

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

**Faible métamorphisme de la nappe de Morcles:
minéralogie et géochimie**

de Mme Doris Goy-Eggenberger

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

MM. B. Kübler (directeur de thèse), M. Burkhard,
M. Frey (Uni. Bâle), A. Meunier (Uni. Poitiers et
B. Velde (Ecole Normale Supérieure, Paris)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 29 juin 1998

Le doyen:



F. Stoeckli

**UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
INSTITUT DE GÉOLOGIE**

**Laboratoire de minéralogie, pétrographie
et géochimie (LMPGN)**

**Faible métamorphisme
de la nappe de Morcles:**

Minéralogie et géochimie

**Thèse de doctorat
année 97-98**

Doris Goy-Eggenberger

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier M. le Professeur B. Kübler qui m'a donné la possibilité d'effectuer ce travail de thèse.

Les analyses à la microsonde électronique ont été réalisées grâce à Mme E. Nicot, maître de conférence au Département de Géologie de l'Ecole normale supérieure de Paris, ainsi qu'à M.L. W. Diamond et à ses assistants de l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Berne (Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique n° 21-26579.89), que ces personnes trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Je remercie M. le Professeur M. Burkhard de son soutien et de ses conseils, ainsi que MM. les Professeurs J. Remane et F. Persoz.

Ma reconnaissance va également à mes collègues T. Adatte, T. Baudin, M. Rolli, G. Rumley pour leurs conseils avisés.

Ma gratitude à MM. Magranville, Jaques, Kopf et Richard pour la confection des lames minces et des échantillons pour l'analyse RX.

Je témoigne également mon amitié à tous ceux (trop nombreux pour les citer) qui de près ou de loin ont contribué à mener à bien ce travail.

Je n'oublierai pas de remercier ma famille pour la patience dont elle a fait preuve durant ces dernières années.

à Zina et Lulu

*Ce théâtre incertain où
des ombres heureuses tourbillonnent
invite le pénitent à quitter sa morne route*

*L'espace d'un instant,
il se mêle à leur danse réjouie
et son espoir renaît*

Luana Berg

Résumé

Méthodes

Cette étude du "faible métamorphisme" de la nappe de Morcles, présente la géochimie et la minéralogie des roches qui forment cet ensemble tectonique, dans un contexte thermométrique allant de 150° à 400° environ (Frey, 1987a). Cet intervalle de températures recouvre un domaine métamorphique allant de la fin de la diagenèse au début du faciès schistes verts (épizone). Les diverses techniques utilisées telles que les mesures de la "cristallinité" (IC) ou Largeur de Scherrer (LS) ont quantifié le degré de métamorphisme qui a affecté la Nappe de Morcles. Les observations au microscope polarisant ont permis de définir les textures des roches ainsi que les relations interminérales. L'analyse par diffraction RX et la microsonde électronique ont été choisies comme instruments analytiques en complément au microscope polarisant qui n'est pas un outil suffisant dans la détermination précise des micas et des chlorites. Ceci à cause de la très petite taille des phyllites et du faible degré de métamorphisme qui fait que les modifications enregistrées par les micas et les chlorites sont très faibles. Grâce à l'analyse à la microsonde électronique, il est possible d'analyser séparément les diverses populations d'un mélange de minéraux très proches chimiquement, ce que la diffraction RX ne permet pas.

Résultats

Nous avons montré que des transformations minéralogiques et texturales complexes ont lieu dans ce cadre métamorphique. Ces phénomènes concernent les minéraux essentiels tels que micas et chlorites. Les minéraux dit index, tels que le stilpnomélane, présentent également une évolution métamorphique significative. La diminution de la LS des micas de la fraction < 2 µm (fraction néoformée), du front de la nappe aux racines, illustre le passage d'une composition illitique à une composition phengitique ou muscovitique, par des substitutions chimiques, par perte d'eau et par réorganisation du réseau cristallin. Il ne s'agit pas d'un métamorphisme dû au simple empilement stratigraphique, mais bien de dynamométamorphisme, car la LS varie suivant la situation tectonique et ceci indépendamment de l'étage stratigraphique. Dans les zones soumises à une déformation (zones de cisaillement, écrasement, plan de chevauchement), la composition chimique des micas est phengitique (substitution tschermakitique) dans les calcaires (pauvres en alumine) ou paragonitique dans les lithologies schisteuses (riches en alumine).

Les chlorites sont mieux cristallisées que les micas pour un degré métamorphique identique. Il y a une diminution des cations lourds (Fe) et du Si et une augmentation du Mg et du Al avec des conditions de métamorphisme croissant.

Lors de l'évolution métamorphique, le phénomène de recristallisation des glauconites est double. D'une part, elles donnent naissance à du stilpnomélane, enrichi en fer et d'autre part, elles forment des phyllites dorées, enrichies en magnésium. Les glauconites subissent le même type d'évolution que les chlorites, qui migrent vers les pôles alumineux et magnésiens lorsque le métamorphisme augmente.

Dans la nappe de Morcles, la kaolinite subsiste dans des sites attribués à l'épizone par la mesure de la LS et la présence de certains minéraux index tel le chloritoïde.

La pyrophyllite a été détectée au coeur de la nappe de Morcles dans des schistes noirs aaléniens. Elle apparaît également au flanc normal de la nappe dans des calcaires "urgoniens" avec de la kaolinite et de la rectorite.

La rectorite est plutôt un minéral typique de l'anchizone, mais elle a été détectée dans des marbres typiquement épizonaux aux racines de la nappe (Saillon - la Sarvaz), où elle est intercalée entre des niveaux porteurs de paragonite.

Le chloritoïde est caractéristique des lithologies alumineuses. Dans la région de Saillon, ce minéral est présent dans des schistes aaléniens qui montrent une LS épizonale, tandis qu'à Chamoson, dans les schistes aaléniens, les valeurs de la LS sont anchizontales.

Conclusions

Les micas, les chlorites et certains minéraux index suivent la même évolution que les ellipses de déformation de Ramsay, donc leur recristallisation est due en partie du moins, aux derniers événements tectoniques de mise en place de la nappe (plissement et serrage). La foliation principale S2 daterait de 17 à 19 Ma avec une T° de 260° à 350° (analyse de micas situés sur le plan de chevauchement de la nappe, Kirschner *et al.*, non. pub.).

Les assemblages de minéraux argileux sont très labiles et répondent à toutes les variations de l'environnement thermodynamique. Dans les conditions de basses pressions et températures qui caractérisent le faible métamorphisme, on a une grande variété de minéraux métastables qui tendent à l'état d'équilibre de façon différente suivant la taille et la composition chimique de départ des cristallites, ainsi que de la composition totale de la roche qui les englobe. La thermométrie de tels systèmes est donc d'approche très complexe.

Summary

Methods

This study of the low grade metamorphism of the Morcles nappe presents the geochemistry and the mineralogy of the rocks forming this tectonic unity. The metamorphic background covers an interval of temperatures from 150° to 400° (Frey, 1987a), representing the end of the diagenesis to the green schists facies.

Among the various techniques used to value the metamorphic grade there are the "illite crystallinity" (IC) or Scherrer Width (SW) measurements. The microscopic study allows to define structures and mineralogical relations.

X-ray diffraction and electron microprobe permit to complete the micas and chlorites precise determination.

Results

In this metamorphic background, the Morcles nappe rocks show several mineralogical and textural transformations. These phenomena do not only concern essential mineral like micas and chlorites, but also presents the occurrence of stilpnomelane, rectorite, pyrophyllite and other index minerals.

There is a clear decrease of the SW, which is measured on the micas (< 2µm and 2-16 µm clay fraction) from the front of the nappe to his trailing part. This decrease is due to chemical substitutions, loss of water and lattice reorganizations. The micas are indicative of a transformation from an illitic to a phengitic or muscovitic composition in the limestones and/or paragonitic in the shales.

The metamorphic grade is not only due to stratigraphic piling up, but because of the SW decrease, which is independent from stratigraphic units, is clearly due to the tectonic conditions.

In an identical metamorphic background, chlorites are better crystallized than micas. They show a decrease of their heavy cations (Fe) and Si content with increasing metamorphic grade.

In the metamorphic evolution, the glauconites transform into Fe rich stilpnomelane and seem to form new Mg rich phyllosilicates.

Amazingly, kaolinite still subsists in epizonal conditions determined by SW measurements and chloritoid occurrence.

Pyrophyllite has been detected in the Morcles nappe "heart" in Aalenian black shales. This mineral appears also in the normal limb in Urgonian limestones together with kaolinite and rectorite.

Though rectorite seems to be a typical anchizonal mineral, it has been detected in epizonal marbles in the trailing part of the Morcles nappe, were it is located between two paragonite bearing levels.

Chloritoid is characteristic of aluminous lithologies. In the Saillon region, this mineral is located in aalenian shales and the SW is epizonal. In the Chamoson region, chloritoid has been found too and the SW measurements are anchizonal.

Conclusions

Micas, chlorites and some of the index minerals have the same evolution than the stress conditions (measured by Ramsay, 1981). Their neocrystallization is partly due to the last tectonic events that affected the Morcles nappe. The main foliation (S2) occurred between 17 and 19 Ma with a T° of 260° to 350° (micas analysis located at the thrust contact underlying the inverted limb of the nappe, Kirschner *et al.*, non. pub.).

The clay minerals assemblages are very sensitive to all thermodynamic variations. In the low grade metamorphic conditions, there is a large variety of metastable minerals that are tending towards a balanced state in a manner that is dependent on chemical composition of the crystallites and those of the bulk rock. The approach of the thermometry of such systems is very complex.

Liste des figures

Chapitre 1

Fig. 1.1. Situation géographique et géologique générale (modifié d'après la carte géologique de la Suisse, commission géologique suisse, 1972). En encadré, la situation approximative de la nappe de Morcles.

Chapitre 2

Fig. 2.1. Situation tectonique des échantillons (coupe d'après Langenberg & al., 1987).

Fig. 2.2. Mesure de la cristallinité (IC) ou largeur de Scherrer (LS) selon la méthode de Kübler (1967a).

Fig. 2.3. Influence de la charge d'argile sur la largeur de Scherrer (fractions < 2 µm air-dry).

Fig. 2.4. Influence de la charge d'argile sur l'intensité du pic du mica à 10Å (fractions < 2 µm air-dry).

Fig. 2.5. Variation de la LS en fonction de l'intensité du pic du mica à 10Å (fractions < 2 µm air-dry).

Fig. 2.6. Calibration de la largeur de Scherrer: droite de régression.

Chapitre 3

Fig. 3.1. Analyses RX: minéralogie de la roche totale de la Nappe de Morcles.

Chapitre 4

Fig. 4.1. Rapports des intensités basales d'après les valeurs calculées par Brindley (1980) pour les micas dioctaédriques.

Fig. 4.2. Rapports des intensités des pics du mica (1001/1002) de la fraction argileuse < 2 µm AD aux racines, flanc inverse, coeur, flanc normal et front de la Nappe de Morcles.

Fig. 4.3. Evolution des rapports des intensités des réflexions basales (moyennes selon le lieu géographique) des micas (fractions < 2 µm air-dry orientées) en fonction de la situation tectonique.

Fig. 4.4. Diagrammes ternaires réalisés avec les micas de référence (Rey & Kübler, 1983, analyses effectuées en 1993).

Fig. 4.5a. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): autochtone (0) et flanc inverse (1 et 2).

Fig. 4.5b. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): flanc inverse (3 et 4), coeur (3.5) et flanc normal (5).

Fig. 4.5c. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): flanc inverse (6), coeur (7) et flanc normal (8).

Fig. 4.5d. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): front (9), flanc normal (10) et Ultrahelvétique (11).

Fig. 4.6a. LS des micas "air dried" (fractions < 2 µm) en fonction de la LS des micas de la fraction plus grossière (2-16 µm) (334 échantillons).

Fig. 4.6b. LS des micas (fractions < 2 µm AD) en fonction de la LS des micas de la même fraction après passage au glycol (333 échantillons).

Fig. 4.6c. $\Delta LS = LS^{2\theta} \text{ air-dry} - LS^{2\theta} \text{ glycol}$, (fractions < 2 µm) en fonction de la "situation tectonique" (252 échantillons).

Fig. 4.7. Influence de la lithologie sur la largeur de Scherrer: comparaison des valeurs moyennes selon les sites tectoniques.

Fig. 4.8. LS des micas "air dried" (fractions < 2 µm) en fonction de la "situation tectonique" (268 échantillons).

- Fig. 4.9.** Evolution de la Largeur de Scherrer (LS) des fractions fines orientées (moyennes selon le lieu géographique) en fonction de la situation tectonique.
- Fig. 4.10.** LS du mica (fraction argileuse <2 μm , séchée à l'air) en diverses positions tectoniques de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.11.** LS du mica (fraction argileuse <2 μm glycolée) en diverses positions tectoniques de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.12.** LS du mica (fraction argileuse 2-16 μm , séchée à l'air), en diverses positions tectoniques de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.13.** LS $^{\circ}2\theta$ du mica < 2 μm et 2-16 μm (air-dry) et rapports des intensités (en CPM) des 1er et 2ème pics du mica respectivement de la chlorite en fonction de l'échantillonnage de la face S du Gd. Chavalard (modifié d'après Badoux, 1972).
- Fig. 4.14.** LS $^{\circ}2\theta$ du mica < 2 μm et 2-16 μm (air-dry) et rapports des intensités (en CPM) des 1er et 2ème pics du mica respectivement de la chlorite en fonction de l'échantillonnage de la face SW des Dents de Morcles, vue de Mex (modifié d'après Badoux, 1972).
- Fig. 4.15a.** Projection des isocrysts sur une coupe horizontale.
- Fig. 4.15b.** Projection des isocrysts sur une coupe verticale (d'après Langenberg & al. 1987).
- Fig. 4.16.** Rapports des intensités basales du mica à 10Å et 5Å (001/002) en fonction de la LS $^{\circ}2\theta$ (< 2 μm air-dry).
- Fig. 4.17.** Largeur de Scherrer (LS) des micas (fractions <2 μm air-dry) en fonction de la LS mesurée sur la deuxième réflexion des chlorites (7Å), (221 échantillons).
- Fig. 4.18.** Diagramme de référence modifié d'après Baudin et Marquer (1993).
- Fig. 4.19a.** Mica de type "phengite" dans les calcaires siliceux (<2 μm) (Bajocien inférieur, Le Dailey-Plan des Combes), détail de la cinquième réflexion basale du mica, comparée à la même réflexion provenant d'un mica d'un schiste aalénien (Tenèvre).
- Fig. 4.19b.** Taux de Si en fonction du taux d'Al^{tot}: calcaires bajociens (n°31).
- Fig. 4.19c.** Taux de Fe^{tot} + Mg en fonction du taux d'Al^{tot}: calcaires bajociens (n°31).
- Fig. 4.19d.** Taux de Fe^{tot} en fonction du taux de Mg: calcaires bajociens (n°31).
- Fig. 4.19e.** Taux de K en fonction du taux de Na: calcaires bajociens (n°31).
- Fig. 4.20.** Evolution de la substitution tschermakitique (Al^{tot}/Si) dans les micas de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.21.** Evolution de la quantité de Mg par rapport à la quantité de Fe^{tot} dans les micas de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.22.** Evolution de la substitution d'Al par Fe^{tot} + Mg dans les micas de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.23.** Détail du premier pic de la paragonite dans les marbres de Saillon avec mica et chlorite (n°2, La Sarvaz) fractions fines <2 μm AD.
- Fig. 4.24.** Paragonite dans les marbres de Saillon avec mica et chlorite (n°2, Saillon, La Sarvaz) fractions fines < 2 μm air-dry et glycol.
- Fig. 4.25.** Paragonite: les intensités brutes du pic à 4.8Å en fonction de la fraction granulométrique (<2 μm et 2-16 μm).
- Fig. 4.26.** Alternance de mica-paragonite-chlorite (au centre de la photo) dans les schistes aaléniens, Tenèvre, n°27, (barre = 0.1 mm, lumière polarisée).
- Fig. 4.27.** Lamelles de paragonite, de réfringence plus élevée, intercalées à des cristaux de muscovite (barre = 0.1 mm, lumière naturelle) (n° 120, Saillon, La Sarvaz).
- Fig. 4.28.** Micas sodiques de la région des racines (n°1 et n°120) comparés à des micas sodiques de la région du flanc inverse (n°27, Tenèvre).
- Fig. 4.29.** Evolution de la substitution paragonitique dans les micas de la Nappe de Morcles.
- Fig. 4.30a.** Les micas de la Nappe de Morcles: analyses diffractométriques et microsonde comparées.
- Fig. 4.30b.** Les micas de la Nappe de Morcles: analyses diffractométriques et microsonde comparées.

Chapitre 5

- Fig. 5.1.** Classification des chlorites selon Hey (1954).
- Fig. 5.2.** Un diagramme type établi par Oinuma, Shimoda & Sudo (1972).
- Fig. 5.3a.** Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines <2 μm et 2-16 μm (air-dry): autochtone (0) et flanc inverse (1 et 2).
- Fig. 5.3b.** Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines <2 μm et 2-16 μm (air-dry): flanc inverse (3 et 4), coeur (3.5) et flanc normal (5).
- Fig. 5.3b.** Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines <2 μm et 2-16 μm (air-dry): flanc inverse (3 et 4), coeur (3.5) et flanc normal (5).
- Fig. 5.3c.** Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines <2 μm et 2-16 μm (air-dry): flanc inverse (6), coeur (7) et flanc normal (8).
- Fig. 5.3d.** Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines <2 μm et 2-16 μm (air-dry): front (9), flanc normal (10) et Ultrahelvétique (11).
- Fig. 5.4.** Néoformations de chlorite, au centre, (calcaires gréseux et glauconieux, Hauterivien, n° 61, barre = 0.2mm, lumière polarisée).
- Fig. 5.5.** Oolithes (Callovo-oxfordien, n° 192), présentant une structure en pelure d'oignon constituée en partie par de la chlorite (lumière polarisée, barre = 1 mm).
- Fig. 5.6a.** Evolution de la composition chimique des chlorites de la Nappe de Morcles: schistes, quartzites et calcaires marneux.
- Fig. 5.6b.** Evolution de la composition chimique des chlorites de la Nappe de Morcles, calcaires siliceux et grès.
- Fig. 5.7.** Corrélations entre la quantité de cations lourds (Y) et les rapports des intensités des réflexions basales.
- Fig. 5.8.** Les chlorites de la Nappe de Morcles: analyses diffractométriques et microsonde comparées.
- Fig. 5.9a.** Variation des rapports des 3 premières réflexions basales des chlorites en fonction de la teneur en Al^{tot} , Mg et Fe^{tot} (fractions fines <2 μm).
- Fig. 5.9b.** Variation des rapports des 3 premières réflexions basales des chlorites en fonction de la teneur en Al^{tot} , Mg et Fe^{tot} (fractions fines 2-16 μm).
- Fig. 5.10.** Rapports des intensités basales de la chlorite à 14Å et à 7Å (001/002) en fonction de la $\text{LS}^{2\theta}$ du mica dans la fraction fine <2 μm (air-dry).
- Fig. 5.11.** Chlorites de la région du Dailey (flanc inverse), rapports du deuxième pic sur le troisième pic des chlorites en fonction de la $\text{LS}^{2\theta}$ (du mica), respectivement pour les fractions fines <2 μm et pour les fractions 2-16 μm .
- Fig. 5.12.** Chlorites: températures versus occupation octaédrique.

Chapitre 6

- Fig. 6.1.** Composition chimique des glauconites des calcaires siliceux (Hauterivien): front de la nappe (Arbalesse) et flanc normal (Anzeindaz).
- Fig. 6.2.** Glauconites (Hauterivien), avec néoformations de calcite à l'intérieur (lumière naturelle, barre = 0.2 mm, n° 266).
- Fig. 6.3.** Calcaires siliceux et grès du front de la nappe de Morcles: composition chimique des glauconites.
- Fig. 6.4.** Glauconites (quartzites (Gault), n° 73, barre = 0.2 mm, lumière polarisée).
- Fig. 6.5.** Composition chimique des glauconites des calcaires siliceux (Hauterivien): front de la nappe (Arbalesse) et flanc normal (Anzeindaz).
- Fig. 6.6.** Stilpnomélane (n° 266) de la région d'Anzeindaz (roche totale).
- Fig. 6.7.** Stilpnomélane (n°61) de la région de l'Arbalesse (Pont-de-Nant) (fractions fines orientées) (détail du 1er pic).
- Fig. 6.8.** Stilpnomélane (n°237) de la région de la Dt. de Morcles (fractions fines <2 μm air-dry).

Fig. 6.9. Les rapports de l'intensité du 1er pic (12Å) sur celle du deuxième pic (4Å) sont assez constants ($r^2 = 0.869$).

Fig. 6.10. La fraction <2 µm est en général plus riche en stilpnomélane que la fraction plus grossière (2-16 µm).

Fig. 6.11. Glauconite avec stilpnomélane cristallisé en bordure (calcaires urgoniens, n°78, lumière polarisée, barre = 0.05 mm).

Fig. 6.12. Analyse microsonde: coupe d'une glauconite (calcaires d'âge hauterivien, n°265).

Fig. 6.13. *Prébiotite* dans des joints stylolitiques plissotés (calcaires gréseux, Hauterivien, n°111) (barre = 0.2 mm, lumière naturelle).

Chapitre 7

Fig. 7.1. Schistes aaléniens: pyrophyllite avec chloritoïde, rectorite, mica, chlorite, kaolinite et interstratifié paragonite-mica (Chamoson, n°177), lame de roche.

Fig. 7.2. Kaolinite dans un calcaire dolomitique (n°105, formation de Longeraie): fractions fines orientées.

Fig. 7.3. Mesure de l'intensité de la réflexion à 3.6Å: fractions fines orientées (< 2 µm AD et glycol et 2-16 µm AD).

Fig. 7.4. Calcaires urgoniens: pyrophyllite avec kaolinite, rectorite, mica et chlorite (Derborence, n°184, fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycol).

Fig. 7.5. Relation existant entre l'intensité du premier pic de la pyrophyllite à ≈9.2Å et celle de la réflexion à ≈4.6Å.

Fig. 7.6. Les intensités du 1er pic à ≈9.2Å de la pyrophyllite (CPM) des fractions < 2 µm air-dry, < 2 µm glycol et 2-16 µm air-dry.

