de 3000 m, correspondant à une pression de 1 kbar et à 95°C environ. Ce minéral est encore stable à 5000 m ce qui correspond à environ 1,5 kbar et 148°C (IIJIMA et UTADA, 1971).

KÜBLER (1973a) conclut de son côté, après une revue des travaux existants, que la température d'apparition de la corrensite, dans l'évolution diagénétique normale, est de l'ordre de 100° C dans les séries pyroclastiques.

D'après BURST (1969, dans FÜCHTBAUER *et al.*, 1970) la montmorillonite se déshydrate à 95°-110° C, indépendemment de la profondeur.

La présence de l'interstratifié illicite/smectite et de reliques de smectite dans la partie SW de notre région indique que la température n'y a dépassé 110° C que de peu. Avec un gradient géothermique normal de 30° C/km, à une température superficielle de 20° C, on arrive à une surcharge de 3000 m, correspondant à une pression de 1 kbar; avec un gradient géothermique de 20° C/km (7.1.) on arriverait respectivement à une profondeur de 4500 m et 1,5 kbar.

D'après KÜBLER (1973b) l'apparition de la corrensite marque la disparition des smectites. En effet à Niigata la « montmorillonite » se transforme graduellement en chlorite en passant par une corrensite ou une « swelling chlorite » (IIJIMA et UTADA, 1971). La corrensite du synclinal de Thônes semble également se former à partir d'une « montmorillonite » comme en témoignent l'interstratifié illite/smectite et les reliques de smectite. Cette hypothèse est étayée par la présence de « montmorillonite » et kaolinite (9.2.2.) dans les galets d'andésites des conglomérats de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes, France) (ALSAC *et al.* 1969).

Ces andésites proviennent sans doute des mêmes manifestations volcaniques que celles du flysch nordhelvétique et dauphinois (ALSAC *et al.*, 1969).

Il existe une covariance étroite entre la corrensite et la laumontite *dans les GT* (KÜBLER, 1973b). Corrensite et laumontite manquent dans le « faciès vert » typique, par contre, elles sont bien représentées dans le faciès à laumontite (table 4). Leur formation semble influencée par la perméabilité de la roche. Les deux minéraux sont en effet mieux développés dans les niveaux gréseux que dans les niveaux fins (fig. 11.) où la perméabilité est plus réduite, surtout si, comme c'est généralement le cas, ces niveaux sont calcitisés. Dans les roches du « faciès vert » typique, la perméabilité est aussi réduite par le développement important de calcite (7.2.1.).

*Dans les GVI* la corrensite apparaît également de préférence dans les niveaux gréseux, plus riches en éléments volcaniques, plutôt que dans les niveaux fins, moins perméables. L'absence de laumontite dans les GVI peut s'expliquer de deux façons:

1) La pression partielle de $CO_2$ élevée à empêché la cristallisation de la laumontite. Par contre, la formation de la corrensite n'était que peu influencée par le $CO_2$ (KÜBLER, 1973a).

2) Les températures et les pressions dans les GVI n'étaient pas assez élevées pour permettre la formation de la laumontite. Elles permettaient déjà, par contre, la cristallisation de la corrensite. Notons, en faveur de cette hypothèse, que dans le champ de pétrole de Niigata, la corrensite est associée pro parte à l'analcime (IIJIMA et UTADA, 1971). C'est probablement aussi pour cette raison que les galets andésitiques peu calcitisés des conglomérats des GVI contiennent de la corrensite mais pas de laumontite.

La covariance positive étroite entre laumontite et corrensite indique une formation commune de ces deux minéraux. Ils se sont développés dans le flysch nord-

helvétique après l'augmentation de la température et de la pression due à la surcharge des nappes préalpines.

### 7.4.4. *Chloritisation des micas détritiques*

La chloritisation des micas détritiques, en particulier de la biotite, s'est produite *in situ* dans les grauwackes du flysch. On y observe en effet des biotites encore inaltérées; cependant la plus grande partie de ces minéraux se sont transformés en chlorite, en oxyde de titane et en un phyllosilicate incolore à jaunâtre (illite, vermiculite ?). Très souvent, on observe un gonflement caractéristique, créant un vide sous forme de fuseaux parallèles à (001); ce vide a été occupé ensuite par de la calcite, du quartz ou de la laumontite.

La destruction des micas a libéré du bore qui a migré dans la roche et s'est fixé dans la *datolite*. Ce minéral a cristallisé dans des veines (8.2.1.) et dans les noyaux marneux des pseudogalets (MARTINI, 1968).

## 7.5. INTENSITÉ DE LA DIAGENÈSE OU DU MÉTAMORPHISME

Dans ce paragraphe nous passerons en revue les résultats obtenus par les différentes méthodes appliquées et nous essayerons de placer nos roches dans les zonéographies actuelles de la diagenèse ou du métamorphisme. Nous utiliserons les critères suivants:

1) nature des zéolites,
2) association des minéraux argileux,
3) cristallinité de l'illite,
4) changement de texture des grauwackes,
5) densité des marnes.