Chapitre 8

Fig. 8.1. Chloritoïde dans les schistes aaléniens avec mica, paragonite et chlorite (n°120, Saillon-La Sarvaz, lame de roche).

Fig. 8.2. Chloritoïde dans les schistes aaléniens (n°120, Saillon, La Sarvaz).

Fig. 8.3. Baguettes de chloritoïde dans les schistes aaléniens (n° 120, Saillon, La Sarvaz, lumière naturelle, barre = 0.05 mm).

Chapitre 9

Fig. 9.1. Rectorite dans les marbres de Saillon (Flanc inverse, La Sarvaz, 3a) fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycol).

Fig. 9.2. Rectorite dans les schistes aaléniens (Coeur de la nappe, Chamoson, n°189) fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycol).

Fig. 9.3. Rectorite: (Arbalesse - Pont-de-Nant, calcaire urgonien, n°65) fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycol).

Fig. 9.4. Rectorite: Flanc normal de la nappe (Derborence-Liappay, calcaire urgonien, n°144).

Fig. 9.5. Interstratifié paragonite/mica avec rectorite dans les schistes aaléniens (Coeur de la nappe, Chamoson, n°198) fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycol).

Fig. 9.6. Evolution des positions (dÅ) en fonction de la taille des grains (1er pic, glycol).

Fig. 9.7. Evolution des positions (dÅ) en fonction de la taille des grains (2ème pic, glycol).

Fig. 9.8. Evolution des intensités et de l'effet au glycolage en fonction de la taille des grains.

Chapitre 10

Fig. 10.1. Valeurs de la LS mesurée sur le pic du mica à 10Å et minéraux index.

Fig. 10.2. Projection des isocrysts sur une coupe horizontale et minéraux index.

Liste des tableaux

Chapitre 2B

Tab. 2.1. Liste des minéraux répertoriés dans les analyses de la roche totale. * En présence du pic seul à ~ 2.7 , ces minéraux ne peuvent être déterminés avec précision.

Tab. 2.2. Liste des minéraux répertoriés dans les analyses de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ (air-dry).

Tab. 2.3. Liste des minéraux répertoriés dans les analyses de la fraction $2-16 \mu\text{m}$ (air-dry) (idem que dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ (air-dry) + les minéraux suivants).

Tab. 2.4. Erreur instrumentale sur la mesure de la Largeur de Scherrer et l'intensité du premier pic du mica à 10 \AA : moyenne, maximum, minimum, déviation standard ($n = 4 \times 10$).

Tab. 2.5. Influence de la charge sur la mesure de la $LS \text{ } ^\circ 2\theta$ (argilite du Trias): moyenne, maximum, minimum, déviation standard (dev. std.) ($n = 12$).

Tab. 2.6. Influence de la charge sur la mesure de la $LS \text{ } ^\circ 2\theta$ (calcaire marneux valanginien): moyenne, maximum, minimum, déviation standard (dev. std.), ($n = 36$).

Tab. 2.7. Influence de la charge sur la mesure de la $LS \text{ } ^\circ 2\theta$ (argile rouge sidérolithique): moyenne, maximum, minimum, déviation standard (dev. std.) ($n = 7$).

Tab. 2.8. $LS \text{ } ^\circ 2\theta$ et intensité en coups par minute (CPM) du premier pic du mica à 10 \AA de 22 standards. L'analyse chimique de certains standards (*) figure dans Rey & Kübler (1983).

Chapitre 4

Tab. 4.1a. Différences entre les LS (moyennes selon le site tectonique) mesurées sur les diagrammes des fractions fines orientées ($< 2 \mu\text{m}$ air-dry et glycolé + $2-16 \mu\text{m}$ air-dry) des calcaires marneux, des calcaires gréseux et des calcaires purs.

Tab. 4.1b. Tableau récapitulatif des $LS \text{ } ^\circ 2\theta$ moyennes des fractions argileuses fines (micas et chlorites).

Tab. 4.2. Valeurs en \AA des positions basales du mica ($n^\circ 31$) ($< 2 \mu\text{m}$ air dry), corrigées avec le quartz à 4.26 \AA (en étalon interne). *Borg et Smith (1969).

Tab. 4.3a. Compositions chimiques et formules structurales anhydres des micas (grandes phyllites) des calcaires d'âge Bajocien ($n^\circ 31$).

Tab. 4.3b. Compositions chimiques et formules structurales anhydres des micas (stylolithiques) des calcaires d'âge Bajocien ($n^\circ 31$).

Tab. 4.3c. Compositions chimiques moyennes des micas (grandes phyllites et micas dans les stylolithes) des calcaires d'âge Bajocien ($n^\circ 31$).

Tab. 4.4. Paragenèse de la paragonite dans la roche totale.

Tab. 4.5. Paragenèse de la paragonite dans les fractions argileuses fines $< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$ (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

Tab. 4.6. Positions des 4 principaux pics de la paragonite ($< 2 \mu\text{m}$ air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26 \AA .

Tab. 4.7. Positions des 4 principaux pics de la paragonite ($< 2 \mu\text{m}$ glycol) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26 \AA .

Tab. 4.8. Positions des 4 principaux pics de la paragonite ($2-16 \mu\text{m}$ air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26 \AA .

Tab. 4.9. Positions des 4 principaux pics de la paragonite (moyennes) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26 \AA .

Tab. 4.10. Compositions chimiques et formules structurales des micas sodiques ($n^\circ 27$, schistes aaléniens, Tenèvre).

Tab. 4.11. Compositions chimiques et formules structurales des micas paragonitiques ($n^\circ 27$, schistes aaléniens, Tenèvre).

Tab. 4.12. Compositions chimiques et formules structurales des micas ($n^\circ 120$, schistes aaléniens, Saillon - La Sarvaz).

Tab. 4.13. Compositions chimiques et formules structurales des micas paragonitiques (n°120, schistes aaléniens, Saillon - La Sarvaz).

Tab. 4.14. Compositions chimiques et formules structurales des micas (n° 1, schistes verts, Gault, Saillon).

Chapitre 5

Tab. 5.1. Asymétrie (D) et contenu en cations lourds (y): valeurs calculées sur la base de formules structurales théoriques (Brindley et Brown) et mesurées (Morcles).

Tab. 5.2. Tableau récapitulatif des températures moyennes des chlorites.

Chapitre 6

Tab. 6.1. Paragenèse de la glauconite, dans la roche totale (DX).

Tab. 6.2. Paragenèse du stilpnomélane, dans la roche totale (DX). *la glauconite a été détectée au microscope optique, puis analysée à la microsonde électronique.

Tab. 6.3. Positions des quatre principaux pics du stilpnomélane corrigés par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Tab. 6.4. Premier pic du stilpnomélane à ~12 Å.

Tab. 6.5. Deuxième pic du stilpnomélane à ~4 Å.

Tab. 6.6. Troisième pic du stilpnomélane à ~3 Å.

Tab. 6.7. Quatrième pic du stilpnomélane à ~2.5 Å.

Tab. 6.8. Compositions chimiques et formules structurales du stilpnomélane (n° 78 et références).

Tab. 6.9. Compositions chimiques et formules structurales de phyllites jaune-brun néoformées calculées avec 11 O (n° 78).

Tab. 6.10. Composition chimique et formule structurale de feldspath potassique néoformé (n° 264).

Tab. 6.11. Compositions chimiques et formules structurales du stilpnomélane (Hauterivien, n° 264 et 266).

Tab. 6.12. Compositions chimiques et formules structurales du stilpnomélane (Hauterivien, n° 265).

Tab. 6.13. Flanc normal de la nappe de Morcles (région d'Anzeindaz). Analyse de glauconites (Gl), *préstilpnomélane* (PS) et stilpnomélane (St) (n° 265).

Tab. 6.14. Flanc normal de la nappe de Morcles (région d'Anzeindaz). Analyse de glauconites (Gl), *préstilpnomélane* (PS) et stilpnomélane (St) (n° 265, suite).

Tab. 6.15. Compositions chimiques et formules structurales des micas (calcaire gréseux, Hauterivien, n°111, Saillon).

Chapitre 7

Tab. 7.1. Paragenèse de la kaolinite dans la roche totale.

Tab. 7.2. Paragenèse de la kaolinite dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

Tab. 7.3. Fractions fines (<2 µm air-dry): positions et intensités de deux réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å. Les échantillons figurés en gras ne contiennent pas de chlorite.

Tab. 7.4. Fractions fines (<2 µm glycol): positions et intensités de deux réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å. Les échantillons figurés en gras ne contiennent pas de chlorite.

Tab. 7.5. Fractions fines (16 µm air-dry): positions et intensités de deux réflexions basales de la kaolinite respectivement de la chlorite à 3.5Å.

Tab. 7.6. Positions de deux réflexions basales de la kaolinite corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å, comparées aux résultats de Brindley (1961) et de Bailey (1963).

Tab. 7.7. Paragenèse de la pyrophyllite dans la roche totale.

Tab. 7.8. Paragenèse de la pyrophyllite dans les fractions argileuses <2 µm et 2-16 µm (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

Tab. 7.9. Positions et intensités des quatre principaux pics de la pyrophyllite (<2 µm air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Tab. 7.10. Positions et intensités des quatre principaux pics de la pyrophyllite (<2 µm glycol) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Tab. 7.11. Positions et intensités des quatre principaux pics de la pyrophyllite (2-16 µm air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Tab. 7.12. Positions des quatre principaux pics de la pyrophyllite (moyennes) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Chapitre 8

Tab. 8.1. Paragenèse du chloritoïde dans la roche totale.

Tab. 8.2. Paragenèse du chloritoïde dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

Tab. 8.3. Positions des trois principaux pics du chloritoïde corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Tab. 8.4. Composition chimique et formule structurale du chloritoïde calculée avec 12 oxygènes (n°120, schistes aaléniens, Saillon-La Sarvaz).

Chapitre 9

Tab. 9.1. Paragenèse de la rectorite dans la roche totale.

Tab. 9.2. Paragenèse de la rectorite dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

Tab. 9.3. Positions (Å) et intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (< 2 µm air-dry).

Tab. 9.4. Positions (Å) et intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (<2 µm glycol).

Tab. 9.5. Positions (Å) et intensités (CPM) de deux principaux pics de la rectorite (2-16 µm air-dry).

Tab. 9.6. Positions (Å) et intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (air-dry) dans le marbre de Saillon.

Tab. 9.7. Positions (Å) et intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (glycol) dans le marbre de Saillon.

Chapitre 10

Tab. 10.1. Schistes noirs aaléniens: paragenèses et $LS^{2\theta}$ <2 µm air-dry (moyennes des sites).

Liste des abréviations

AD	air-dry/séché à l'air
ANCHI	anchizone
Cc	calcite
Ch	chlorite
CPM	coups par minute
CPS	coups par seconde
Ct	chloritoïde
Do	dolomite
DRX	diffraction X
EPI	épizone
FK	feldspath potassique
I	intensité
IC	"cristallinité" de l'illite
Ka	kaolinite
LS	largeur de Scherrer
Mi	mica
P/M	interstratifié paragonite/muscovite ou phengite
Pa	paragonite
Pl	plagioclases
Py	pyrophyllite
Pyr	pyrite
Qz	quartz
Re	rectorite
RX	rayons X

Table des matières

Remerciements	
Résumé-Abstract	
Liste des figures	I
Liste des tableaux	V
Liste des abréviations	VIII
Table des matières	IX

Première partie: méthodes

Chapitre 1. Introduction	1
1.1. Définition du faible métamorphisme	1
1.2. Le gradient métamorphique de la nappe de Morcles	1
1.3. Cadre géographique et géologique général	3
1.3.1. Cadre géographique	3
1.3.2. Cadre géologique	3
1.3.3. Lithostratigraphie de la nappe de Morcles	3
1.3.4. Tectonique de la nappe de Morcles	4
Chapitre 2A. Méthodes d'analyse	6
2A.1. Echantillonnage sur le terrain	6
2A.1.1. Type d'échantillonnage	6
2A.1.2. Situation géographique des échantillons	6
2A.1.3. Poids et nature des échantillons	7
2A.1.4. Cartes géologiques utilisées	7
2A.2. Etude au microscope optique polarisant	8
2A.3. Diffractométrie RX (DRX)	8
2A.4. Analyse à la microsonde électronique	8

Chapitre 2B. Diffractométrie RX (DRX)	10
2B.1. Préparation des échantillons	10
2B.1.1. Roche totale	10
2B.1.2. Fractions argileuses fines orientées	10
2B.2. Diffractomètre SCINTAG XDS 2000	11
2B.2.1. Caractéristiques de l'appareil et conditions de mesure	11
2B.2.2. Traitement des données	11
2B.3. Minéralogie de la roche totale	11
2B.3.1. Références	11
2B.3.2. Méthodes	12
2B.3.3. Minéraux répertoriés: roche totale	12
2B.4. Minéralogie des fractions argileuses fines orientées	12
2B.4.1. Minéraux répertoriés: fractions fines < 2 µm	12
2B.4.2. Minéraux répertoriés: fractions fines 2-16 µm	13
2B.5. Mesure de la Largeur de Scherrer (LS)	14
2B.5.1. Définitions	14
2B.5.2. Méthodologie et conditions expérimentales	15
2B.5.3. Calibration de deux appareillages: (SCINTAG versus PHILIPS)	21
Chapitre 2C. Analyse à la microsonde électronique	24
2C.1. Préparation des échantillons	24
2C.2. Appareillage utilisé	24
2C.3. Traitement des données	24

Deuxième partie: résultats

Chapitre 3. Lithostratigraphie de la Nappe de Morcles	25
3.1. Introduction	25
3.2. Flanc inverse de la nappe (région de Saillon)	26
3.3. Coeur de la nappe (Ardèche-Chamoson)	29
3.4. Flanc normal (Chamoson-Mine de Fer)	30
3.5. Front de la nappe (Arbalesse-Pont-de-Nant)	32
3.6. Flanc normal (Derborence)	36
Chapitre 4. Les micas	40
4.1. Analyse par diffraction RX (DRX) des micas	40
4.1.1. Détermination et évolution de la composition des micas à l'aide des rapports des intensités des réflexions basales	40
4.1.2. Evolution du degré de métamorphisme à l'aide de la mesure de la largeur de Scherrer (LS)	51
4.1.3. Variation des rapports I001/I002 en fonction de la LS	63
4.1.4. Application de la mesure de la LS aux chlorites	64
4.2. Analyse des micas par microsonde électronique	68
4.2.1. La substitution tschermakitique	68
4.2.2. Les micas sodiques (substitution paragonitique et paragonite)	77
4.3. Corrélations entre les analyses DRX et les analyses à la microsonde	92
Chapitre 5. Les chlorites	95
5.1. Analyse DRX des chlorites	96
5.1.1. Rappel de la méthode Oinuma, Shimoda & Sudo	96
5.1.2. Méthode type Oinuma simplifiée	98
5.2. Analyse des chlorites par microsonde électronique	100
5.2.1. Lithologies à dominante schisteuse	101
5.2.2. Lithologies à dominante calcaro-gréseuse	103
5.3. Comparaisons des résultats obtenus avec les analyses à la microsonde et l'analyse DRX	106
5.3.1. Comparaisons des résultats obtenus avec les analyses à la microsonde et l'analyse DRX avec des valeurs théoriques	106
5.3.2. Comparaisons des résultats obtenus avec les analyses à la microsonde et l'analyse DRX	108
5.3.3. Variation du chimisme des chlorites et LS	108
5.3.4. La chlorite comme géothermomètre?	110

Chapitre 6. Les glauconites et le stilpnomélane	113
6.1. Les glauconites	113
6.1.1. Rappel minéralogique	113
6.1.2. Analyse à la microsonde électronique	114
6.2. Le stilpnomélane	120
6.2.1. Rappel minéralogique	120
6.2.2. Analyse DRX du stilpnomélane	121
6.2.3. Géochimie et formation du stilpnomélane: analyse par microsonde électronique	125
6.3. " <i>Prébiotite et Fe-mica</i> " produits du métamorphisme du stilpnomélane?	136
Chapitre 7. La kaolinite et la pyrophyllite	138
7.1. La kaolinite	138
7.1.1. Rappel minéralogique	138
7.1.2. Occurrence de la kaolinite dans la nappe de Morcles	139
7.1.3. Analyse DRX de la kaolinite	139
7.2. La pyrophyllite	144
7.2.1. Rappel minéralogique	144
7.2.2. Analyse DRX de la pyrophyllite	144
Chapitre 8. Le chloritoïde	149
8.1. Gisements et paragenèses	149
8.2. Occurrence du chloritoïde dans la nappe de Morcles	150
8.3. Analyse DRX du chloritoïde	150
8.4. Analyse du chloritoïde par microsonde électronique	152
Chapitre 9. La rectorite	154
9.1. Minéralogie et gisements de la rectorite	154
9.2. Analyse DRX de la rectorite dans la nappe de Morcles	154
9.2.1. Minéralogie des calcaires (Urgonien et Barrémien)	154
9.2.2. Minéralogie des schistes (Aalénien-Toarcien) au coeur de la nappe	156
9.2.3. Granulométrie de la rectorite dans les marbres de Saillon	160

Chapitre 10. Associations minérales et degré de métamorphisme	163
10.1. Occurrence des minéraux index et mesure de la LS	163
10.1.1. Le stilpnomélane	163
10.1.2. La paragonite	164
10.1.3. La rectorite	164
10.1.4. La pyrophyllite	165
10.1.5. La kaolinite	165
10.1.6. Le chloritoïde	166
Conclusions	168
Bibliographie	182
Annexes	
1. Coordonnées des échantillons	
2. Diffraction RX: tableaux des résultats	
3. Microsonde: tableaux des résultats	

Chapitre 1

Introduction

1.1. Définition du faible métamorphisme

L'étude du "faible métamorphisme" traite des transformations minéralogiques et texturales, qui ont lieu dans les roches à des températures variant entre 150° à 200° et 350° à 400° environ (Frey, 1969b, 1970, 1987a, Kübler, 1993, Rahn *et al.* 1995). Cet intervalle de température représente un domaine métamorphique allant de la fin de la diagenèse au début du faciès schistes verts (épizone).

La définition de la limite diagenèse-anchizone varie selon les auteurs (Dunoyer de Segonzac, 1968), qu'ils soient sédimentologistes ou pétrographes, mais on peut admettre la définition de Winkler (1979) qui dit: *"le métamorphisme commence et la diagénèse se termine, lorsqu'on met en évidence dans une roche, une paragenèse néoformée qui ne pourrait pas se trouver dans un contexte purement sédimentaire"*.

Cette étude définit les transformations minérales (recristallisation de minéraux existants et néoformations), ainsi que des transformations texturales des roches de la nappe de Morcles.

Cette dernière est une nappe helvétique, qui s'inscrit dans un cadre orogénique de métamorphisme régional. C'est un bon exemple pour l'étude des phénomènes liés à ce type de métamorphisme, car ses niveaux stratigraphiques présentent les étapes de la transition de la diagenèse, à l'épizone en passant par le domaine de l'anchizone.

1.2. Le gradient métamorphique de la nappe de Morcles

Les nombreuses études, qui ont été consacrées aux formations helvétiques (Kübler, 1969; Badoux, 1971; Durney, 1972; Frey, 1974, 1987a et b; Frey *et al.*, 1980b; Masson *et al.*, 1980; Breitschmid, 1982; Vuitel, 1987; Burkhard, 1988a et b; Dietrich et Casey, 1989) et à la nappe de Morcles en particulier, ont permis de mettre en évidence la présence d'un métamorphisme croissant du front (anchizone-diagenèse $\approx 200^\circ$), où le stilpnomélane a été décrit par Durney (1972), des nappes Helvétiques à leurs racines (épizone $\approx 350^\circ$).

Le chloritoïde apparaît dans la région des racines de la nappe à Saillon, peu avant la faille de la Poya (Burkhard, 1988), dans les schistes aaléniens.

L'augmentation du gradient se marque également du flanc inverse au flanc normal de la Nappe de Morcles.

La carte, qui présente les ellipses de déformation (XZ) des nappes helvétiques (Ramsay, 1981), permet de constater que pour la nappe de Morcles, la déformation est maximale le long du plan de chevauchement de cette dernière sur l'Autochtone (flanc inverse) et dans la partie radicale du flanc normal.

Il y a un gradient horizontal (du front aux racines de la nappe) et un gradient vertical (du flanc inverse au flanc normal), ceci surtout dans la partie frontale, car dans la partie radicale, le flanc normal est aussi déformé que le flanc inverse.

Toutefois les mesures qui quantifient ce gradient ne sont pas assez nombreuses pour établir une zonéographie métamorphique précise.

Un des premiers buts de cette étude étant d'établir une relation entre les structures de la nappe et les isocrysts, un échantillonnage systématique, sans discrimination de lithologie ou de niveau stratigraphique, nous a semblé souhaitable.

En effet, certains niveaux, comme les grès de Taveyanne (Martini et Vuagnat, 1965; Kisch, 1980; Bussy et Epard, 1984), offrent une lithologie riche en minéraux index, sensibles aux variations thermodynamiques, mais ils présentent l'inconvénient d'être limités dans l'espace et n'offrent donc pas la continuité nécessaire à l'établissement d'isogrades métamorphiques.

L'étude du faible métamorphisme est fréquemment abordée par l'étude des paramètres suivants: "cristallinité de l'illite", minéraux index (Kübler, 1973; Kübler, 1984b), inclusions fluides (Mullis, 1976, 1979, 1987) et réflectance de la vitrinite (Kübler *et al.* 1979). Deux auteurs ont combiné l'étude de ces quatre méthodes (Barlier *et al.*, 1974 et Breitschmid, 1982).

Pour suivre l'évolution du gradient métamorphique sur le pourtour et au coeur de la nappe de Morcles, nous avons choisi de porter notre regard sur des thèmes classiques comme l'étude de "cristallinité" (Mosar, 1988 et 1989), des paragenèses et des minéraux index, mais également d'étudier l'évolution chimique des minéraux de la fraction argileuse (Kübler *et al.*, 1974, Kübler, 1990 a et b), qui est un matériaux de choix dans l'étude du métamorphisme.

Les mesures de la "cristallinité" (IC) ou Largeur de Scherrer (LS) ont permis de quantifier le degré de métamorphisme et de définir les relations de la Nappe de Morcles avec l'Autochtone, et les Nappes adjacentes (Helvétiques et/ou Ultrahelvétiques).

Les observations au microscope polarisant ont permis de définir les textures des roches ainsi que les relations interminérales.

L'analyse diffractométrique a été effectuée pour préciser la nature minéralogique de la roche totale et des fractions argileuses. Dans un sédiment, la fraction argileuse très fine (< 2 µm) enregistre plus facilement (du fait de sa faible taille) les modifications physico-chimiques dues à la variation des paramètres thermobarométriques ou cristallise tout simplement de façon synchrone lors de ces variations, tandis que les phyllites plus grandes (2-16 µm et plus) reflètent l'héritage détritique et sont moins labiles lorsque les conditions thermobarométriques sont modifiées.

L'analyse à la microsonde électronique a été également choisie pour des analyses minéralogiques plus précises (chloritoïde, stilpnomélane, substitution phengitique).

1.3. Cadre géographique et géologique général

1.3.1. Cadre géographique

Le terrain étudié se situe au nord du coude que dessine le Rhône à Martigny. Il recouvre une superficie d'environ 250 km². Son altitude oscille entre 465 m (plaine du Rhône) et 3051 m (Grand Muveran) (fig. 1.1). Il est situé en partie sur le canton du Valais dans sa partie occidentale et en partie sur le canton de Vaud dans sa partie orientale.

Les sommets principaux sont les suivants: le Grand Muveran (3051.1 m), le massif de l'Argentine (Haute-Corde, 2325.2 m) et Lion d'Argentine (2273 m) qui surmontent les Plans-sur-Bex et la vallée de l'Avançon.

La Dent-de-Morcles (2968.9 m) domine notamment les villages d'Evionnaz, de Collonges, de Morcles et la ville de St.-Maurice. Le Haut-de-Cry (2969.2 m) se situe au-dessus de Chamoson et le Grand Chavalard (2898.9 m) surmonte les coteaux de Fully.

La carte topographique n° 272 (St-Maurice) couvre presque tout le terrain étudié, une petite partie se situant sur la carte n° 273, Montana.

1.3.2. Cadre géologique

La nappe de Morcles forme la structure géologique principale du terrain étudié. C'est une nappe de premier ordre, c'est à dire qu'elle possède un flanc inverse très bien conservé.

Cette particularité fait qu'elle a donné lieu à de nombreuses études (Ramsay, 1981; Huggenberger, 1985; Casey et Huggenberger, 1985; Langenberg *et al.*, 1987; Ramsay et Huber, 1983; Burkhard, 1988b; Escher *et al.*, 1993; Epard et Escher, 1996).

Eugène Renevier (1890) et surtout Maurice Lugeon (1910, 1914) en publiant la feuille Saxon-Morcles au 1:25'000 (Lugeon *et al.*, 1937) et en 1940, la feuille Diablerets (Lugeon, 1940), permirent de comprendre la structure étonnante de cet ensemble. La deuxième édition de la feuille Diablerets est parue en 1991.

Héli Badoux fut également un des grands découvreurs de cette nappe (Badoux *et al.* 1959). Il reprit en 1959 la cartographie de cette région. Ce travail dura huit ans et une deuxième édition de la carte géologique de la région (Dent-de-Morcles, n° 58 de l'Atlas géologique de la Suisse) parut en 1972.

La base stratigraphique et géologique de notre étude est donc l'oeuvre de ces géologues alpins qui furent les pionniers de l'étude des Alpes et dont le travail considérable a été et sera certainement encore la base de nombreuses études.

1.3.3. Lithostratigraphie de la nappe de Morcles

L'appartenance à la nappe de Morcles des niveaux triasiques de Saillon n'étant pas certaine, elle comporte des terrains allant du Lias (racines et coeur) à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (flanc inverse, flanc normal et front), en passant par tous les niveaux du Secondaire, excepté les derniers niveaux du Crétacé supérieur qui sont absents. Le Tertiaire inférieur (Paléocène) manque également.

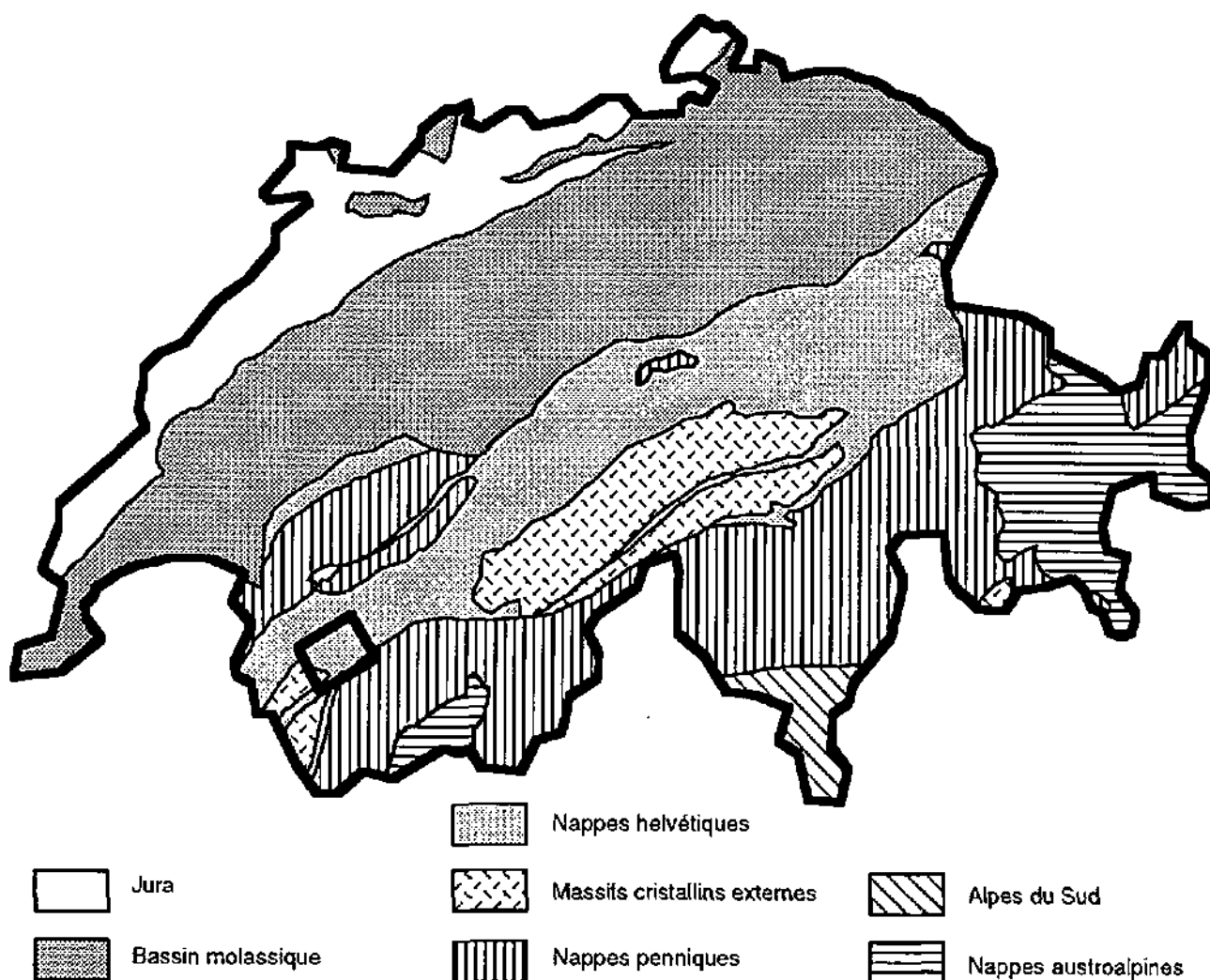


Fig. 1.1. Situation géographique et géologique générale (modifié d'après la carte géologique de la Suisse, commission géologique suisse, 1972). En encadré, la situation approximative de la nappe de Morcles.

Son corps principal est formé de niveaux d'âge secondaire allant du Dogger au Crétacé, niveaux qui sont essentiellement constitués de calcaires et de marnes, si l'on excepte les schistes du Dogger inférieur (Aalénien) et du Lias qui forment une unité très puissante au cœur de la nappe.

Des racines au front, elle repose sur le cristallin du massif des Aiguilles Rouges, puis sur des niveaux autochtones et parautochtones.

1.3.4. Tectonique de la nappe de Morcles

Cette nappe helvétique est située tectoniquement sous les nappes des Diablerets et du Wildhorn. Entre la nappe de Morcles et celle des Diablerets, il y a une zone dite de

"mélanges" qui regroupe des écaillés d'Ultrahelvétique et de flysch helvétique (Jeanbourquin et Goy, 1991).

Du front aux racines (Ayrton, 1980), on mesure environ 12 km de chevauchement.

La nappe mesurerait environ 5 km. d'épaisseur, quoique ce point soit sujet à controverse étant donné les incertitudes existantes concernant les vecteurs de projection (Siddans, 1983; Ramsay 1981; Huggenberger, 1985; Langenberg *et al.* 1987; Escher *et al.* 1993; Pfiffner, 1993).

Le plongement axial des plis à grande échelle, de 10 à 35° vers le NE, est dû à la dépression du Rawyl qui se serait formée au Miocène (Burkhard, 1990b).

Selon Badoux (1963, 1965, 1972), la mise en place de la nappe de Morcles se serait faite en cinq phases.

Première phase:

Mise en place de l'Ultrahelvétique, qui daterait de la fin du Priabonien ou de l'Oligocène inférieur, entre 31 et 29 Ma (Lateltin, 1988; Fischer et Villa, 1990; Ruffini *et al.*, 1993; Kirschner *et al.*, 1995 et 1996). Bien qu'elle serait sans créer de déformations intenses dans la structure de la nappe de Morcles elle-même, il y aurait eu la formation de plis de grande amplitude (F1) (Masson, non pub.).

Deuxième phase:

Soulèvement du front de la nappe et décollement de la masse plastique du flysch, qui atteint le domaine autochtone et qui est ensuite recouverte par le flanc inverse de la nappe.

L'amplification des plis F1 est accompagnée par une foliation axiale planaire S1 et une linéation d'extension NE.

Troisième phase:

Avancée de la nappe et étirement de son flanc inverse avec dynamométamorphisme, réduction des épaisseurs des couches (présence de galets étirés parallèlement au mouvement général de la nappe) (S2). La foliation principale S2 serait faite autour de 17 à 19 Ma (Kirschner *et al.*, non. pub.) avec une T° de 260° à 350° (analyse de micas situés sur le plan de chevauchement de la nappe).

Quatrième phase:

Avancée du front de la nappe et formation de grands plis dont le plongement axial est de 10 à 35° vers le NE (F2 et S2) (Argentine, Dt. de Morcles). Selon Kirschner *et al.*, 1995 et 1996, les phases 3 et 4 seraient contemporaines.

Cinquième phase:

La nappe est mise en place, il y a ensuite formation de plis dirigés au NE (F3 et S3) (comme ceux de phase 4) et qui recourent la schistosité des phases 3 et 4. Ces plis sont accompagnés de grandes failles inverses.

Méthodes d'analyse

Notre étude vise à définir les paragenèses minérales et recherche les indicateurs de faible métamorphisme tels que les minéraux index. La mesure de la "cristallinité" des micas et des chlorites tend à quantifier le gradient métamorphique. Notre travail comporte également une partie ayant trait à l'évolution chimique (substitutions) des minéraux (micas, chlorites et glauconies entre autres) de la fraction argileuse.

Ces analyses, portant sur un vaste échantillonnage de roches provenant de la nappe de Morcles, sont effectuées à l'aide des techniques suivantes:

1. Etude au microscope optique polarisant
2. Diffractométrie RX (DRX)
3. Analyse à la microsonde électronique

2A.1. Echantillonnage sur le terrain

2A.1.1. Type d'échantillonnage

De manière générale, les échantillons récoltés pour les analyses peuvent l'être sur les affleurements naturels ou provenir de carottages. L'avantage des carottages réside dans le fait que la température et la pression sont connues, de même que la composition des fluides interstitiels. L'échantillonnage pouvant en outre se faire de façon continue (Frey, 1987a).

Ne disposant pas de tels carottages, nos échantillons, de l'ordre de 300 exemplaires, proviennent uniquement d'affleurements, qui présentent l'avantage d'être nombreux et d'offrir une vaste répartition lithologique.

2A.1.2. Situation géographique des échantillons

L'échantillonnage (voir annexe 1 pour les coordonnées des échantillons) a été réalisé, en diverses "positions" tectoniques de la nappe de Morcles (flanc normal, front, flanc inverse, coeur, racines), ainsi que dans des unités contiguës à la nappe: autochtone de la nappe de Morcles, racines présumées de la nappe du Wildhorn, couverture du Mt. Blanc (Saxon) et couverture ultrahelvétique (Frenières-Roc-à-l'Aigle).

Nos échantillons sont extraits le long de divers tracés (coupes géologiques). Ces coupes ont été choisies pour leur représentativité, par rapport aux formations affleurantes, afin de recouper les différentes lithologies et les divers âges stratigraphiques.

2A.1.3. Poids et nature des échantillons

Chaque fois l'échantillon choisi était suffisamment important (de l'ordre d'un à deux kilogrammes) pour pouvoir permettre la confection d'une lame mince et d'offrir ensuite assez de matériel résiduel pour les analyses DRX.

Son état d'altération a été également évalué, les échantillons ont été "rafraîchis" pour enlever le matériel altéré.

2A.1.4. Cartes géologiques utilisées

Les bases géologiques du travail de terrain ont été les cartes géologiques suivantes:

La feuille 1305 Dent-de-Morcles, n° 58 de l'Atlas, parue en 1971, par H. Badoux, M. Burri, J.H. Gabus, D. Krummenhacher, G. Loup, P. Sublet.
La feuille 1285 Les Diablerets, parue en 1990 par H. Badoux, J.H. Gabus et C.H. Mercanton, ainsi que les notices explicatives relatives aux feuilles St. Léonard et Dent-de-Morcles, par Badoux *et al.* 1959 et 1971.

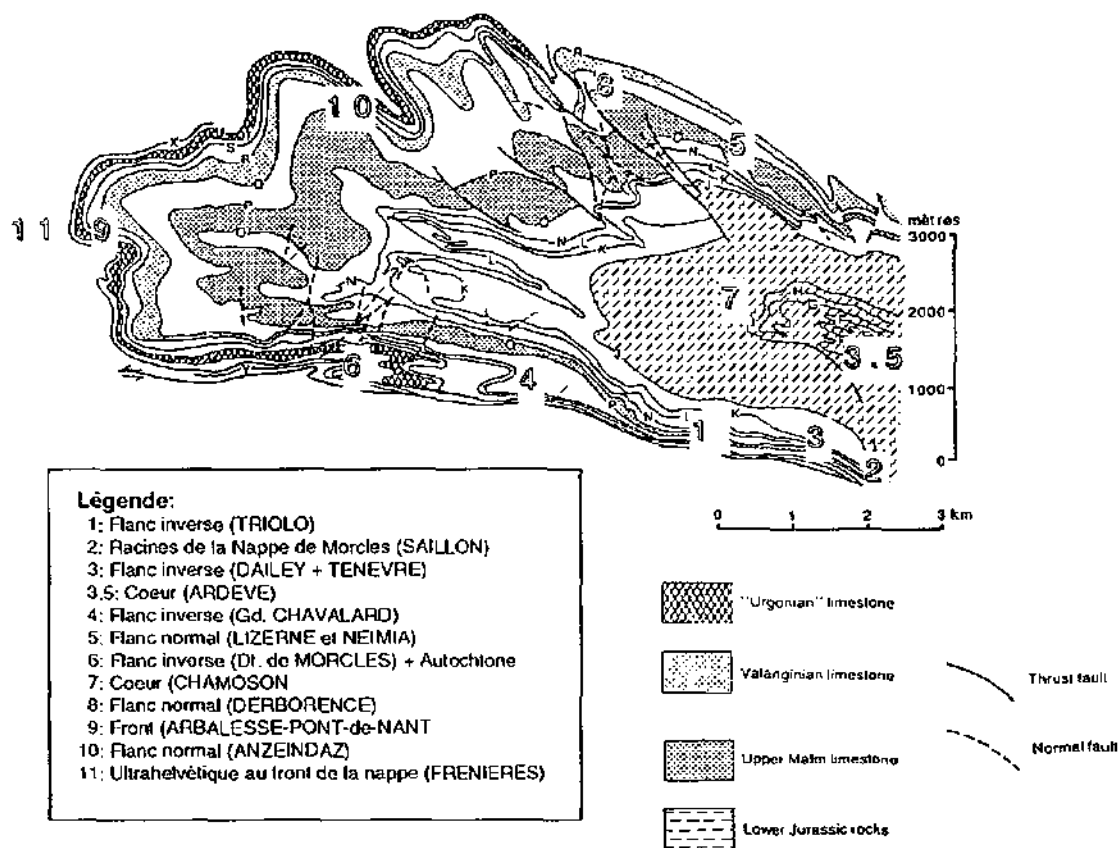


Fig. 2.1. Situation tectonique des échantillons (coupe d'après Langenberg & al., 1987).

2A.2. Etude au microscope optique polarisant

L'étude au *microscope optique polarisant* a été réalisée afin de situer le type de roche rencontré dans son contexte sédimentologique, de caractériser un certain nombre de minéraux, de les situer dans le contexte métamorphique (anté, syn ou post cinématique).

Ce type d'étude permet également de définir les relations interminérales (par exemple dans le cadre de l'étude des minéraux glauconieux).

Les zones texturales au sens de Kossovskaya (1961), Kossovskaya et Shutov (1958, 1970), et Kisch (1983) peuvent également être définies à l'aide de cette méthode analytique.

On peut rappeler (Frey, 1987a) que ces auteurs définissent 4 zones texturales qui recouvrent 3 stades métamorphiques: la zone (i): épigénèse initiale, les zones (ii) et (iii): épigénèse profonde et la zone (iv): début de la métagenèse.

L'attribution sans équivoque à l'une de ces zones est très difficile, nous avons préféré faire des observations texturales (présence de minéraux néoformés, microfossiles recristallisés, quartz authigènes, phyllosilicates orientés), sans toutefois catégoriser à outrance les roches observées.

Les roches provenant de différentes "*positions tectoniques*" (*front, flanc normal, coeur, flanc inverse, racines*, de la nappe de Morcles) sont toutefois caractérisées par des textures qui leur sont propres et qui seront décrites dans le chapitre 3 ayant trait à la description de diverses lithologies et textures de roches de la nappe de Morcles.

2A.3. Diffractométrie RX (DRX)

L'étude *diffractométrique RX (DRX)* de la roche totale complète l'analyse microscopique notamment pour les carbonates et les minéraux opaques. Elle permet de cerner le contexte minéralogique global de la roche.

Elle permet de définir et de quantifier rapidement les paragenèses minérales, ainsi que de détecter les indicateurs de faible métamorphisme tels que les minéraux index.

La diffractométrie des fractions argileuses fines décarbonatées est nécessaire pour la reconnaissance des minéraux de la taille des argiles, qui ne peuvent pas être déterminés précisément au microscope et la détermination des stades de la diagenèse et/ou du métamorphisme par la mesure de la LS.

L'analyse du cortège de minéraux interstratifiés accompagnant les micas permet également d'évaluer la variation des paramètres thermobarométriques.

2A.4. Analyse à la microsonde électronique

Les échantillons ont été sélectionnés, afin de déterminer la composition chimique des phyllites, ainsi que de préciser les transformations minéralogiques susceptibles d'aider à la compréhension de l'histoire métamorphique.

L'analyse à la *microsonde électronique* des minéraux complète avantageusement les données acquises grâce aux deux méthodes précédentes.

Elle donne un aperçu moins global de la roche que l'analyse DRX, mais permet d'étudier la composition chimique des minéraux, la répartition des substitutions dans les réseaux, ainsi que les zonations minérales.

Il devient possible d'isoler les diverses populations d'un mélange de minéraux très proches chimiquement, ce que la diffraction RX ne permet pas.

Les analyses à la microsonde électronique nous ont permis de préciser entre autres les points suivants:

- Evolution de la composition des phyllites du front aux racines de la nappe.
- Nature, taux et répartition minéralogique des substitutions (tschermakitique, paragonitique) dans les micas, les chlorites et les glauconites.

Diffraction RX (DRX)

La présence d'un minéral dans une préparation soumise à la diffraction RX peut être déterminée précisément grâce à la position des pics, également appelés réflexions figurant sur le diagramme RX.

De même, la quantité d'un minéral, présent dans une poudre ou une préparation orientée, peut être appréhendée par la mesure de l'intensité de son pic de diffraction.

Cette intensité est reportée sur les bordereaux en coups par minute (CPM). Les tableaux de résultats présentant les minéraux analysés figurent en annexe.

2B.1. Préparation des échantillons

Les méthodes de préparation (Kübler, 1985, 1986, 1987) des échantillons sont celles qui ont été développées et contrôlées au laboratoire de minéralogie, pétrographie et géochimie de l'Université de Neuchâtel (LMPGN).

2B.1.1. Roche totale

Pour la minéralogie de la roche totale (Kübler, 1985), l'échantillon est tout d'abord concassé au broyeur à mâchoires, puis moulu au broyeur à anneau d'agate.

La fine poudre obtenue est ensuite tassée mécaniquement à l'aide d'une presse hydraulique, avec insertion d'un buvard, afin d'obtenir une préparation désorientée.

2B.1.2. Fractions argileuses fines orientées

Les fractions argileuses fines orientées sont obtenues par des opérations de décarbonatation et de lavage (avec utilisation modérée des ultrasons pour ne pas désagréger les cristallites, Huang, 1989) poursuivie jusqu'à élimination complète des carbonates.

Elles sont ensuite séparées en deux fractions ($< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$) par des opérations de centrifugation successives effectuées selon des méthodes basées sur la loi de Stokes (Rumley et Adatte, 1983).

Séchage à T° ambiante

Une fois séparées les fractions argileuses sont coulées sur des plaquettes de verre rondes de 2.5 cm de diamètre et séchées à l'air à température ambiante.

Saturation à l'éthylène glycol

Après saturation à l'éthylène glycol d'une durée d'au moins 12 heures, les plaques sont repassées aux RX. Cette technique permet d'individualiser les minéraux gonflants.