Parmi ces critères nous considérons que la nature des zéolites et des minéraux argileux occupent une place privilégiée; les autres ont un caractère plus accessoire.

La limite entre la diagenèse et le métamorphisme est fixée arbitrairement. Elle varie considérablement selon les auteurs. Afin de simplifier, nous parlerons toujours de l'intensité du métamorphisme.

### 1) *Zéolites*

Les roches de la région étudiée appartiennent au faciès à laumontite typique. Dans la partie SW de cette région subsistent des reliques de heulandite-clinoptilolite.

Les conditions physiques de la formation des zéolites commencent à être mieux connues. La laumontite cristalline au laboratoire à 170° C et 2 kbar environ (LIOU, 1971c). La température et la pression déterminées au laboratoire sont toujours plus élevées que celles observées dans la nature. HAY (1966) mentionne la présence de laumontite dans plusieurs gisements pour lesquels la surcharge maximale se

situe entre 1 à 2,6 km, suggérant des températures de l'ordre de 50° à 100° C. L'auteur ne précise pas s'il s'agit de la surcharge maximale actuelle ou de la surcharge maximale totale. Ces données nous conduisent à admettre que la limite inférieure de la température dans notre région se situait vraisemblablement autour de 100° C correspondant à une profondeur de 2,7 km et une pression de 1 kbar environ si on admet un gradient géothermique « normal » de 30° C/km et une température superficielle de 20° C. Dans ces conditions apparaît également la corrensite. La présence de heulandite-clinoptilolite n'indique pas de températures ou de pressions précises, puisque ce minéral peut persister très bas dans la zone du faciès à laumontite (7.1.).

Il serait également intéressant de connaître la température et la pression maximales réalisées dans la région étudiée. La transformation de la laumontite en prehnite s'effectue peu au-dessus de 200° C. (RUSINOV, 1965 in LIOU, 1971d), ce qui correspond, en prenant un gradient géothermique « normal » et une température superficielle de 20° C, à une profondeur de 6 km et une pression de 2 kbar environ. Plus à l'E, entre Arve et Giffre, ces conditions sont réalisées; le degré de métamorphisme est légèrement plus élevé et la prehnite y est associée à la laumontite.

2) *Association des minéraux argileux*

Une corrélation entre les faciès minéraux (zéolites, argiles), la cristallinité de l'illite et la température a été proposée par KÜBLER (1973b). Nous retenons ici seulement les propositions concernant les volcanites (table 5).

TABLE 5

*Corrélation entre faciès à zéolites et faciès à argiles d'après KÜBLER (1973b)*

| ZONES | ZEOLITES | ARGILES |
|---|---|---|
| DIAGENESE | clinoptilolite | smectite |
| | analcime | smectite et interstratifié irrégulier |
| | laumontite | corrensite |
| ANCHI- | pumpellyite-prehnite | chlorite |
| EPI- | albite, épidote, amphibole, chlorite, mica, chloritoïde: (faciès schiste vert) | |

Le flysch du synclinal de Thônes renfermant laumontite et/ou corrensite se trouve donc dans la zone de la diagenèse profonde de cet auteur. La partie SW du synclinal, qui est la partie la moins métamorphique, se situerait à la limite de la diagenèse profonde et la diagenèse moyenne. En effet, dans cette région des restes de heulandite-clinoptilolite (7.1.) et d'un interstratifié illite/smectite persistent (7.4.2.).

La corrensite peut se former au-dessus d'une température de 100° C ce qui correspond à une profondeur de 3000 m et à une pression de 1 kbar environ (IIJIMA et UTADE, 1971). Dans les conditions du faciès à pumpellyite-prehnite, la corrensite se transforme en chlorite.

3) *Cristallinité de l'illite*

Cette méthode n'est pas applicable directement au flysch helvétique (7.4.1.). Cependant l'étude des séries sous-jacentes au flysch (par exemple: calcaire sénonien, calcaire nummulitique) a fourni des informations intéressantes. D'après KÜBLER (1973b) l'indice de cristallinité reste dans toutes ces séries supérieur à 0,42° $2\Theta$ Cu $K_\alpha$. Ainsi appartiennent-elles à la zone de diagenèse définie par cet auteur.

4) *Changement de texture des grauwackes*

Les grauwackes du synclinal de Thônes appartiennent à la « zone of altered argillaceous cement and authigenic quartz cement » typique de la diagenèse profonde de KOSSOVSKAYA et SHUTOV (1970). Les grains de quartz montrent des lisérés d'accroissement (7.3.1.) et la matrice argileuse (« corrensite ») résulte de la transformation des minéraux détritiques (7.4.).

5) *Densité des marnes*

La densité d'un sédiment dépend de sa composition minéralogique et de sa compaction.