2B.2. Diffractomètre SCINTAG XDS 2000

2B.2.1. Caractéristiques de l'appareil et conditions de mesure

L'appareillage utilisé est un diffractomètre de marque SCINTAG XDS 2000, à anticathode de cuivre ($\lambda: 1.54060 \text{ \AA Cu K}\alpha 1$), avec un détecteur spectral à cristal de Si, éliminant $K\beta$ et tout rayonnement parasite (KEVEX PSI1, PELTIER cooled silicon detector).

Le goniomètre est de type θ/θ , son rayon est de 250 mm.

Les conditions de mesure sont les suivantes:

- générateur: 45 kV et 40 mA
- rotation de l'échantillon (poudre désorientée de 15mm pour la roche totale et plaques de verre de 25 mm de diamètre, pour les fractions fines orientées)
- prise de mesures (scan) en continu
- fentes d'émission de 2 mm et 4 mm
- fentes de réception de 0.5 et 0.3 mm
- vitesse du goniomètre de $1^\circ/\text{min}$.
- intervalle d'acquisition de la mesure:
 - 0.03°2 θ roche totale et 0.05°2 θ fractions fines orientées
- les diagrammes sont réalisés de 1 à 50°2 θ (fractions argileuses fines) et de 1 à 65°2 θ (roche totale)

2B.2.2. Traitement des données

Les données digitalisées sont stockées sur un ordinateur (Microvax/VMS), puis traitées par un logiciel, qui élimine $K\alpha 2$, effectue un premier filtrage par transformée de Fourier haute fréquence (Fast Fourier Noise Filter) et qui réalise un lissage du bruit de fond par calcul également (Background correction) avec Noise Threshold de 1.5 pour la roche totale et de 1.7 pour les fractions fines orientées (ESD: estimated standard deviation multiplier de 4.0).

2B.3. Minéralogie de la roche totale

2B.3.1. Références

Nos références pour les positions et les intensités relatives des pics ont été: le fichier JCPDS (ajusté à $K\alpha 1$, selon logiciels SCINTAG), Borg et Smith (1969), Brindley et Brown (1984).

2B.3.2. Méthodes

Les intensités des pics des minéraux figurant dans le tableau ci-dessous ont été relevées sur chaque diagramme obtenu lors de la DRX d'un échantillon de poudre de roche (roche totale). Les tableaux de résultats présentant les minéraux analysés figurent en annexe.

2B.3.3. Minéraux répertoriés: roche totale

Les minéraux figurant sur le tableau 2.1 sont ceux qui ont été effectivement répertoriés à partir des analyses des échantillons de type "roche totale" provenant de la nappe de Morcles.

*Tab. 2.1. Liste des minéraux répertoriés dans les analyses de la roche totale. * en présence du pic seul à $\sim 2.7\text{\AA}$, ces minéraux ne peuvent être déterminés avec précision.*

Nom du minéral	Réflexion	Position: °2 θ	Position: d \AA
Micas	001/002	~ 8.8	~ 10
Chlorite	002	~ 12.6	~ 7
Quartz	101	26.67	3.34
Feldspaths potassiques	002,220,040	27.51	3.24
Plagioclases	002,220,040	27.95	3.19
Calcite	104	29.45	3.03
Dolomite	104	30.92	2.89
Pyrite-marcassite-hématite*	200/104/130	~ 33.1	~ 2.7

2B.4. Minéralogie des fractions argileuses fines orientées

Les intensités brutes en coups par minute (CPM) des réflexions figurant dans le tableau ci-dessous ont été relevées sur chaque diagramme obtenu lors de la DRX d'un échantillon de fraction argileuse fine orientée.

Les minéraux gonflants (interstratifiés réguliers (par ex: rectorite) et irréguliers) ont été également analysés sur les diagrammes des fractions $< 2\ \mu\text{m}$ glycolées.

Les tableaux de résultats présentant les minéraux analysés figurent soit dans le texte soit en annexe.

2B.4.1. Minéraux répertoriés: fractions fines $< 2\ \mu\text{m}$

Les minéraux figurant sur le tableau 2.2 sont ceux qui ont été effectivement répertoriés à partir des analyses des échantillons de fractions argileuses fines orientées $< 2\ \mu\text{m}$ provenant de la nappe de Morcles.

Les intensités des premières, deuxièmes, troisièmes, quatrièmes et cinquièmes réflexions basales des micas des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air dry) ont été relevées de façon systématique (voir annexe).

Les intensités des premières réflexions basales des micas (glycol) des fractions fines < 2 µm figurent également en annexe.

Les premières, deuxièmes, troisièmes et quatrièmes réflexions basales des chlorites des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air dry) ont été relevées également.

Tab. 2.2. Liste des minéraux répertoriés dans les analyses de la fraction < à 2 µm (air-dry).

Nom du minéral	Réflexion	Position: °2θ	Position: dÅ
Rectorite	001	~3.8	~23
Stilpnomélane	001	~7.4	~12
Micas	001/002	~8.8	~10
Paragonite	001	~9.2	~9.6
Pyrophyllite	001	~9.6	~9.2
Chlorite	002	~12.6	~7
Chloritoïde	001	19.98	4.44
Kaolinite	001/002	~24.7	~3.6
Dolomite	104	30.92	2.89
Pyrite-marcassite-hématite*	200/104/130	~33.1	~2.7
Interstratifié paragonite/ muscovite	001	46.28	1.96

2B.4.2. Minéraux répertoriés: fractions fines 2-16 µm

Les minéraux répertoriés à partir des diagrammes obtenus lors de la DRX des fractions fines 2-16 µm sont les mêmes que ceux répertoriés à partir des fractions fines < 2 µm et qui figurent sur le tableau 2.2.

De plus, les minéraux figurant sur le tableau 2.3 ont été analysés également.

Tab. 2.3. Liste des minéraux répertoriés dans les analyses de la fraction 2-16 µm (air-dry) (idem que dans la fraction < 2µm (air-dry) + les minéraux suivants).

Nom du minéral	Réflexion	Position: °2θ (SCINTAG)	Position: dÅ
Quartz	100	20.83	4.26
FK	002,220,040	27.51	3.24
Plagioclases	002,220,040	27.95	3.19
Diaspore	010	22.26	3.99

2B.5. Mesure de la Largeur de Scherrer (LS)

2B.5.1. Définitions

Le terme de cristallinité définit le degré d'ordre dans le réseau cristallin. Ce qui recouvre en fait plusieurs phénomènes qui peuvent affecter un minéral de type phyllosilicate. Par exemple, le taux d'hydratation interfoliaire et/ou le type et l'arrangement des cations interfoliaires.

Weaver (1960) fut le premier à corrélérer la forme du pic de diffraction du mica, sa cristallinité et le degré de métamorphisme. Il proposa une méthode de mesure basée sur le quotient de la hauteur à 10Å et celle à 10.5Å. Cette méthode a l'inconvénient d'être très imprécise pour les micas bien cristallisés.

Pour pallier à cet inconvénient, Kübler proposa en 1964, puis en 1967 (a et b) d'utiliser la largeur à mi-hauteur ou largeur de Scherrer (1918) (LS) du premier pic du mica à 10Å, comme mesure de la cristallinité (fig. 2.2).

Étant donné la simplicité de la méthode, cette façon de faire a été presque unanimement adoptée par les milieux scientifiques qui travaillent dans le faible métamorphisme (Dunoyer de Segonzac *et al.*, 1968; Merriman et Roberts, 1985; Blenkinsop, 1988; Roberts *et al.*, 1990; Kisch, H.J., 1990).

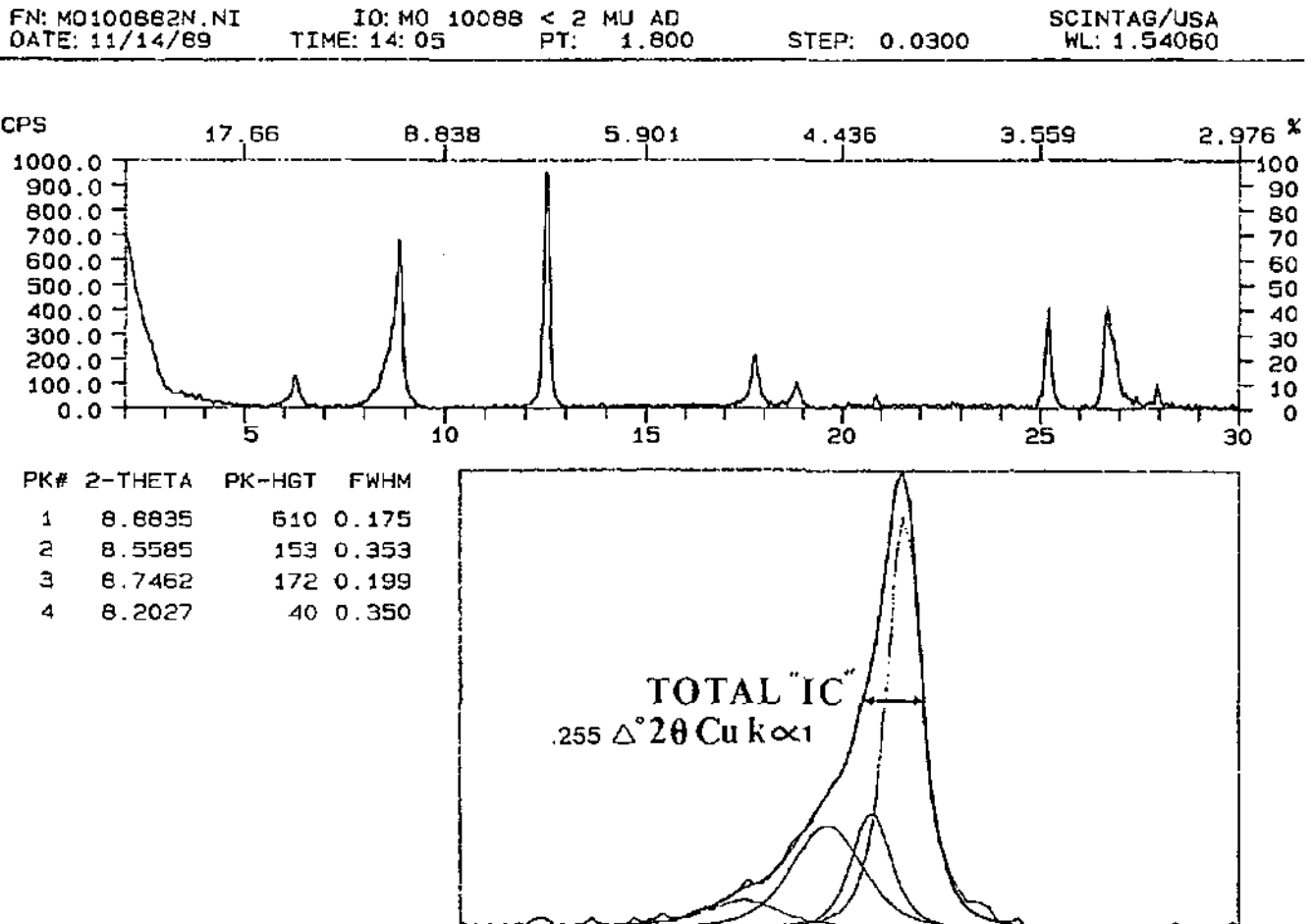


Fig. 2.2. Mesure de la cristallinité (IC) ou largeur de Scherrer (LS) selon la méthode de Kübler (1967a).

Plusieurs auteurs pensent que la température diminue la LS de façon significative (Kübler, 1967, a,b,c, 1968; Schaer et Persoz, 1976; Smykatz-Kloss et Althaus, 1974; Krumm, 1984).

Certains auteurs, Riedel (1966) et Weaver et Beck (1971), ont montré qu'un enrichissement en potassium augmentait la "cristallinité" et diminuait la LS de cette réflexion basale.

D'autres ont mis en évidence une augmentation de la "cristallinité" dans certaines zones tectoniques ou au coeur d'un pli (à l'échelle de l'affleurement) en utilisant l'indice de Flehmig (Flehmig et Langheinrich, 1974; Nyk, 1985).

Merriman et Roberts (1985) ont démontré une augmentation de la "cristallinité" en mesurant l'indice de Kübler en direction de la partie la plus tectonisée d'un anticlinal.

Des études (Frey *et al.*, 1973; Aldahan et Morad, 1986) ont montré une augmentation de la "cristallinité" à l'approche de zones de cisaillement.

Selon Kübler (1967b), l'augmentation de la schistosité n'est pas forcément liée à la diminution de la LS, ce seraient deux phénomènes indépendants.

Le terme de cristallinité ou d'indice de cristallinité (IC) est largement utilisé dans la littérature (Esquevin, 1957; Frey, 1988), mais il serait plus rigoureux, comme l'a proposé Kübler en 1984, de ne parler que de largeur de Scherrer (LS) ou d'indice de Kübler (IK).

Nous utiliserons donc généralement le terme de LS dans les graphes et tableaux, ainsi que dans le texte.

2B.5.2. Méthodologie et conditions expérimentales

La mesure de la LS étant dépendante des conditions expérimentales, celles-ci doivent être constantes (Kübler, 1967b; Bonazzi *et al.*, 1984; Kisch et Frey, 1987; Bish et Reynolds, 1989; Jaboyedoff et Thélin, 1990; Robinson *et al.*, 1990; Kisch, 1991; Krumm, 1992, 1993; Krumm et Buggisch, 1991; Kisch *et al.*, 1993; Goy-Eggenberger *et al.*, 1993; Warr, 1993 et 1996; Warr *et al.*, 1994).

Nous avons effectué divers tests visant à vérifier la fidélité de la mesure de la LS.

Influence de l'appareillage

Pour évaluer l'influence de l'appareillage, due à la fluctuation de l'électronique, sur la mesure de la LS. Quatre échantillons ont été passés dix fois à la DRX, dans les mêmes conditions de mesure (voir § 2B.2.1).

La calibration de la Largeur de Scherrer (LS) et de l'intensité du 1er pic du mica a été réalisée à l'aide de 4 échantillons de roche totale (sciée et polie) mesurés à l'aide de l'appareil de diffraction RX, SCINTAG XDS 2000, muni des différents programmes de traitement des données DMS 2000 v 1.5.

Les échantillons ont été choisis dans des roches contenant suffisamment de phyllosilicates pour que la première réflexion du mica soit assez intense, en tous cas au moins supérieur à 300 CPS.

Résultats

Les LS s'échelonnent depuis des valeurs épizonales jusqu'à des valeurs diagénétiques.

Il y a 4 échantillons :

N° 1. Illite du Montana (MT22). L'échantillon a pu être scié, mais a nécessité une consolidation externe de la plaquette à l'aide de résine synthétique.

N° 2. Schiste noir (Aalénien), (17789) provenant de la région de Chamoson (Valais, Suisse).

N° 3. Schiste noir aalénien, provenant de la région de Saillon (Valais, Suisse) (12089).

N° 4. Granite à biotite (Central Park, New York, U.S.A.) (17089).

Chaque échantillon a été passé 10 fois aux conditions standard (voir §2.B.2.1), le bruit de fond et la $K\alpha_2$ ont été éliminés par calcul (avec le programme DMS 2000 v. 1.5. option Background).

Tab. 2.4. Erreur instrumentale sur la mesure de la Largeur de Scherrer et l'intensité du premier pic du mica à 10 Å: moyenne, maximum, minimum, déviation standard (n = 4 x 10).

N° éch.	n	LS ° 2θ moy.	LS ° 2θ max.	LS ° 2θ min.	LS ° 2θ dev. std	erreur moy.	I CPS moy.	I CPS max.	I CPS min.	I CPS dev. std	erreur moy.
N°1	10	.418	.454	.383	± .025	5.8 %	448	475	421	± 5	1 %
N°2	10	.215	.227	.199	± .010	4.6 %	470	508	443	± 7	1.5 %
N°3	10	.158	.163	.152	± .004	2.5 %	1757	1791	1705	± 8	.45 %
N°4	10	.184	.188	.178	± .003	1.6 %	642	668	618	± 5	.77 %

Le tableau 2.4. montre que l'influence de l'appareillage (fluctuation de l'électronique) avec le diffractomètre SCINTAG sur les mesures est très faible.

Elle varie de 1.6 % à 6% sur la mesure de la LS. On note que plus la LS est large plus l'erreur est importante.

L'influence de l'appareillage est de .45 % à 1.5% sur la mesure de l'intensité des pics de diffraction. Dans ce cas, plus le pic est intense moins l'erreur est importante.

Influence de la charge d'argile sur la plaque de verre

La charge d'argile déposée sur les plaquettes de verre n'est pas mesurée précisément lors de la préparation en routine des fractions argileuses orientées. Elle est de l'ordre de 1 mg/cm² à 2 mg/cm² en moyenne.

Pour évaluer l'influence de la charge d'argile sur la mesure de la LS, nous avons confectionné des plaques de charge variable (jusqu'à 5 mg/cm²). Ceci pour trois lithologies provenant de trois sites différents de la nappe de Morcles.

Résultats

Le premier échantillon (n° 227) provient de la région du Gd. Chavalard. Il s'agit d'une argilite verdâtre attribuée au Trias. Elle est située sous le flanc inverse de la nappe de Morcles.

Le deuxième échantillon (n° 269) provient de la région d'Anzeindaz. Il s'agit d'un calcaire marneux valanginien situé au flanc normal de la nappe de Morcles.

Le troisième échantillon (n° 69) provient de la région d'Arbalesse-Pont de Nant au front de la nappe de Morcles (voir annexe pour les coordonnées des échantillons). Il s'agit d'une argile rouge sidérolithique.

La figure 2.3 montre l'influence de la charge d'argile sur la largeur de Scherrer (fractions < 2 µm air-dry).

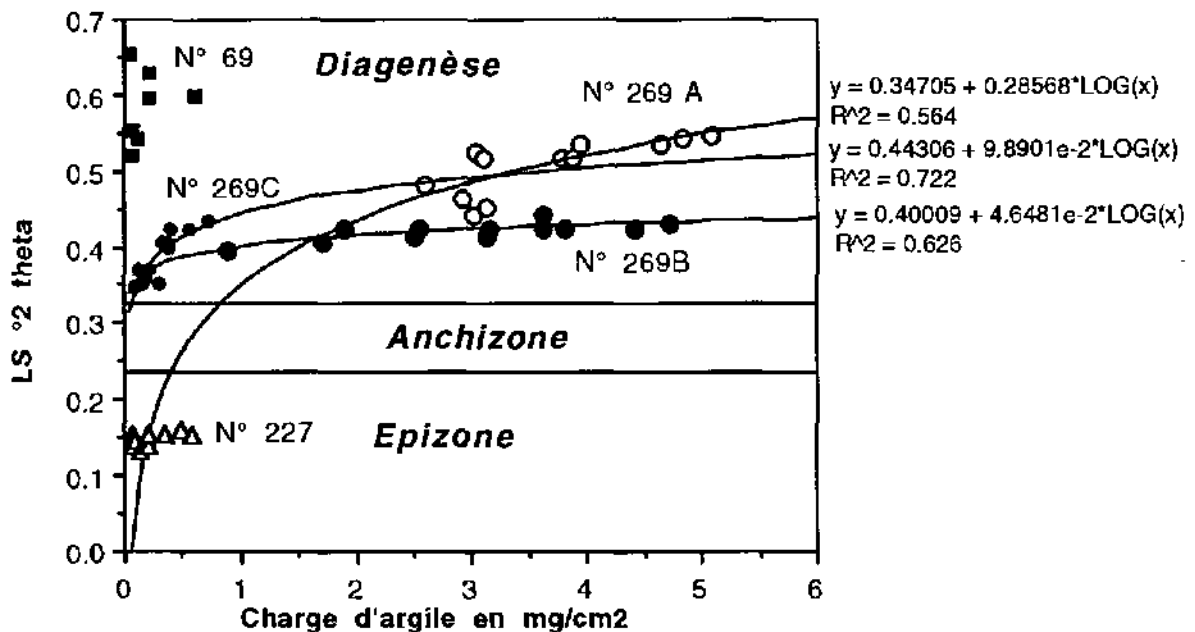


Fig. 2.3. Influence de la charge d'argile sur la largeur de Scherrer (fractions < 2 µm air-dry).

Il est difficile d'apprécier cette influence de manière précise à partir des résultats obtenus avec les échantillons n° 69 et 227, car leur nombre est assez faible. Par contre, l'échantillon n° 269 montre une corrélation significative entre la diminution de la charge d'argile et la

diminution de la LS. Les mesures faites sur cet échantillon permettent de distinguer trois groupes de mesures.

Le premier groupe n° 269A (plaques très chargées de 2.5 à 5 mg/cm² environ) montre des LS maximales et assez variées.

Le deuxième groupe n° 269B (plaques moyennement chargées de 1 à 5 mg/cm² environ) montre des LS stables autour de .4 °2θ.

Le troisième groupe n° 269C (plaques peu chargées de .1 à 1 mg/cm²) présente des valeurs de la LS minimales entre .35 et .43 °2θ.

La formation de ces groupes est due à trois préparations de l'échantillon successives.

L'influence de la charge d'argile sur la mesure de la LS est plus importante que influence de l'appareillage, surtout dans le domaine diagénétique.

Les procédures de Krumm et Buggisch (1991) et Krumm (1992) qui préconisent des plaques peu chargées de < 0.5 mg/cm², voire de < 0.25 mg/cm² sont donc déconseillées.

Il est préférable d'utiliser des plaques assez chargées (de 0.5 mg/cm² à 3 mg/cm²), comme le proposent d'ailleurs Kisch et Frey (1987), Frey (1988), Kisch (1991) et Warr et Rice (1994), Lezzerini *et al.* (1995).

Tab. 2.5. Influence de la charge sur la mesure de la LS °2θ (argilite du Trias): moyenne, maximum, minimum, déviation standard (dev. std.) (n = 12).

	LS ° 2θ	Intensité du pic à 10Å (I en CPS)
moyenne	.149	1572
maximum	.162	1992
minimum	.133	1015
dev. std.	±.008	± 289

On constate que les intensités des pics de diffraction sont directement proportionnelles (fonction logarithmique) à la charge déposée sur la plaque d'argile.

Les corrélations entre l'intensité et la charge d'argile présente sur la plaque sont significatives même pour les échantillons n° 69 et 227 qui présentent peu de mesures.

Le deuxième échantillon (n° 269), provenant de la région d'Anzeindaz, montre des valeurs de la LS diagénétiques (tab. 2.5). La déviation standard est moyenne. L'intensité du pic montre une variabilité importante. Le cas de cet échantillon est plus délicat, car la mesure de la LS peut se situer à la limite de l'anchizone ou alors franchement dans la diagenèse.

La figure 2.4 présente les intensités des pics de diffraction en fonction de la charge déposée sur la plaque d'argile.

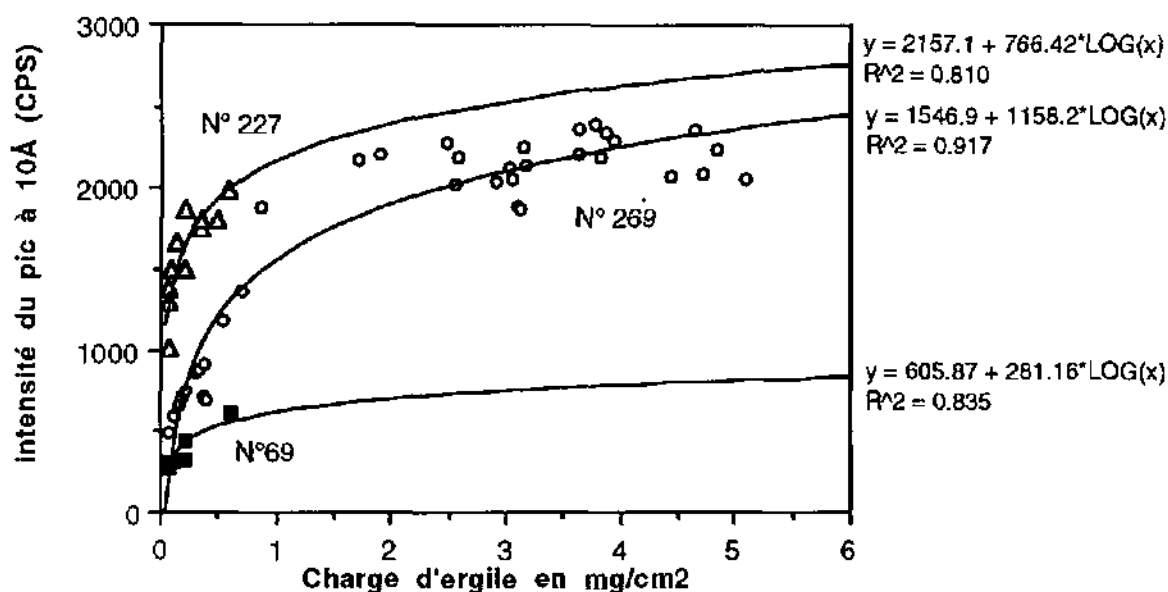


Fig. 2.4. Influence de la charge d'argile sur l'intensité du pic du mica à 10Å (fractions < 2 µm air-dry).

Si l'on analyse chaque échantillon séparément (tableaux 2.5 à 2.7), on constate que le premier échantillon (n° 227) d'argilite verte (tab. 2.5) montre des valeurs de la LS épizonales. La déviation standard est très faible.

La mesure de l'intensité du pic montre par contre que la variabilité est beaucoup plus élevée sur ce paramètre.

Tab. 2.6. Influence de la charge sur la mesure de la LS $\varnothing 2\theta$ (calcaire marneux valanginien): moyenne, maximum, minimum, déviation standard (dev. std.), (n = 36).

	LS $\varnothing 2\theta$	Intensité du pic à 10Å (I en CPS)
moyenne	.437	1709
maximum	.544	2385
minimum	.349	489
dev. std.	± .058	± 667

Le troisième échantillon (n° 69), provenant de la région d'Arbalesse-Pont montre des valeurs de la LS diagénétiques (tab. 2.7). La déviation standard est moyenne. L'intensité du pic montre de nouveau une variabilité importante sur ce paramètre. Le cas de cet échantillon est plus simple, car la mesure de la LS se situe clairement dans la diagenèse.

Tab. 2.7. Influence de la charge sur la mesure de la LS^{2θ} (argile rouge sidérolithique): moyenne, maximum, minimum, déviation standard (dev. std.) (n = 7).

	LS ° 2θ	Intensité du pic à 10Å (I en CPS)
moyenne	.585	357
maximum	.654	599
minimum	.522	262
dev. std.	±.048	± 121

La figure 2.5 permet de mettre en évidence une certaine corrélation entre la diminution de l'intensité et la mesure de la LS à partir des mesures faites sur l'échantillon n° 269. Pour les échantillons 69 et 227, il n'est pas possible d'établir une telle corrélation.

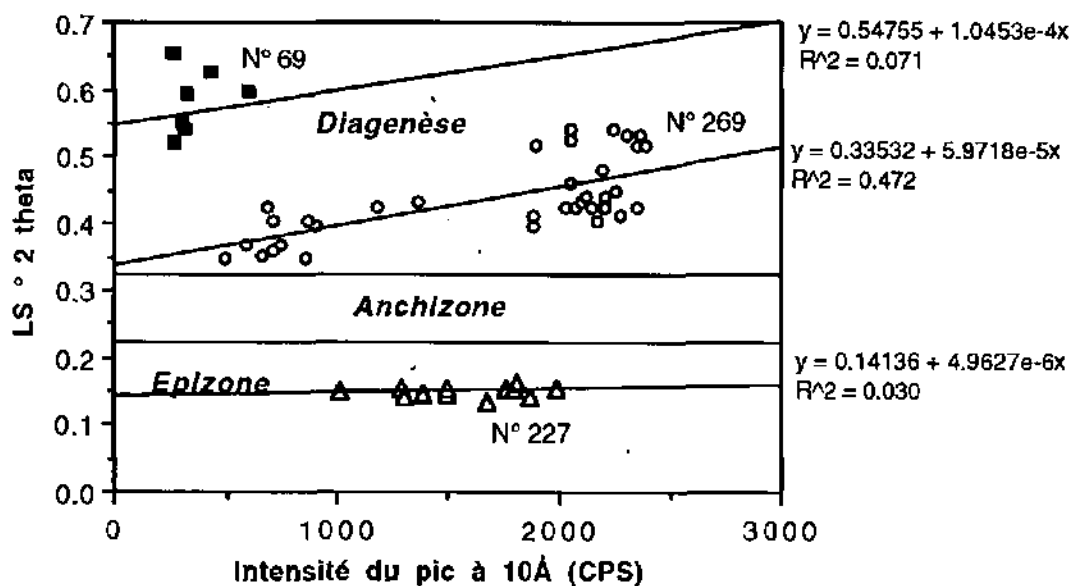


Fig. 2.5. Variation de la LS en fonction de l'intensité du pic du mica à 10Å (fractions < 2 μm air-dry).

Conclusions

1. Il y a corrélation directement proportionnelle entre l'intensité du pic mesuré et la charge d'argile présente sur la plaque.
2. Il y a une nette diminution de la LS avec les préparations très peu chargées (< 0.5 mg/cm²).
3. Au vu de la rapide diminution de la LS avec les préparations très peu chargées, les procédures de Krumm et Buggisch (1991) et Krumm (1992) sont déconseillées. Il est préférable d'utiliser des plaques assez chargées (de 0.5 mg/cm² à 3 mg/cm²), comme le proposent d'ailleurs Kisch et Frey (1987), Frey (1988), Kisch (1991), Warr et Rice (1994) et Lezzerini *et al.* (1994).

4. Ces remarques peuvent être tempérées par le fait que l'influence de la charge est négligeable dans le domaine épizonal. Dans le domaine diagénétique, les fluctuations de la LS peuvent de toute façon être importantes et ne dépendent pas seulement de la charge. Ce facteur est moins important dans la diagenèse que dans le domaine anchizonal.

2B.5.3. Calibration de deux appareillages: (SCINTAG XDS 2000 versus PHILIPS 1011)

Problématique

La méthode de mesure de la LS, toute séduisante qu'elle soit, a un défaut majeur: c'est une valeur absolue. Elle est dépendante des conditions expérimentales (préparation de l'échantillon, appareillage et paramètres de diffraction). Son utilisation exige une calibration à chaque fois que les conditions changent ou lors d'échanges entre laboratoires.

Nous avons calibré les mesures effectuées avec l'appareillage PHILIPS 1011, ayant servi à établir les zones métamorphiques de Kübler (1968) avec le nouvel appareillage SCINTAG XDS 2000 que nous avons utilisé pour cette étude.

Méthode

La calibration a été faite avec 110 échantillons, dont 88, provenant de roches Helvétiques et Ultrahelvétiques, ont été nouvellement préparés (voir § 2B.1) pour l'occasion, les 22 autres échantillons sont des standards utilisés par Kübler (1964).

La calibration a été effectuée avec les mesures tirées des diagrammes résultant de la diffraction des fractions argileuses fines < 2 µm séchées à l'air. Les valeurs de la LS s'échelonnaient de .110°2θ à .921°2θ.

Conditions de mesure

Les conditions de mesure avec l'appareillage PHILIPS 1011 sont les suivantes (les conditions de diffraction avec le diffractomètre SCINTAG XDS 2000 sont déjà citées plus haut):

- générateur: 40 kV and 20 mA
- anticathode: Cu Kα 1,2 avec filtre Ni
- compteur: analogique et proportionnel au Xénon
- type de goniomètre: θ/θ
- rayon du goniomètre: 174.1 mm
- pas de monochromateur
- pas de rotation de l'échantillon (rectangulaire: 28 x 48 mm)
- prise de mesures (scan) en continu
- fentes d'émission de 1°
- fentes de réception de 0.2 mm et 1°
- vitesse du goniomètre de 2°/min.
- les diagrammes sont réalisés de 1 à 50°2θ

Résultats

Le tableau 2.8 présente les résultats de 22 échantillons de référence utilisés comme standards au LMPGN (Kübler, 1964, Rey & Kübler, 1983).

Tab. 2.8. $LS \ 2\theta$ et intensité en coups par minute (I CPM) du premier pic du mica à 10\AA de 22 standards. L'analyse chimique de certains standards (*) figure dans Rey & Kübler (1983).

Échantillon	LS ^{2θ} SCINTAG	I CPM SCINTAG	LS ^{2θ} PHILIPS	I CPM PHILIPS
Standard original n°1	.192	341810	.18	288000
Standard original n°2	.251	222276	.71	181440
Standard original n°3	.398	123419	.91	141120
ICS2	.184	205897	.19	127880
ICS6	.177	176141	.17	153600
CWM 14373	.162	199626	.16	133440
1603	.250	260614	.26	182400
P2022 (parallèle)	.177	175503	.18	145920
Muscovite 4M Berne *	.133	1109402	.15	960000
Muscovite M 435	.133	989342	.14	1123200
Muscovite M 30A	.169	611275	.16	492000
Muscovite Estérel *	.110	719453	.14	518400
Biotite Berne 4B *	.163	1143894	.17	1881600
Biotite THEIX *	.154	1456247	.20	1987200
Biotite DALOA *	.183	1595421	.15	1641600
Biotite St. Nicolas *	.198	1351114	.16	1632000
Biotite St. Michel *	.154	1364349	.18	820800
Biotite AM 1	.133	1177316	.17	2044800
Biotite AM 1-028	.184	1550319	.20	1670400
Biotite Granite de Kermach*	.205	1457621	.15	1948800
Saïda biotite	.324	153693	.38	102720
Biotite SO138	.162	1470471	.18	1593600

Les mesures proviennent d'appareils très différents au niveau de la conception technologique:

- L'ampérage du générateur est différent
- Les détecteurs sont également différents
- Les rayons du goniomètre: 250 mm pour le SCINTAG contre 174.1 mm pour le PHILIPS
- La vitesse du goniomètre est différente
- Les surfaces irradiées: elles sont différentes en forme et en taille
- Les supports: ceux de l'appareillage PHILIPS 1011 sont rectangulaires et immobiles, tandis que les supports de l'appareillage SCINTAG sont circulaires et tournants
- Le traitement du signal: l'appareillage PHILIPS 1011 a un compteur analogique et l'appareillage SCINTAG XDS 2000 un compteur digitalisé
- Le traitement des données est différent qu'il s'agisse de l'appareillage SCINTAG ou de l'appareillage PHILIPS

Les fentes de réception et d'émission ne sont pas les mêmes

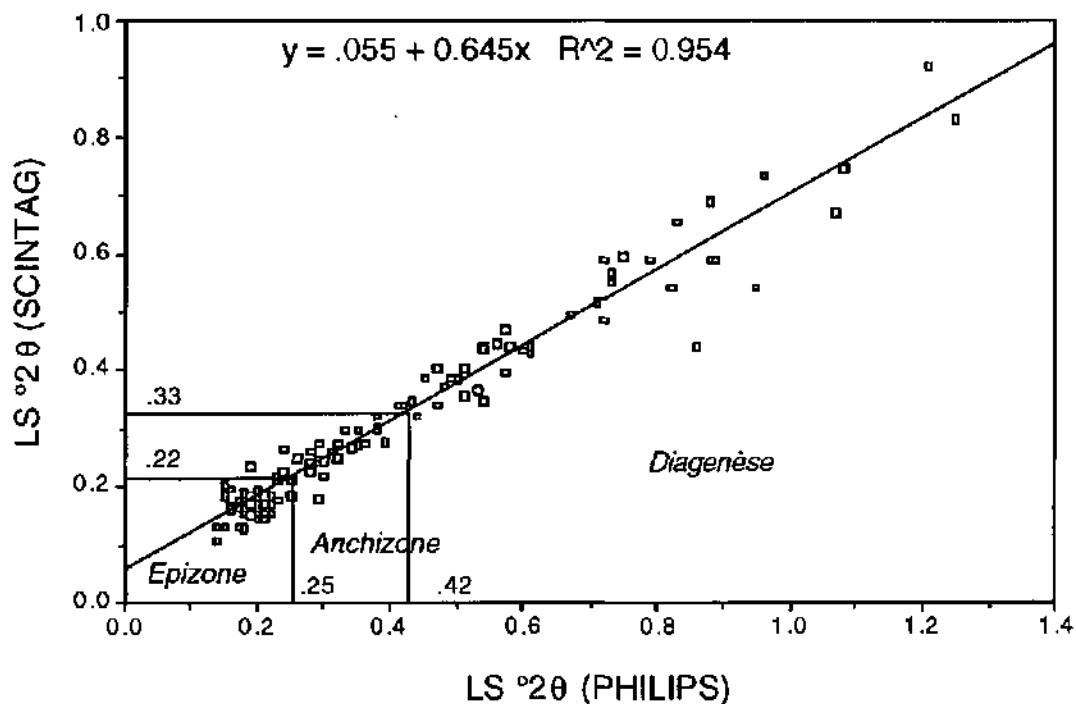


Fig. 2.6. Calibration de la largeur de Scherrer: droite de régression.

Conclusions

Ces nombreuses différences d'appareillage et le fait qu'une partie des échantillons (88) ont été nouvellement préparés pour l'occasion, auraient pu donner lieu à des mesures de la LS très disparates, mais la figure 2.6 permet de constater que la corrélation entre ces deux types de mesures est très bonne, avec un coefficient de corrélation (r^2) de 0.954.

Les LS obtenues à partir de l'appareillage PHILIPS sont en général un peu plus élevées que celles obtenues avec le diffractomètre de marque SCINTAG.

La droite de régression, calculée avec les valeurs de LS mesurées à partir de ces 110 échantillons, a permis de définir les limites suivantes:

La limite *épizone-anchizone* de $0.25^\circ 2\theta$ avec l'appareillage PHILIPS devient $0.22^\circ 2\theta$ avec le diffractomètre SCINTAG.

La limite *anchizone-diagenèse* de $0.42^\circ 2\theta$ avec l'appareillage PHILIPS devient $0.33^\circ 2\theta$ avec le diffractomètre SCINTAG.

Analyse à la microsonde électronique

2C.1. Préparation des échantillons

Pour l'analyse à la microsonde, une lame de roche (lame mince normale pour le microscope optique) est polie avec des abrasifs de plus en plus fins, de façon à obtenir un polissage optimal.

Cet aspect de la préparation est très important pour l'analyse (surtout quantitative). La lame est ensuite recouverte d'un film de carbone finement pulvérisé, afin de permettre la conduction des électrons.

2C.2. Appareillage utilisé

Les analyses ont été réalisées à Paris, au Centre d'analyse par microsonde de l'Université Pierre et Marie Curie (CAMPARIS) et à l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Berne. Dans les deux cas, l'appareillage utilisé est une microsonde électronique de type Cameca SX50.

Les conditions de mesure sont les suivantes:

- tension d'accélération: 15 kV
- courant du rayon: 20 nA
- diamètre du rayon: 10 μm
- agrandissement de travail: 400x
- une calibration avec des standards est effectuée avant les mesures

2C.3. Traitement des données

Les analyses sont données en pourcentage de poids d'oxydes. Arbitrairement, la totalité du fer est formulée sous forme de Fe^{2+} .

Les formules structurales (anhydres) sont calculées sur la base du nombre d'oxygènes, d'après la formule structurale de chaque minéral.

Lorsque les sommes des pourcentages de poids d'oxydes s'écartent trop des valeurs théoriques, l'analyse est rejetée.

Ces erreurs peuvent provenir de défauts du polissage de la lame, du fait que l'analyse est effectuée en zone de bordure du minéral (effet de biseau) ou en cas de minéraux interstratifiés.

Les éléments volatils et l'eau n'étant pas analysés la tolérance peut être légèrement supérieure à 10% selon les minéraux (chlorite).

Lithostratigraphie, pétrographie et textures de la nappe de Morcles

3.1. Introduction

Ce chapitre présente une description pétrographique et minéralogique des divers niveaux lithostratigraphiques de la nappe de Morcles sous forme d'une synthèse descriptive macro et microscopique des roches englobant les résultats des analyses DRX.

Cette description est faite en guise d'introduction aux analyses plus approfondies des fractions fines (micas, chlorites et minéraux accessoires) et pour mieux situer ces analyses dans leur contexte géologique.

Nous présentons ici les roches, provenant d'abord des régions les plus métamorphisées de la nappe (racines - flanc inverse - Saillon), puis des régions les moins métamorphisées (front de la nappe - Arbuesse, flanc normal - Derborence), en passant par le coeur de la nappe (Chamoson) et le flanc normal (mine de Fer - Chamoson).

On peut rappeler que quatre zones texturales recouvrent les trois stades métamorphiques: la zone (i): épigénèse initiale, les zones (ii) et (iii): épigénèse profonde et la zone (iv): début de la métagénèse ont été définies (Frey, 1987a).

zone (i): La texture sédimentaire originelle est préservée, il n'y a pas de réactions entre les grains et la matrice: *la matrice argileuse est intacte.*

zone (ii): Il y a des transformations graduelles des minéraux argileux en illite et chlorite avec apparition de quartz authigène: *la matrice argileuse est altérée.*

zone (iii): Les transformations des minéraux argileux en illite et chlorite se poursuivent avec orientation des phyllosilicates à cause de la pression qui augmente: *dans les grès, la matrice acquiert une structure quartzitique avec illite et chlorite.*

zone (iv): Les roches pélitiques deviennent des schistes et la taille des phyllosilicates augmente. On observe des structures en "arêtes" typiques dans les grès silteux.

La figure 3.1. présente les résultats des analyses DX de la roche totale en fonction de la colonne lithostratigraphique de la nappe de Morcles. Elle permet de suivre les variations des minéraux essentiels (calcite, quartz, dolomite, feldspaths potassiques et plagioclases, micas et chlorites).

3.2. Flanc inverse de la nappe (région de Saillon)

La faille de la Poya sépare la colline de Saillon, où le Lias en position normale plonge de 35° au NE, de la formation de Longeraie dont les couches liasiques et triasiques inversées et redressées plongent au SE. Un plan de chevauchement sépare la formation de Longeraie, attribuée par Badoux(1971) à la nappe de Morcles, du reste du flanc inverse de la nappe, qui est formé par des couches allant de l'Aalénien au Gault (Badoux, 1971).

La formation de Longeraie

Cette formation, comprise entre la faille dite de la Poya et le plan de chevauchement qui sépare les niveaux aaléniens des niveaux pliënsbachiens, comporte des niveaux allant du Trias supérieur au Pliënsbachien.

Le Trias

A Saillon, un ancien village médiéval, où l'on peut trouver la tombe de Farinet ,célèbre faux monnayeur valaisan, le Trias affleure sur le versant Nord de la faille de la Poya, le long du sentier reliant le village aux carrières de la Sarvaz. Les niveaux triasiques ont 5 à 6 m d'extension et comprennent notamment des bancs de calcaires dolomitiques clairs à patine jaune (Badoux, 1971). *Le passage du Trias au Lias se marque par la disparition de la dolomite.*

Trias supérieur

Calcaire dolomitique (n°105)

Cette roche est formée en majorité de calcite, mais aussi de dolomite et de quartz. Il y a du mica et de la kaolinite, mais pas de chlorite.