Les compositions minéralogiques des niveaux marneux intercalés dans les différents grès de notre région tendent à être semblables (2.2.1.). Ainsi l'influence de leur composition devient très faible et peut être négligée.

La densité moyenne des marnes dans la zone du faciès à laumontite typique (GT: d = 2,63 g/cm³ et GVI: d = 2,62 g/cm³) est sensiblement plus élevée que celle de la zone de transition entre le faciès à laumontite typique et le faciès à heulandite (GT: d = 2,55 g/cm³ et GVI: d = 2,53 g/cm³), ce qui indique une diminution de l'intensité du métamorphisme vers le SW.

La comparaison de nos valeurs avec celles obtenues par FREY (1970) dans les marnes de composition semblable du Jurassique de la Suisse orientale nous permet de dire que le degré du métamorphisme de nos roches se situe entre celui des séries non métamorphique du Jura tabulaire (d = 2,49 g/cm³) et celui des roches anchimétamorphiques des nappes helvétiques de Glaris (d = 2,75 g/cm³). Cela confirme les résultats obtenus par les autres méthodes.

TABLE 6

*Comparaisons entre les paragenèses de Taringatura (Nouvelle-Zélande) et celles des Alpes occidentales*

| | TARINGATURA | | | ALPES OCCIDENTALES | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | — | | | Synclinal de Thônes — Région entre Arve et Giffre | | |
| Faciès métamorphique | faciès à zéolites | | faciès à pumpellyite-prehnite | faciès à zéolites | | faciès à pumpellyite-prehnite |
| | heulandite analcime | laumontite | | laumontite + (heulandite) | laumontite | |
| heulandite | ——— | | | — — — — | | |
| analcime | ——— | | | | | |
| laumontite | | ——— | | — — — | ——— | |
| céladonite * | ——— | ——— | | | | |
| corrensite | | | | ——— | ——— | |
| « montmorillonite » | ——— | ——— | | ——— — | | |
| mixed layer illite/smectite | | | | — — | | |
| séricite (phengite) | | | | | — — — — | — — — — |
| chlorite | | — ——— | ——— | | — — — — | ——— |
| prehnite | | | ——— | | | ——— |
| pumpellyite | | | ——— | | | ——— |
| plagioclases basiques partiellement albitisées | ——— | | | ——— | — | |
| albite | | ——— | ——— | | — ——— | ——— |
| quartz | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— |

* Une partie des minéraux déterminés comme céladonite pourrait appartenir au groupe corrensite ou « précorrensite ».

## CONCLUSION

Les résultats obtenus par les différentes méthodes indiquent que la température dans le synclinal de Thônes a été comprise entre 100° C et 200° C. Cela correspond à des profondeurs de 2,7 km et 6,0 km et des pressions de 0,7 kbar et 1,5 kbar avec un gradient géothermique « normal » de 30° C/km et une température superficielle de 20° C. Si on admet un gradient plus faible de 20° C/km (7.1.) on obtient respectivement 4 km et 1 kbar et 9 km et 2,2 kbar.

COOMBS (1971) a distingué quatre séries de « facies series » du métamorphisme d'enfouissement:

1) série à haute pression et basse température;
2) série intermédiaire;
3) série intermédiaire à basse pression;
4) série à très basse pression.

Nos roches correspondent au type intermédiaire comme celles de la série de Taringatura dans le géosynclinal néo-zélandais dont les paragenèses sont très semblables à celles des GT (table 6).

TABLE 7

*Comparaison des zonéographies des auteurs divers ; l'aire hachurée indique la position des roches du synclinal de Thônes*

| COOMBS & al., (1959), COOMBS (1971) | WINKLER (1967) | WINKLER (1970) | KOSSOVSKAYA & SHUTOV (1970) | KUBLER (1973b) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Faciès minéralogiques | Faciès minéralogiques | Degré de métamorphisme ("metamorphic stage") | Faciès minéralogiques et évidences structurales | | Faciès minéralogiques zéolites | minéraux argileux | Cristallinité d'illite (2θ Cu Kα) |
| heulandite | diagenèse | BAS | épigenèse initiale | hculandite-analcime et "zone of unaltered clay cement" | DIAGENESE clinoptilolite | smectite | |
| | | | | | analcime | smectite + interstratifiés irréguliers | |
| laumontite | | | épigenèses profonde | laumontite-albite et "zone of altered argillaceous cement and authigenetic quartz cement" | laumontite | corrensite | |
| | laumontite-prehnite | TRES | | | | | 0,42 |
| prehnite-pumpellyite | pumpellyite-prehnite quartz | | métagenèse initiale | prehnite-pumpellyite et "zone of chlorite-hydromica cement and quartzite like structure" | ANCHIZONE pumpellyite - prehnite | chlorite | |
| pumpellyite-actinote | | | | | | | 0,25 |
| faciès schiste vert | faciès schiste vert | BAS | métagenèse profonde | | EPIZONE | (faciès schiste vert) | |

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 formation* [1] *de ces minéraux*

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