Après une bande de cornieule, on passe à des grès:

Le Jurassique

Le Lias

Grès (n°106)

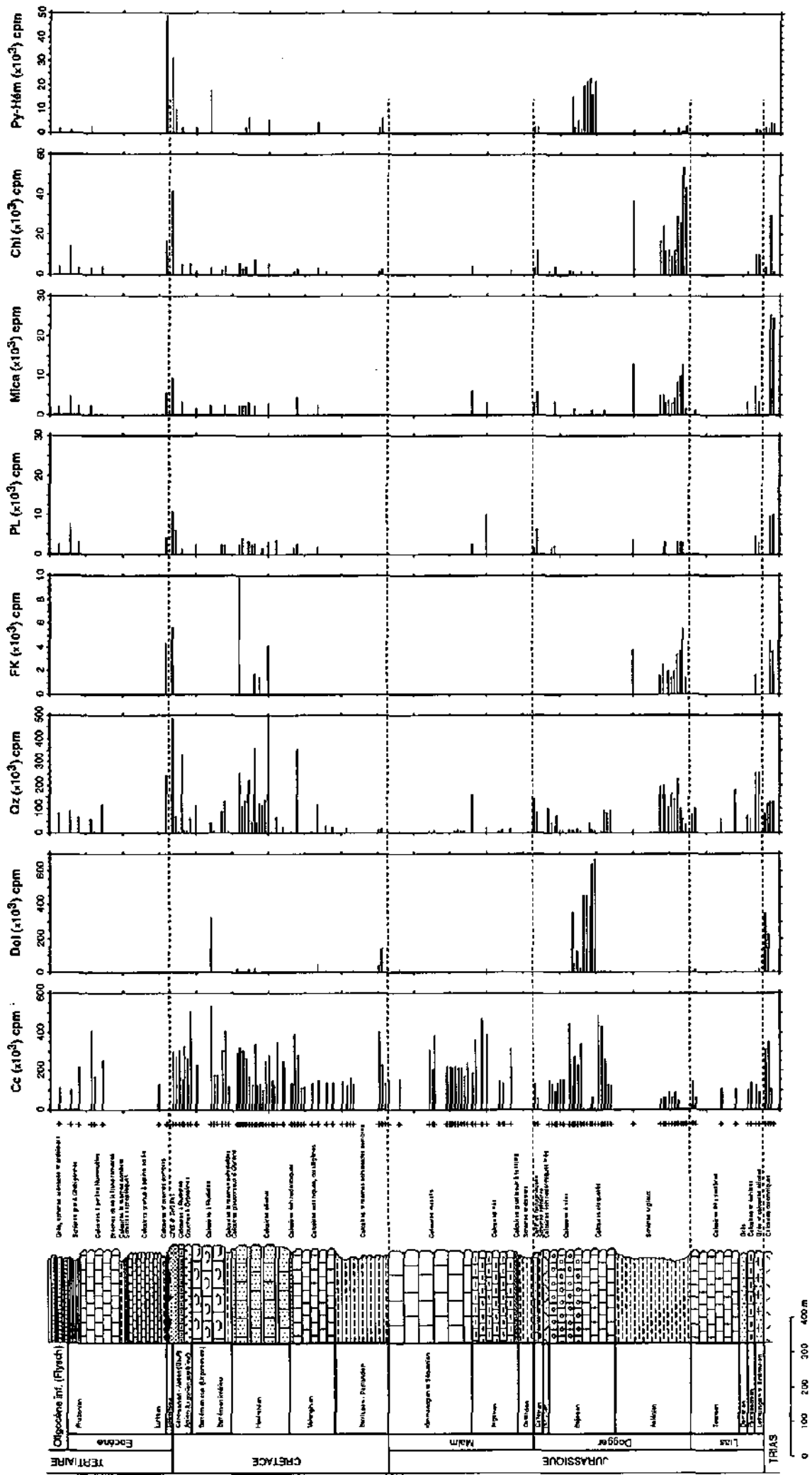
Cette roche contient en majorité du quartz. On y trouve également de la dolomite, de la calcite, du mica et de la kaolinite. Il n'y a pas de chlorite.

Calcaire (n°107)

Dans cette roche, la calcite est majoritaire, on trouve également de la dolomite, du quartz, du mica et de la kaolinite, mais très peu de chlorite.

Argiles (n°108)

Fig. 3.1. Analyses RX: minéralogie de la roche totale de la Nappe de Morcles
 (Coupe stratigraphique modifiée d'après l'Atlas géologique de la Suisse, f. 485, Saxon-Morcles)



A coté du mica, cette roche contient principalement du quartz, on trouve également de la dolomite, des plagioclases, des feldspaths potassiques et de la kaolinite, mais pas de chlorite.

Le Lias de la colline de Saillon

Selon Badoux (1971), les formations liasiques de la colline de Saillon, qui se trouvent en position normale, pourraient soit se rattacher au flanc normal de l'Ardèche (elles auraient donc été rabaissées par la faille de la Poya) ou feraient partie de la couverture autochtone des massifs cristallins et auraient été, en quelque sorte, remontées par cette faille. Ici le Lias débute par les grès à patine jaune d'âge lotharingien.

Lotharingien

Cette formation présente des intercalations de petits bancs plus ou moins gréseux.

Calcaire gréseux dolomitique (n°102)

Ces calcaires peuvent être échinodermiques et spathiques. Ils contiennent, essentiellement de la calcite, du quartz et de la dolomite, mais également un peu de mica et de chlorite.

Grès (n°103)

C'est un grès beige orangé à patine brun-clair. Les RX confirment la présence de grandes quantités de quartz, il y a un peu de calcite. Les fractions fines indiquent la présence de kaolinite, de mica et de chlorite.

Pliensbachien

Calcaire (n°121, 122)

Ce niveau se présente sous forme de calcaires et calcschistes légèrement gréseux. Il y a de la calcite, du quartz, des micas et de la chlorite.

Carrière de la Sarvaz (racines de la nappe)

Près du plan de chevauchement, dans la carrière de la Sarvaz près de Saillon, la coupe commence avec des schistes fortement écrasés, d'une épaisseur visible de moins de 1m, dont l'attribution lithostratigraphique (Gault) est incertaine.

Ces schistes verts sont recouverts par des calcaires marmorisés qui se succèdent du plus récent au plus âgé (les couches étant en position renversée):

Marbres rubanés gris et blancs

Il s'agit de marbres rubanés gris et blancs à rubanement fortement plissé (n° 3a, Barrémien ?). Les carbonates sont présents sous forme de petits cristaux engrenés (0.02 à 0.04 mm) qui entourent de plus grands cristaux (~1mm). Ces derniers semblent représenter deux générations. La première est formée de grands porphyroclastes plus sombres à macles déformées (antécynématiques) et la deuxième de grands cristaux limpides syn et postcinématiques.

Les autres minéraux, quartz, micas et albite présentent également deux générations. L'albite est présente sous forme de rares grains fortement déformés, mais également de cristaux poeciloblastiques. On observe de la chlorite (d'un vert très clair) située souvent dans les microfissures, quelques opaques noirs (pyrite ?), du sphène, de la tourmaline et de l'épidote zonée (zoïsite au centre et clinazoïsite ou pistachite dans les bords de grain). Le rubanement des ces marbres est dû à des changements granulométriques. Les grains plus petits qui semblent avoir absorbé la déformation forment les litages plus foncés.

Aalénien

Schistes

Cet échantillon (n°120) provient des abords de la carrière de la Sarvaz. On note la formation de cristaux de paragonite à l'intérieur d'une muscovite. Il y a de la chlorite néoformée de type ripidolite-pseudothuringite. On trouve du chloritoïde sous forme de petites aiguilles, parfois foncées en lumière naturelle, parfois translucides, qui croissent indépendamment de la schistosité. Le chloritoïde est entouré de quartz, de paragonite et d'oxydes de fer jaune-brun. Il est souvent zoné et de couleur plus foncée (vert-gris) à l'intérieur qu'en bordure.

Aux racines de la nappe, les textures sont clairement épizonales, on a des schistes verts et des marbres. **On se trouve dans la zone texturale (iv).**

Flanc inverse (Le Dailey)

Bajocien

Calcaire gréseux

C'est un calcaire siliceux, légèrement marneux et dolomitique. Du plagioclase et des minéraux de fer sont présents. Il y a un peu de chlorite. Il y a deux générations de mica. Les micas néoformés sont situés dans les joints stylolitiques. Les paillettes de micas de plus grande taille sont d'origine détritique.

Dans cette zone du flanc inverse de la nappe, la déformation est importante, les roches sont fracturées et dolomitisées. Il y a deux générations de mica. **On se trouve dans la zone texturale (iii) à (iv).**

Flanc inverse (Tenèvre)

Aalénien

Schistes

La schistosité (n° 27) est marquée à la fois par des accumulations de matière organique et par une orientation des cristaux de carbonates qui sont souvent zonés de brun à l'intérieur. Des nodules de pyrite sont englobés dans les carbonates ou alignés le long de la schistosité. Il y a deux schistosités, la principale qui marque le clivage schisteux de la roche et une deuxième plus discrète, dans laquelle les micas marquent un angle de 45° en moyenne avec la schistosité principale. Ces phyllites sont fréquemment composées de feuillets alternants de mica et de chlorite. Il y a également des paillettes de micas isolées, très finement cristallisées et de petits cristaux de tourmaline.

Dans cette zone du flanc inverse de la nappe, la déformation des schistes aaléniens est importante. Les phyllites détritiques montrent de nouveau une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. **On se trouve dans la zone texturale (iii).**

3.3. Coeur de la nappe de Morcles (Ardèche-Chamoson)

Les échantillons décrits ci-dessous proviennent de l'ardoisière de l'Ardèche au-dessus de Leytron et de la région de Chamoson.

Hettangien-Sinémurien

Schistes gris (n°301-305)

Ce sont des schistes gris acier à débris de bélemnites étirées (épaisseur 50 m). L'analyse RX de la roche totale présente du quartz, des carbonates (calcite et dolomite), des plagioclases, de la pyrite, de la chlorite, du mica.

Les niveaux attribués au Domérien présentent également des bancs siliceux brun, puis viennent les schistes foncés et les bancs de calcaires spathiques ou siliceux d'âge toarcien qui passent graduellement au niveau attribués au Dogger (Badoux, 1971).

Toarcien

Schistes foncés gris-noir (n°173-176)

Macroscopiquement, ce sont des schistes foncés gris-noir, parfois bruns très difficiles à distinguer des schistes aaléniens. L'analyse RX de la roche totale décèle du quartz, des carbonates en faible quantité, mais plus abondants que dans les schistes aaléniens. Les plagioclases et les feldspaths potassiques sont absents. On trouve de la dolomite et de la pyrite. Les fractions fines montrent la présence de chlorite, de mica, de rectorite, de paragonite.

L'occurrence des feldspaths potassiques et plagioclases est surtout élevée au Trias supérieur. Elle diminue au Lias inférieur, où la composante détritique est principalement formée de quartz.

Le Dogger

Le Dogger commence avec les schistes sombres d'âge aalénien, d'une très grande épaisseur et fortement replissés.

Aalénien

Schistes gris-noir (n° 177, 188-189, 198-199)

Ce sont des schistes foncés, gris-noir avec des nodules de pyrite framboïdale, parfois bruns et mordorés, lorsqu'ils sont altérés. Ils présentent alors des recristallisations de gypse en rosettes provenant de altération de la pyrite (Massad, 1973).

Ces schistes contiennent du quartz, des plagioclases et feldspaths potassiques, de la chlorite, du mica, de la sidérite et de la pyrite. Les carbonates sont présents en faible quantité ou parfois totalement absents (n° 176 et n° 199). Les fractions fines montrent la présence de rectorite, pyrophyllite, parfois de la kaolinite et du chloritoïde.

Les schistes de l'Aalénien ont une composante carbonatée très faible voire absente, par contre la composante détritique formée de minéraux tels que: quartz, FK et plagioclases et phyllites est forte. Durant l'Aalénien, il y a une tendance à l'éloignement de la zone d'apport, puisque la composante quartzique augmente tandis que la fraction des minéraux moins résistants diminue.

Dans cette zone du coeur de la nappe, la déformation des schistes aaléniens et toarciens est importante. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. **On se trouve dans la zone texturale (iii).**

3.4. Flanc normal (Chamoson- mine de fer)

Les échantillons suivants sont prélevés dans le flanc normal de la nappe près de l'ancienne mine de fer.

Bajocien inférieur

Calcaires gréseux gris

Calcaires gréseux gris (n°197), avec des fissures remplies de fibres de calcite. Il y a un peu plus de phyllosilicates, que dans le niveau précédent. Ils sont disposés selon un angle de 25° par rapport aux nombreux stylolites. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines.

Calcaire gris-brun foncé à patine brune

Calcaire gréseux gris-brun foncé à patine brune (n° 194). Les grains de quartz sont parfois déformés, parfois recristallisés. Ils contiennent diverses inclusions, dont des paillettes de mica. Dans la pâte, les micas sont peu nombreux, il s'agit de paillettes parfois assez larges, mais courtes, dont les bords et (ou parfois toute la paillette) sont recristallisés, par de la chlorite ou par un autre mica néoformé, très finement cristallisé. Il y a clairement deux générations de mica. On note également la présence d'opaques soit globulaires soit isométriques autour desquels chlorite et mica ont recristallisé de façon radiaire. Les débris de micro-organismes (pièces d'échinodermes) sont méconnaissables et leur loges sont parfois remplies de nodules de pyrite ou de quartz lamellaire. Il y a également quelques rares cristaux de feldspath à bords dissous et des grains de tourmaline.

Dans les échantillons n° 195 et 196 qui sont des calcaires gréseux, il y a moins de mica. On note la présence de cristaux d'albite néoformée riches en inclusions, maclés ou non. Il y a de nombreux stylolites, des plaques d'échinodermes et de la pyrite en cubes ou en petits nodules.

La fraction carbonatée augmente fortement au Bajocien inférieur; d'abord composée de calcite cette fraction devient dolomitique. Cette dolomitisation du Bajocien moyen est accompagnée par une quantité de minéraux de fer (surtout pyrite). La fraction micacée est faible. La calcite redevient majoritaire au Bajocien supérieur où elle est accompagnée de quartz.

Oolithe callovo-oxfordienne

Lentilles ferrugineuses

Il s'agit de lentilles ferrugineuses (n° 192) englobées dans des marnes gris-brun satinées. Macroscopiquement, cette oolithe est brun-rouge foncé, elle présente de nombreuses fractures remplies de carbonates et de quartz. Les carbonates de fissure présentent une orientation des fibres perpendiculaire à la fissure. Ces fibres sont légèrement déformées. Les grains de quartz sont très fortement écrasés et présentent un bord de grain sinueux et engrené ou parfois même une texture lamellaire et une extinction roulante due à l'écrasement des grains. Comme les fibres de carbonates, les grains de quartz sont perpendiculaires aux fractures.

Les niveaux oolithiques sont également sillonnés de fines fractures remplies de carbonates et les oolithes sont déformées et réorientées. Certaines oolithes sont complètement recristallisées et remplies de carbonates et d'oxydes de fer, d'autres présentent encore une structure en pelure d'oignon constituée par un minéral de faible biréfringence, qui s'avère être de la chlorite.

La fraction argileuse fine contient très peu de mica, de la chlorite et un peu de kaolinite.

Le Malm

Après un passage gréseux et schisteux (Callovo-Oxfordien), au Malm, les séries redeviennent carbonatées (calcite). La dolomite étant absente.

Les niveaux argoviens sont formés d'une alternance de marnes et de calcaires noduleux. On y observe de nombreux plis. Les niveaux du Malm supérieur sont composés de calcaires blentés massifs, à patine claire. D'une grande puissance, ils forment l'ossature de la nappe (Badoux, 1971).

Argovien

Calcaire marneux gris

Calcaire marneux gris (n° 193) à patine claire et schistosité marquée, parallèle à une fine stylolitisation. La pâte micraccristalline est presque complètement constituée de carbonates dans lesquels nagent quelques grains de quartz et de feldspaths potassiques et plagioclases détritiques déformés.

L'analyse RX de la roche totale ne présente que de la calcite et du quartz. La fraction fine montre la présence de mica et de chlorite.

A la base du flanc normal, la déformation des calcaires gréseux bajociens est soulignée par la schistosité qui est bien marquée et qui est parallèle à une fine stylolitisation. La recrystallisation est importante. Les débris de micro-organismes sont méconnaissables. On note la présence d'opaques soit globulaires soit isométriques autour desquels chlorite et mica ont cristallisé de façon radiaire. Les phyllites détritiques montrent une recrystallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. **On se trouve donc dans la zone (iii) où les transformations des minéraux argileux en illite et chlorite se poursuivent avec une orientation des phyllosilicates due à la déformation.**

3.5. Front de la nappe (Arbalesse-Pont-de-Nant)

Les échantillons décrits ci-dessous sont situés au nord de la rivière Arbalesse sous les pentes du Lavanchy, dans les diverses séries qui forment les plis frontaux de la nappe de Morcles.

Le Crétacé

Les échantillons (n° 60-77), décrits ci-dessous, sont situés le long de la rivière Arbalesse sous les pentes du Lavanchy, du N-E au S-W. La coupe commence dans les niveaux massifs du Valanginien calcaire, (coord. 574 975 / 122 600, 1290 m.), puis traverse les différents niveaux crétacés pour s'achever au niveau du flysch de l'Oligocène inférieur (coord. 574 175 / 122 750, 1130 m.).

Les niveaux d'âge crétacé débutent par un niveau berriasien à valanginien inférieur formé d'une alternance de schistes et de calcaires argileux sombres en petits bancs (Badoux, 1971).

Le début du Crétacé (Berriasien inf.) se marque par la présence d'un peu de dolomite et de pyrite.

Calcaires massifs gris foncé

Calcaires massifs gris foncé (n°60), à patine gris-clair, en bancs épais. La calcite, déformée et recristallisée, forme l'essentiel de la roche avec des grains de quartz à extinction légèrement roulante. La schistosité est assez marquée. Elle est soulignée par des accumulations de minéraux argileux sombres et des minéraux opaques (qui sont parfois des nodules de pyrite) et des paillettes de mica blanc détritique. Il y a également des "yeux" de mica blanc néoformé et quelques grains détritiques de tourmaline et de sphène. Des opaques brun-roux, probablement des oxydes de fer sont nombreux.

La couche à Pygurus, marque le passage aux niveaux hauteriviens. Ces derniers sont composés de calcaires massifs sombres à patine brune, formant des parois ruiniformes caractéristiques tout au long de la nappe (Badoux, 1971).

Hauterivien

Calcaires massifs gris foncé

Calcaire massif (n° 61), gris brun foncé, à patine grise et taches roses de pyrite. Cette roche contient des débris d'échinodermes et des nodules phosphatés. Les grains de quartz sont réorientés dans la schistosité, soulignée par des dépôts d'opaques noirs. Les nodules de pyrite sont entourés et reliés par des néoformations de chlorite (probablement syncinématique) pratiquement incolore à biréfringence très basse. Il y a un mica brun-doré néoformé, des micas blancs détritiques et des grains de glauconie brune très déformés. Il y a du stilpnomélane.

Calcaires massifs siliceux à patine brune

Calcaire (n° 62) très siliceux à pâte sombre et patine brune (ép. 100 m.). Cette roche renferme presque autant de quartz que de calcite. Cette dernière se trouve sous forme de grands cristaux recristallisés avec deux systèmes de macles. Les grains de quartz sont parfois recristallisés et bourrés d'inclusions. Dans les stylolites, sont accumulés des minéraux argileux (mica blanc, chlorite brune), des opaques ou des minéraux détritiques tels que sphène, zircon et tourmaline.

Calcaires massifs à oursins

*Le niveau suivant (n° 63) est plus carbonaté. Il s'agit d'une calcaire à oursins (*Toxaster complanatus*?). Il y a du quartz à cristallisation radiaire, quelques grains de glauconie brune, de grands cristaux de carbonate, qui sont parfois déformés et des paillettes de micas détritiques, parfois tordues et chloritisées.*

La sédimentation devient plus variée à l'Hauterivien où la composante quartzique est forte. Elle est accompagnée de feldspaths potassiques, de plagioclases, de micas, de chlorite. La glauconite (déterminée au microscope optique) est parfois abondante.

Calcaire gréseux (n° 64)

Il s'agit d'un calcaire sombre gris-brun spathique et gréseux, à débris d'oursins et miliolles. Il y a quelques grains déformés de glauconite brune, des nodules phosphatés, des paillettes de mica blanc détritique. Les stylolites sont soulignés par des opaques, des phyllites brunes et des grains de zircon.

L'analyse RX montre la présence de plagioclase et (en faible quantité) de mica et de chlorite. Il y n'y a pas de dolomite.

Les niveaux d'âge barrémien varient suivant que l'on se trouve au flanc normal, où ils sont constitués de calcaires gris alternant avec des horizons marneux, ou au flanc inverse où ils sont formés par des niveaux de faciès moins profond, c'est à dire des calcaires échinodermiques verts ou violets (Badoux, 1971).

Les niveaux situés dans le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur sont réunis sous un nom de faciès: l'"Urgonien", qui est formé de calcaires blancs ou gris clair, massifs, à coraux et rudistes avec des intercalations de niveaux marneux jaunâtres à *Orbitolina lenticularis* (Badoux, 1971).

Urgonien inférieur

Calcaires massifs gris clair

*Macroscopiquement, ce sont des calcaires massifs gris clair (n° 65-66), tendres et homogènes, à débris de rudistes très fréquents et d'algues (*Dasycladacées*), avec parfois des traînées jaunes d'oxydes de fer.*

Les débris organiques sont recristallisés, les macles des carbonates sont déformées. La pâte n'est pratiquement constituée que de carbonate très finement cristallisé (micrite). La fraction argileuse fine montre la présence de mica-chlorite-rectorite. Il n'y a pas de pyrophyllite, ni de kaolinite.

Urgonien supérieur

Calcaires massifs gris clair

Calcaires blancs à traînées vertes (chlorite) (n°68, 70 et 72) et à rudistes (l'épaisseur totale de l'Urgonien est d'environ 90 m.)

Les débris organiques sont recristallisés, les macles des carbonates sont déformées. Il y a de petits cristaux de quartz bipyramidés néoformés. La matrice n'est pratiquement constituée que de carbonates très finement cristallisés (micrite). Il y a des poches de chlorite néoformée vert clair à biréfringence très basse.

Dans la roche totale, les RX décèlent de la calcite, de la chlorite et du quartz (plus abondant que dans les niveaux de l'Urgonien inf.). Il n'y a pratiquement pas de dolomite contrairement aux niveaux de l'Urgonien inférieur.

Dans les niveaux urgoniens, c'est la calcite, en général accompagnée de quartz et parfois de dolomite, qui est le plus souvent le minéral essentiel.

Les plagioclases, les micas et la chlorite sont présents en petites quantités, alors que de la glauconite est présente dans certains niveaux.

Couche à Orbitolina lenticularis (n° 67)

Macroscopiquement, c'est un calcaire gris clair, les orbitolines sont abondantes de même que d'autres foraminifères et des débris de coquilles.

Le quartz est abondant. Souvent recristallisé, il se situe dans les loges des orbitolines ou est reparti en "traînées".

Les RX montrent la présence de calcite, de dolomite, de mica, de chlorite et de quartz dans la roche totale. Il n'y a pas de pyrophyllite, ni de kaolinite.

Les niveaux d'âge aptien supérieur sont représentés, dans le flanc inverse par des schistes gréseux violacés à nodules calcaires et à silex dans les zones supérieures.

Albien-Cénomaniens ou Gault

Au front de la nappe par contre, les calcaires d'âge urgonien sont recouverts par des grès à nodules phosphatés glauconieux, suivis par une faible épaisseur de calcaires clairs pélagiques d'âge cénomanien et sénonien, réunis sous le nom de Gault (Badoux, 1971).

Quartzites glauconieux et grès (20 m) (n°73 et 74)

Macroscopiquement, l'échantillon n°73 est un quartzite foncé, qui forme de petits bancs.

L'analyse microscopique montre une matrice formée de cristaux de quartz entourés de grains de glauconite aplatis. Du zircon, de la tourmaline et du sphène roulés occupent les zones intergranulaires. Les paillettes de micas détritiques sont rares. Les opaques sont nombreux.

L'analyse RX met en évidence des micas, de la chlorite et divers interstratifiés. Il y a de nombreux minéraux de fer. Il n'y a pas de carbonates.

Le sommet du Gault (n°74) est représenté par des calcaires gréseux gris-brun à plaques d'échinodermes. Ces niveaux sont gris foncé et montrent de nombreux stylolites soulignés par des remplissages d'opaques. La microfaune est recristallisée, on distingue quelques miliolidés. Il y a des nodules de pyrite framboïdale. Il y a de chlorite.

Le Gault est marqué par très forte composante gréseuse et phylliteuse où le mica, la chlorite et la glauconite sont abondants.

Au front de la nappe (région de l'Arbalesse-Pont de Nant), la déformation des roches est moyenne. Elle est mise en évidence par la déformation et la recristallisation de divers minéraux, notamment du quartz et de la calcite. Il y a néoformation de chlorite, de quartz (cristaux bipyramidés), de stilpnomélane, de micas. Les plans de schistosité sont soulignés par des accumulations de minéraux argileux sombres et des minéraux opaques. Les grains de quartz sont parfois recristallisés et réorientés dans la schistosité.

Il s'agit d'une zone texturale située entre la zone (ii) et la zone (iii).

3.6. Flanc normal (Derborence)

Les deux échantillons, de calcaires du Crétacé inférieur, décrits ci-dessous sont situés le long du flanc nord du synclinal du Derbon.

Urgonien supérieur

Calcaires gris clair

Calcaires gris clair (n° 178-179-180) homogènes, à débris de rudistes très fréquents, avec parfois des traînées jaunes d'oxydes de fer.

La pâte n'est pratiquement constituée que de carbonate très finement cristallisé (micrite). Les débris organiques sont recristallisés. Les macles des carbonates sont déformées. Quelques opaques brun-noir, parfois nodulaires remplissent des fissures peu nombreuses.

La fraction argileuse fine montre la paragenèse suivante: mica-chlorite-rectorite-pyrophyllite-kaolinite.

Urgonien inférieur

Calcaires gris clair

Calcaires gris clair (n° 184-185-186) homogènes. La microfaune est complètement recristallisée et difficile à déterminer. Les carbonates sont également recristallisés et leur macles sont déformées. Il y a également quelques grains de quartz néoformés avec des inclusions diverses.

La fraction argileuse fine montre la présence de mica, mais en quantité moindre que dans les niveaux attribués à l'Urgonien supérieur. Il y a également de la chlorite et de la rectorite associées à de la pyrophyllite et à de la kaolinite.

En conclusion, dans cette zone du flanc normal de la nappe de Morcles (Derborence) la schistosité est faible. Les macles de la calcite sont déformées. Les stylolites sont abondants. La recristallisation des minéraux est moyenne. Il y a du quartz néoformé et de la rectorite. La pyrophyllite apparaît dans les mêmes roches et les mêmes sites que la rectorite et parfois la kaolinite, mais elle n'accompagne pas nécessairement ces dernières.

Il s'agit d'une zone texturale située entre la zone (ii) et la zone (iii).

Le Tertiaire

Le début du Tertiaire se marque par le dépôt des argiles sidérolithiques rouges. Ces argiles sont dépourvues de carbonates et contiennent de l'hématite.

La tendance est de nouveau aux roches riches en calcite au Priabonien supérieur. Le quartz, les plagioclases, les micas et les chlorites étant également présents.

Le pourcentage de calcite diminue dans les niveaux du Flysch où la composante détritique reprend le dessus.

L'Eocène inférieur

A cette époque les terrains se trouvaient exondés et les argiles rouges du Sidérolithique déposées dans les karsts de l'Urgonien seraient les seuls vestiges de l'Eocène inférieur (Badoux, 1971).

Sidéralithique

L'analyse RX des argiles rouges sidérolithiques (n°69) décèle des micas accompagnés de divers interstratifiés, de la chlorite, du quartz, des feldspaths et des plagioclases, un peu de dolomite. La couleur rouge de ces argiles est due à la présence de nombreux minéraux de fer, dont l'hématite. Il n'y a pas de calcite.

Les niveaux d'âge Nummulitique (Priabonien) transgressent parfois sur ceux d'âge cénoomanien à turonien (Anzeindaz), plus au sud, il ne reste que l'Urgonien (Derborence) et plus au sud encore (Lizerne), le Nummulitique transgresse directement sur le Valanginien. La zone frontale présente la série stratigraphique la plus complète.

La succession des terrains d'âge priabonien est la suivante, de bas en haut (Badoux, 1971):

- couches du Roc Champion avec le niveau à Chara et à Helix de M. Lugeon (flanc inverse)
- couches à *Cerithium diaboli*
- calcaires et grès à petites Nummulites (contenant des blocs parfois de très grande taille et de nature variée (dolomies, calcaires et cristallin), ces blocs sont surtout abondants dans le flanc inverse)
- schistes d'âge nummulitique (marnes à globigérines)
- flysch

Priabonien inférieur

Calcaire à Nummulites (n° 75)

Macroscopiquement, il s'agit d'un calcaire tendre gris foncé. Au microscope, on observe la présence de Nummulites, d'algues encroûtantes (Lithothamnies), de petits gastéropodes. La microfaune est recristallisée et difficile à déterminer. Les grains de quartz sont peu nombreux, il y a de petites phyllites le long des stylolites et quelques opaques.

Priabonien supérieur

Calcschiste à Globigérines (n° 76)(épaisseur 50 m)

Il s'agit d'un calcaire gréseux gris-brun foncé. Au microscope, on constate que le quartz est un peu plus abondant que dans la roche précédente et que la microfaune est moins recristallisée.

L'analyse RX décèle la présence de calcite, dolomite, quartz, mica, chlorite.

Éocène supérieur-Oligocène inférieur (Flysch)

Calcschiste rubané (n°77) (Flysch-parautochtone)

Le flysch présente une alternance de bancs argileux et gréseux. Au microscope, les couches claires du rubanage sont composées de quartz, calcite et phyllites. Ces dernières sont réorientées dans la schistosité, déformées et recristallisées.

Les couches plus sombres sont formées surtout de calcite microcristalline et de micas. Le quartz est moins abondant que dans les couches plus claires.

Conclusions

1. Au Trias supérieur, l'occurrence des feldspaths potassiques et plagioclases est assez élevée.
2. Le passage du Trias au Lias se marque par la disparition de la dolomite.
3. Les feldspaths potassiques et plagioclases diminuent au Lias inférieur, où la composante détritique est principalement formée de quartz.
4. Les schistes de l'Aalénien ont une composante carbonatée très faible, voire absente, par contre la composante détritique formée de minéraux tels que: quartz, FK, plagioclases et phyllites est forte.
Durant l'Aalénien, il y a une tendance à l'éloignement de la zone d'apport, puisque la composante quartzique augmente, tandis que la fraction des minéraux moins résistants (feldspaths et plagioclases) diminue.
5. La fraction carbonatée augmente fortement au Bajocien inférieur; d'abord composée uniquement de calcite cette fraction devient dolomitique. Cette dolomitisation du Bajocien moyen est accompagnée par une quantité de minéraux de fer (surtout pyrite). La fraction micacée est faible. La calcite redevient majoritaire au Bajocien supérieur où elle est accompagnée de quartz.
6. Après un passage gréseux et schisteux au Callovo-Oxfordien, durant le Malm, les séries deviennent purement carbonatées (calcite). La dolomite est absente.
7. Le début du Crétacé (Berriasien inf.) se marque par la présence d'un peu de dolomite et de pyrite.
8. La sédimentation devient plus variée à l'Hauterivien, où la composante quartzique est forte. Elle est accompagnée de feldspaths potassiques, de plagioclases, de micas et de chlorite. La glauconite est parfois abondante.
9. Durant l'Urgonien, c'est la calcite, en général accompagnée de quartz et parfois de dolomite, qui est le plus souvent le minéral essentiel.
Les plagioclases, les micas et la chlorite sont présents en petites quantités, alors que de la glauconite est présente, parfois abondamment, dans certains niveaux.

10. Le Gault est marqué par une très forte composante gréseuse et phylliteuse où le mica, la chlorite et la glauconite sont abondants.

11. Le début du Tertiaire se marque par le dépôt d'argiles sidérolithiques rouges. Ce sont des paléosols décarbonatés et rubéfiés qui se sont accumulés dans les fissures karstiques des calcaires urgoniens. Ils sont totalement dépourvus de carbonates, contiennent de l'hématite et de nombreux micas et interstratifiés.

12. Au Priabonien supérieur, la tendance est de nouveau aux roches riches en calcite. Le quartz, les plagioclases, les micas et les chlorites étant également présents.

13. Le pourcentage de calcite diminue dans les niveaux du Flysch où la composante détritique reprend le dessus.

14. Aux racines de la nappe (Saillon-La Sarvaz), les textures sont clairement épizonales, on a des schistes verts et des marbres. On se trouve dans la zone texturale (iv).

15. Au flanc inverse de la nappe (Le Dailey), la déformation est importante, les roches sont fracturées et dolomitisées. Il y a deux générations de mica. On se trouve dans la zone texturale (iii) à (iv).

16. Au flanc inverse de la nappe (Tenèvre), la déformation des schistes aaléniens est importante. Les phyllites détritiques montrent de nouveau une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. On se trouve dans la zone texturale (iii).

17. Au coeur de la nappe (Chamoson), la déformation des schistes aaléniens et toarciens est importante. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. On se trouve dans la zone texturale (iii).

18. A la base du flanc normal (Mine-de Fer), la déformation des calcaires gréseux bajociens est soulignée par la schistosité, qui est bien marquée et qui est parallèle à une fine stylolitisation. La recristallisation est importante. Les débris de micro-organismes sont méconnaissables. On note la présence d'opaques soit globulaires, soit isométriques, autour desquels chlorite et mica ont cristallisé de façon radiaire. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. On se trouve donc dans la zone (iii) où les transformations des minéraux argileux en illite et chlorite se poursuivent avec orientation des phyllosilicates à cause de la pression qui augmente.

19. Au front de la nappe (région de l'Arbalesse-Pont de Nant), la déformation des roches est moyenne. Elle est mise en évidence par la déformation et la recristallisation de divers minéraux, notamment du quartz et de la calcite. Il y a néoformation de chlorite, de quartz (cristaux bipyramidés), de stilpnomélane, de micas. Les plans de schistosité sont soulignés par des accumulations de minéraux argileux sombres et des minéraux opaques. Les grains de quartz sont parfois recristallisés et réorientés dans la schistosité. Il s'agit d'une zone texturale située entre la zone (ii) et la zone (iii).

20. Au flanc normal de la nappe (Derborence), la schistosité est faible. Les macles de la calcite sont déformées. Les stylolites sont abondants. La recristallisation des minéraux est moyenne. Il y a du quartz néoformé et de la rectorite. La pyrophyllite apparaît dans les mêmes roches et les mêmes sites que la rectorite et parfois la kaolinite, mais elle n'accompagne pas nécessairement ces dernières. Il s'agit d'une zone texturale située entre la zone (ii) et la zone (iii).

Les micas

Introduction

Dans leur grande majorité, les diagrammes RX analysés, présentent une fraction argileuse constituée principalement de mica et de chlorite (cette dernière peut être absente de certaines lithologies). Il est donc primordial d'accorder à l'analyse des micas et des chlorites une place prioritaire.

Les analyses de ces minéraux à partir d'échantillons prélevés dans plusieurs positions tectoniques ont permis de définir la minéralogie et de suivre les transformations (substitutions, recristallisations et néoformations) affectant les phyllites.

4.1. Analyse des micas par diffraction RX (DRX)

L'analyse par diffraction RX (DRX) et la microsonde ont été choisies comme instruments analytiques en complément au microscope polarisant. Ce dernier n'est pas un outil suffisant dans la détermination précise des micas et des chlorites. Ceci à cause de la très petite taille des phyllites et du faible degré de métamorphisme qui fait que les modifications enregistrées par les micas et les chlorites sont ténues.

D'autre part, au microscope polarisant, la reconnaissance des minéraux de la taille des argiles ne peut être effectuée que de manière très approximative.

La composition des micas à l'aide des paramètres déterminés par l'analyse DRX a été comparée aux stades du métamorphisme, qui ont été précisés par la mesure de la LS, ainsi qu'aux compositions minéralogiques mises en évidence par les analyses à la microsonde électronique.

4.1.1. Détermination et évolution de la composition des micas à l'aide des rapports des intensités des réflexions basales

Introduction

La réflexion (060) est la plus fidèle pour la reconnaissance et la distinction des phengites et des muscovites (Dalla Torre et al., 1996). Malheureusement, les fractions fines < 2 μm

n'ont pas pu être désorientées de manière à faire apparaître ce pic sur les diagrammes DX sans risque de confusion.

Les méthodes des diagrammes binaires cernent rapidement la tendance minéralogique (muscovite, phengite: substitution de Al par Fe (R^{2+}) et de Al par Si, illite: substitution de K par H_2O ou biotite: substitution de Al par Fe et Mg), sans toutefois donner une analyse chimique précise.

Les deux méthodes utilisées sont la celle des diagrammes binaires (Esquevin, 1957; Cramez et Kübler, 1968; Rey et Kübler, 1983; Mosar, 1988) et celle des diagrammes ternaires (Rey et Kübler, 1983). Elles permettent de déterminer la tendance de la composition des micas à l'aide des rapports des intensités des réflexions basales.

Il faut également garder à l'esprit que ces méthodes ne permettent pas de préciser s'il s'agit d'un mica pur ou d'un mélange de plusieurs micas.

Elle sont toutefois très pratiques pour des mesures de routine sur des préparations orientées, lorsqu'on dispose de peu de temps ou pour faire un premier tri en vue d'analyses complémentaires.

Les diagrammes binaires

Méthode

La méthode des diagrammes binaires utilise les rapports des intensités brutes, lues sur les bordereaux en coups par minute (CPM), des premières ($\approx 10\text{\AA}$), deuxièmes ($\approx 5\text{\AA}$), quatrièmes ($\approx 2.5\text{\AA}$) et cinquièmes ($\approx 2\text{\AA}$) réflexions basales, appelées 001, 002, 004 et 005, en faisant abstraction de la nature du polytype du mica (1M, 2M ou 3T).

La substitution de Al par Fe (R^{2+}) est celle qui augmente le plus les rapports des intensités basales, que ce soit I001/I002 ou I004/I005. L'influence de la substitution de K par H_2O est assez faible. La figure 4.1. a été dessinée en utilisant les valeurs des intensités basales (calculées) données par Brindley (1980) pour les micas dioctaédriques.

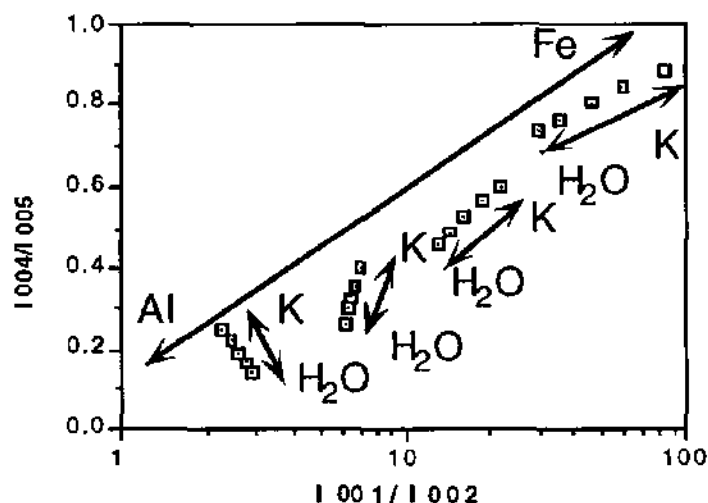


Fig. 4.1. Rapports des intensités basales d'après les valeurs calculées par Brindley (1980) pour les micas dioctaédriques.

Les rapports des intensités des réflexions basales (I001/I002 et I004/I005) permettent de distinguer les micas dioctaédriques des micas trioctaédriques de manière satisfaisante. La distinction muscovites-phengites est plus aléatoire et doit être complétée par une analyse chimique ou la reconnaissance de la réflexion (060).

Nous avons utilisé la méthode qui positionne I001/I002 en abscisse et I004/I005 en ordonnée.

Les sites géographiques d'échantillonnage ont été choisis en fonction de leur diversité tectonique, ainsi qu'en raison de la large répartition lithostratigraphique qu'ils offrent.

Nous rappelons que les sites géographiques d'où proviennent les échantillons sont les suivants:

Racines

- Saillon-La Sarvaz-Longeraie (n° 1-16: Malm à Crétacé et n° 105-122: Trias à Crétacé)
- Formation de Saillon (Les Bayards)(n° 102-104: Lias). Il n'est pas sûr que cette formation fasse partie de la nappe de Morcles.

Flanc inverse

- Triolo-sous Gd. Garde (n° 201-209: Malm à Crétacé)
- Gd. Chavalard (n° 211-212: Malm)
- Le Dailey-Tenèvre (n° 21-59: Dogger à Crétacé)
- Dt. de Morcles (n° 230-250: Crétacé à Oligocène inférieur)

Coeur

- Mayens de Chamoson (n° 173-177: Lias à Dogger, n° 188-189 et n° 195-199: Dogger)
- Ardève (n° 301-305: Lias)

Flanc normal

- Lizerne (n° 128-130: Crétacé et n° 145-169: Crétacé à Eocène)
- Neimia (n° 17-20: Lias et Malm)
- Mine de fer-Chamoson (n° 192-194: Dogger à Malm)
- Derborence-Grenier du Derbon (n° 178-187: Crétacé à Eocène)
- Mayen du Liappay (n° 131-144: Crétacé)

Front

- Arbalesse-Pont de Nant (n° 60-77: Crétacé à Oligocène inférieur, 87-90: Crétacé, 100-101: Oligocène inférieur)
- Cinglio (n° 78-86: Crétacé)
- Anzeindaz-Pierre qu'Abotse (n° 255-269: Crétacé à Eocène)

Ultrahelvétique

- Frenières-Roc à l'Aigle (n° 91-99: Crétacé à Oligocène inférieur)
- Anzeindaz-Pierre qu'Abotse (n° 254 et 270: Malm et Oligocène inférieur)

Autochtone

- Martinaux (sous Dt. de Morcles) (n° 171-172: Crétacé)
- Gd. Chavalard (n° 213-215 et n° 222-227: Trias)
- Triolo (sous Gd. Garde) (n° 210: Trias)
- Dt. de Morcles (n° 251-253: Crétacé à Oligocène inférieur)

Racines de la nappe du Wildhorn (Saxon) (n° 123-124: Malm)

Couverture du Mt. Blanc (Saxon) (n° 125-127: Lias)

Résultats

La figure 4.2, présente les mesures faites sur réflexions basales des micas à partir de diagrammes obtenus par la diffraction RX des fractions argileuses fines $< 2 \mu\text{m}$ (séchées à l'air), afin d'approcher leur composition chimique et de juger des transformations dues au faible métamorphisme.

Racines de la nappe de Morcles

Saillon-La Sarvaz

Dans la région des racines à Saillon, les rapports I001/I002 des intensités basales des micas sont pratiquement toujours inférieurs à 2.5, ce qui signifie qu'ils se situent plutôt dans le domaine des micas dioctaédriques. Ceci quelle que soit la lithologie ou le niveaux stratigraphique.

Les micas niveaux attribués à l'Aalénien présentent un rapport moyen I001/I002 légèrement plus élevé (≈ 2.8), mais ils se situent également dans le domaine des micas dioctaédriques.

Les calcaires siliceux hauteriviens, qui contiennent habituellement de la glauconite (ici les textures sont fortement marquées par la déformation et les grains de glauconite ne sont plus reconnaissables), montrent un rapport moyen I001/I002 de 2.6. Ils se situent donc également dans le domaine des micas dioctaédriques.

Formation de Longeraie

Les niveaux liasiques de Longeraie présentent également un rapport I001/I002 très bas (≈ 2.1). Ils se situent dans le domaine des micas dioctaédriques.

Formation des Bayards

Les micas des niveaux liasiques de la série des Bayards à Saillon montrent un rapport I001/I002 moyen de ≈ 2.3 . Ils se placent dans le domaine des micas dioctaédriques.

Flanc inverse

Triolo et Gd. Chavalard

Dans la région de Triolo et du Gd. Chavalard, les rapports I001/I002 des intensités basales des micas sont en général légèrement inférieurs à 2.5. Comme dans la région de Saillon, ils traduisent la présence de micas dioctaédriques.

Dailey-Plan des Combes

Les micas de la région du Dailey, au-dessus de Saillon présentent des rapports I001/I002 également très bas. Les micas des calcaires du Dogger ont un rapport moyen I001/I002 de 2.1, de même que les micas des niveaux du Malm et du Crétacé inférieur.

Les micas des schistes aaléniens de la région de Tenèvre montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.5.

La plupart des micas de ce site se placent dans le domaine des micas dioctaédriques.

Dt. de Morcles

Le coupe sous la Dt. de Morcles montre les résultats suivants:

Les micas de l'Urgonien montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.4.

Les micas des niveaux tertiaires ont un rapport I001/I002 moyen de 2.8.

Ils se placent dans le domaine des micas dioctaédriques.

Tandis que les micas des calcaires gréseux et glauconieux de l'Hauterivien montrent des rapports I001/I002, qui sont donc plus élevés que les autres lithologies (rapport moyen =3.8). Les micas de ces niveaux ont une tendance trioctaédrique.

Les micas du flanc inverse se situent également dans le domaine des micas dioctaédriques. Les niveaux contenant des glauconites faisant évidemment exception.

Coeur

Mayens de Chamoson

Les micas des niveaux liasiques des Mayens de Chamoson ont un rapport I001/I002 moyen de 3. Ce qui les place dans le domaine des micas dioctaédriques.

Les micas des niveaux aaléniens des Mayens de Chamoson ont un rapport I001/I002 moyen de 2.5. Tout comme les micas des niveaux calcaires du Dogger. Les micas du coeur se situent également dans le domaine des micas dioctaédriques.

Ardèche

Les micas des niveaux liasiques de l'Ardèche montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.1. Ils se situent dans le domaine des micas dioctaédriques.

Flanc normal

Vallée de la Lizerne

Les micas des niveaux valanginiens de la vallée de la Lizerne montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.7.

Les micas des niveaux hauteriviens de ce site ont un rapport I001/I002 moyen de 2.6.

Quant aux micas des niveaux tertiaires (Priabonien et Oligocène inférieur), le rapport I001/I002 moyen mesuré est de 2.45.

Les valeurs des quotients de ce site, sont assez homogènes et varient peu avec la lithologie ou avec l'âge des séries. Ils sont situés pour la plupart dans le domaine des micas dioctaédriques.

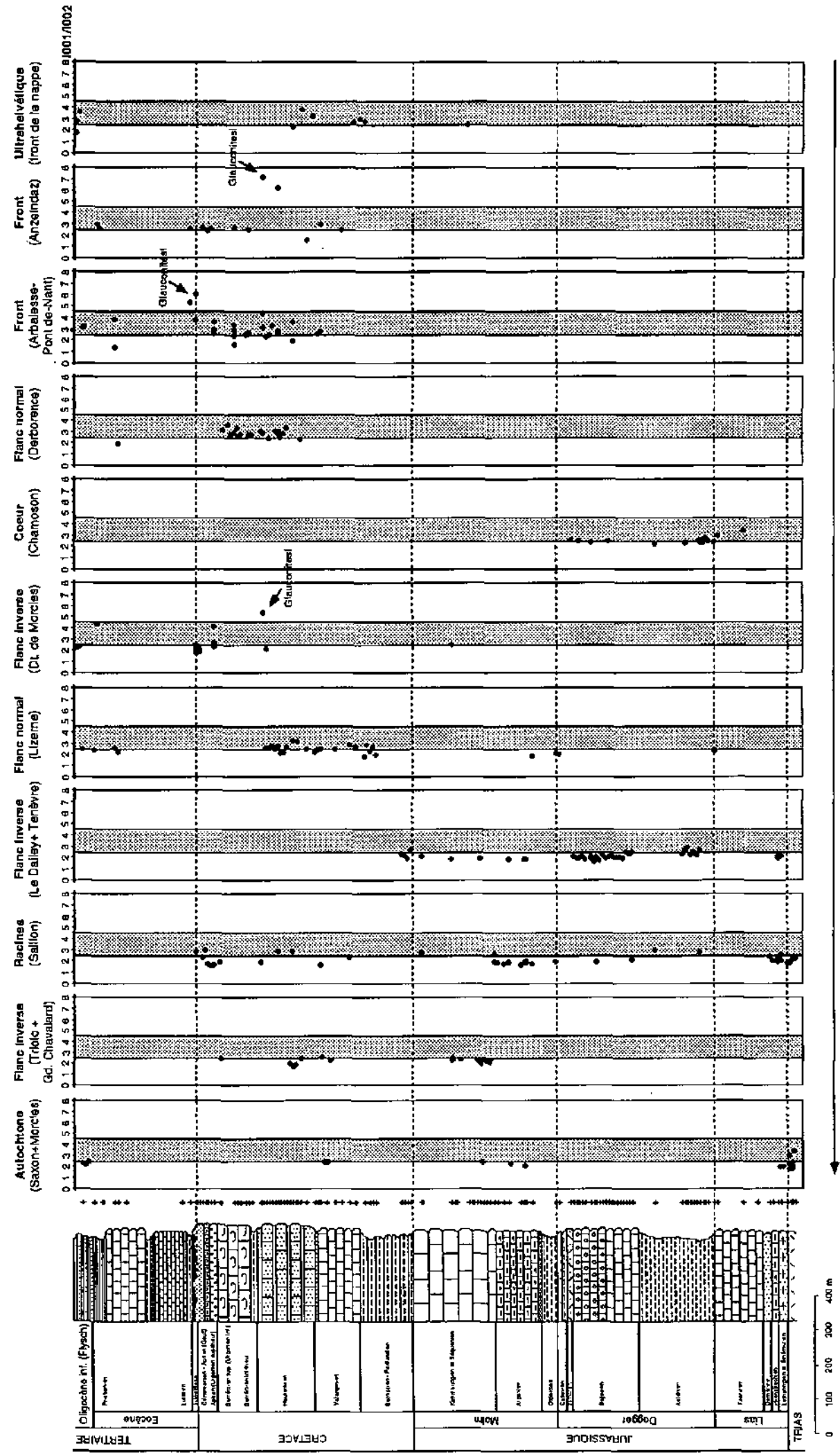
Mayens du Liappay

Au sommet de la vallée de la Lizerne, au lieu dit les Mayens du Liappay, les micas des niveaux hauteriviens ont un rapport I001/I002 moyen de 2.9, tout comme les niveaux urgoniens, de ce même site. Ce qui les place dans le domaine des micas dioctaédriques.

Grenier du Derbon

Plus haut dans le vallon du Derbon, pour les micas des calcaires hauteriviens, on peut déterminer un rapport I001/I002 moyen de 2.8, tandis que les micas des niveaux urgoniens montrent un rapport I001/I002 moyen un peu plus élevé de 3.1, imputable de nouveau aux niveaux glauconieux.

Fig. 4. 2. Rapports des intensités des pics du mica (1001/1002) de la fraction argileuse < 2µm AD aux racines, flanc inverse, coeur, flanc normal et front de la Nappe de Morcles, Autochtone et Ultrahelvétique.



Degré de métamorphisme croissant = diminution du rapport (1001/1002): mica (fraction argileuse < 2µm AD)

Les micas des niveaux tertiaires montrent un rapport I001/I002 moyen assez bas de 2.5. Ceux du flanc normal se situent également dans le domaine des micas dioctaédriques. Les niveaux contenant des glauconites faisant de nouveau exception. On constate que les rapports I001/I002 moyens sont légèrement plus élevés que dans la zone des racines et du flanc inverse.

Front

Arbalesse-Pont de Nant

Au front de la nappe, dans la région de la rivière Arbalesse, les micas des calcaires valanginiens montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.7, tandis que les micas des calcaires hauteriviens possèdent un rapport I001/I002 moyen de 3.0.

Les micas des niveaux urgoniens ont un rapport I001/I002 moyen un peu moins élevé de 2.85.

Les micas des niveaux tertiaires montrent un rapport I001/I002 moyen de 3.3.

Les micas du front se situent également dans le domaine des micas dioctaédriques avec une tendance trioctaédrique plus marquée que dans la zone des racines et du flanc inverse.

Anzeindaz

Au front de la nappe, dans la région d'Anzeindaz, les micas des calcaires valanginiens montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.8, tandis que les micas des calcaires hauteriviens possèdent un rapport I001/I002 moyen de 5.0, dû à la forte proportion de lithologies glauconieuses.

Les micas urgoniens ont un rapport I001/I002 moyen moins élevé de 2.6.

Les micas des niveaux tertiaires montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.75.

Les micas du flanc normal se situent également dans le domaine des micas dioctaédriques (sauf les niveaux hauteriviens). On constate que les rapports I001/I002 moyens sont plus élevés que dans la zone des racines.

Ultrahelvétique

Frenières-Roc à l'Aigle

Devant le front de la nappe, dans la région de Frenières, on trouve des séries ultrahelvétiques.

Les micas des calcaires valanginiens pris dans ces formations montrent un rapport I001/I002 moyen de 3.0, tandis que les micas des calcaires hauteriviens possèdent un rapport I001/I002 moyen de 3.1.

Les micas des niveaux tertiaires montrent un rapport I001/I002 moyen de 2.75.

Anzeindaz

Dans la région d'Anzeindaz, deux échantillons, attribués aux formations ultrahelvétiques, ont été prélevés.

Les micas de l'échantillon de calcaire (Malm) possèdent un rapport I001/I002 moyen de 2.55.

Les micas de l'échantillon de flysch (Oligocène inférieur) possèdent un rapport I001/I002 moyen de 2.8.

Les micas de l'Ultrahelvétique se situent pour la plupart dans le domaine des micas dioctaédriques. Bien que les rapports I001/I002 moyens soient un peu plus élevés que dans la zone des racines.

Autochtone

Martinaux (sous la Dt. de Morcles)

Sous la Dt. de Morcles, on trouve des affleurements attribués à l'Autochtone, d'où proviennent deux échantillons de calcaire valanginien.

Les micas de ces échantillons possèdent un rapport I001/I002 moyen de 2.4.

Trois échantillons de flysch autochtone prélevés également sous la Dt. de Morcles montrent un résultat assez semblable (rapport I001/I002 moyen = 2.3)

Les formations autochtones triasiques (calcaires dolomitiques) de Triolo et du Gd. Chavalard sous le flanc inverse de la nappe ont un rapport I001/I002 très bas de 1.95. Les argiles triasiques sous le Gd. Chavalard ont un rapport I001/I002 plus élevé de 2.4.

Les micas des niveaux autochtones sous la Dt. de Morcles se situent pour la plupart dans le domaine des micas dioctaédriques.

Racines de la nappe du Wildhorn

Saxon

Derrière le village de Saxon, on trouve des affleurements attribués aux racines de la nappe du Wildhorn d'où proviennent deux échantillons de calcaire (Malm). Les micas des ces échantillons possèdent un rapport I001/I002 moyen de 2.2.

Les micas des niveaux attribués aux racines de la nappe du Wildhorn se situent pour la plupart dans le domaine des micas dioctaédriques.

Couverture du Mt. Blanc

Saxon

Dans ce même site, il y a également des affleurements attribués à la couverture du Mt. Blanc, d'où proviennent trois échantillons (Malm et Lias).

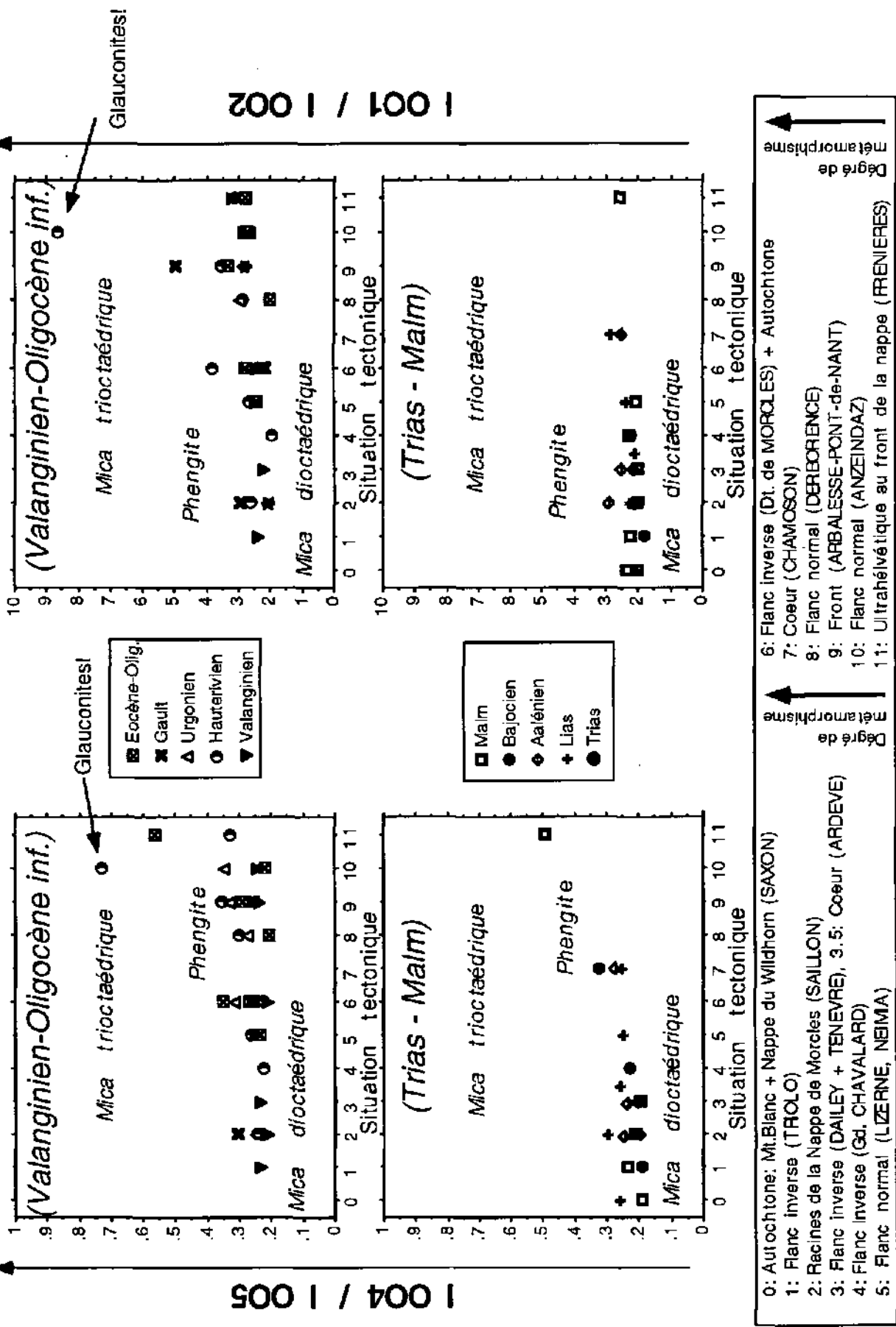
Les micas des ces échantillons possèdent un rapport I001/I002 moyen de 2.0 (Lias) et de 2.35 (Malm).

Les micas des niveaux autochtones se situent plutôt dans le domaine des micas dioctaédriques. On constate, que pour le site de Saxon, les rapports I001/I002 moyens sont très bas.

Conclusions

1. On note une diminution des rapports I001/I002 et I004/I005 (fig. 4.3), lorsqu'on se déplace du front vers les domaines plus métamorphiques (racines de la nappe de Morcles ou du Wildhorn).
2. La plupart des micas se situent dans le domaine des micas dioctaédriques (sauf glauconites).
3. La présence de glauconites perturbe les mesures. Il faut donc être prudent lorsqu'on est en présence de lithologies contenant des minéraux de ce type.

Fig. 4.3. Evolution des rapports des intensités des réflexions basales (moyennes selon le lieu géographique) des micas (fractions < 2 μm air-dry orientées) en fonction de la situation tectonique



Les plupart des micas se situent dans le domaine des micas dioctaédriques (muscovite-illite-phengite).
 Il y a un déplacement vers le domaine des muscovites, lorsque l'on se déplace vers les racines de la Nappe.

4. On constate toutefois une transformation minéralogique des glauconites suggérée par la diminution globale du rapport I001/I002. L'analyse à la microsonde a été conduite pour juger de la nature des transformations affectant les glauconites.

5. La diminution des rapports des réflexions basales de la diagenèse à l'épizone est surtout marquée dans les lithologies d'âge Tertiaire ou Crétacé.

6. Dans les lithologies plus anciennes d'âge Malm, Dogger ou Trias, cette tendance est moins marquée, car les micas de ces niveaux ont déjà été affectés par l'enfouissement.

7. La diminution du rapport I001/I002 indique une substitution chimique (tendance muscovite), mais elle indique également que le taux d'interstratifiés est réduit.

8. On constate également une homogénéisation de la composition chimique des micas lorsque le métamorphisme augmente.

Les diagrammes ternaires

Pour compléter l'illustration de la modification des intensités basales, lorsqu'on se déplace du front vers les domaines plus métamorphiques (racines de la nappe de Morcles ou du Wildhorn), nous avons utilisé une représentation graphique mettant en oeuvre trois réflexions basales des micas: les diagrammes ternaires.

Méthode

Les diagrammes ternaires (Rey et Kübler, 1983) sont construits en utilisant les intensités brutes, lues sur les bordereaux en coups par minute (CPM), des trois réflexions basales 001, 002 et 005. Cette représentation a été adoptée pour s'affranchir de la mesure de l'intensité du 4ème pic qui peut être une source d'erreurs du fait de sa faible intensité.

Les mesures ayant été faites à l'origine par Rey et Kübler avec un appareillage PHILIPS 1011, nous avons jugé bon de calibrer les mesures SCINTAG XDS 2000, avec les mesures d'origine, à l'aide des standards encore disponibles (voir tab. 2.8)

Calibration SCINTAG XDS 2000/PHILIPS 1011

A cause des différentes opérations digitalisées qui sont effectuées sur les diagrammes SCINTAG (correction du bruit de fond et lissage de la courbe, avec une transformée de Fourier), l'intensité du premier pic du mica (10Å) est diminuée, les diagrammes ternaires montrent un léger étalement des plages en direction du deuxième pic du mica (5Å).

Le deuxième phénomène constaté, est une migration significative des plages en direction du pic à 2Å. Ce dernier étant en général plus intense (de manière absolue) sur les diagrammes SCINTAG que sur les diagrammes PHILIPS.

La figure 4.4. présente les diagrammes ternaires réalisés avec les micas de référence (Rey et Kübler, 1983). Ces derniers ont permis de redessiner les plages des micas (illites, phengites, muscovites et biotites).

En conclusion, les différences, entre les plages, dessinées à l'aide des résultats obtenus avec les deux appareils, sont assez faibles. On peut donc utiliser la méthode mise au point par Rey et Kübler avec l'appareillage SCINTAG, sans que cela ne change les résultats de façon significative.

Résultats

La méthode des diagrammes ternaires a été appliquée aux données DRX des échantillons provenant de la Nappe de Morcles.

Les figures 4.5a-4.5d présentent les diagrammes ternaires des micas des fractions argileuses fines orientées <2 μm et 2-16 μm (séchées à l'air).

Autochtone (fig. 4.5a)

Les points de la fraction <2 μm sont resserrés dans la partie sommitale de la plage des phengites, le long d'un "axe" virtuel de substitution, parallèle au côté du triangle reliant le pôle (1 10 Å) au pôle (1 2 Å).

Les points de la fraction 2-16 μm sont également placés le long de cet "axe", mais dans la partie inférieure de la plage des phengites.

Flanc inverse (Triolo) (fig. 4.5a)

Les micas des fractions <2 μm et 2-16 μm montrent à peu près la même disposition que les micas de l'Autochtone. Il y a pourtant un léger décalage vers le sommet du domaine des phengites et ceci pour les deux fractions.

Flanc inverse (Saillon) (fig. 4.5a)

Les micas des fractions <2 μm et 2-16 μm montrent à peu près la même disposition que les micas situés dans la région de Triolo. Les micas hauteriviens sont situés tout au sommet de la plage des phengites. Les micas du Trias sont les seuls à montrer une composition clairement de type "muscovitique".

Flanc inverse (Le Dailey + Ardève) (fig. 4.5b)

La disposition (pour les deux fractions < 2 μm et 2-16 μm) le long de l'"axe" de substitution est encore plus marquée que dans les sites précédents. Les micas aaléniens sont légèrement décalés vers le haut. La différence entre la fraction <2 μm et la fraction plus grossière est surtout marquée dans les niveaux bajociens.

Flanc inverse (Gd. Chavalard) (fig. 4.5b)

La disposition le long de l'"axe" est présente dans les deux fractions granulométriques. Les micas attribués à l'autochtone (Trias) sous la nappe de Morcles présentant parfois une disposition "déviante".

Flanc normal (Lizerne) (fig. 4.5b)

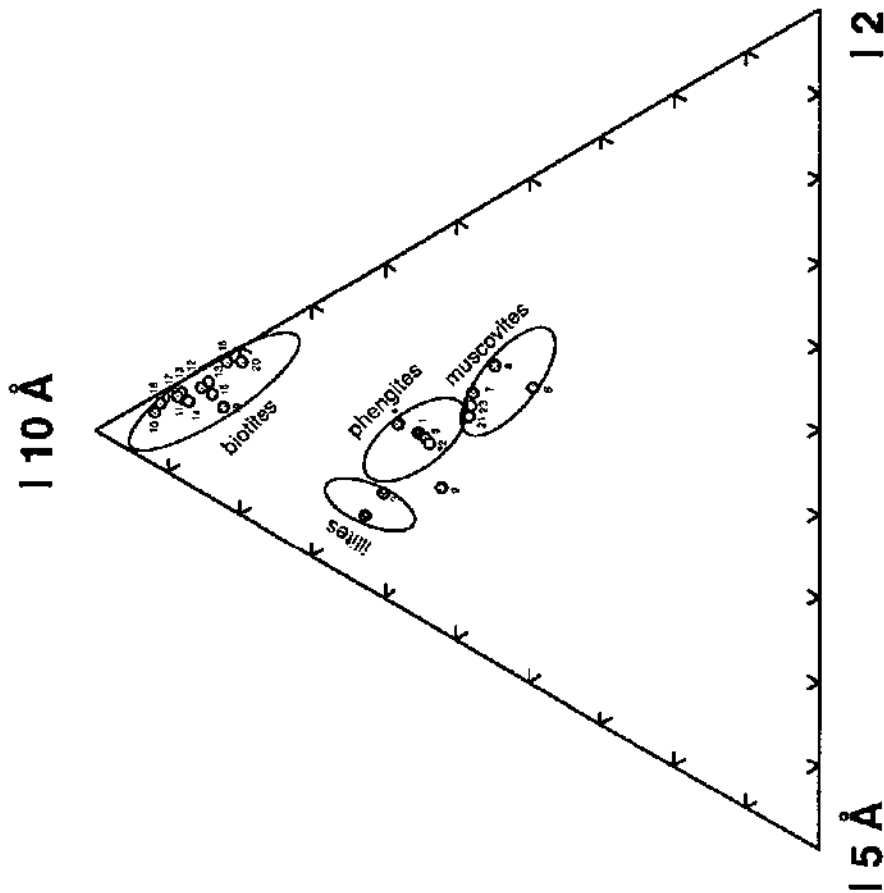
Cette disposition le long d'un axe est également présente, dans les deux types de fractions, mais l'axe est légèrement déplacé du côté de la plage des biotites.

Flanc inverse (Dt. de Morcles) (fig. 4.5c)

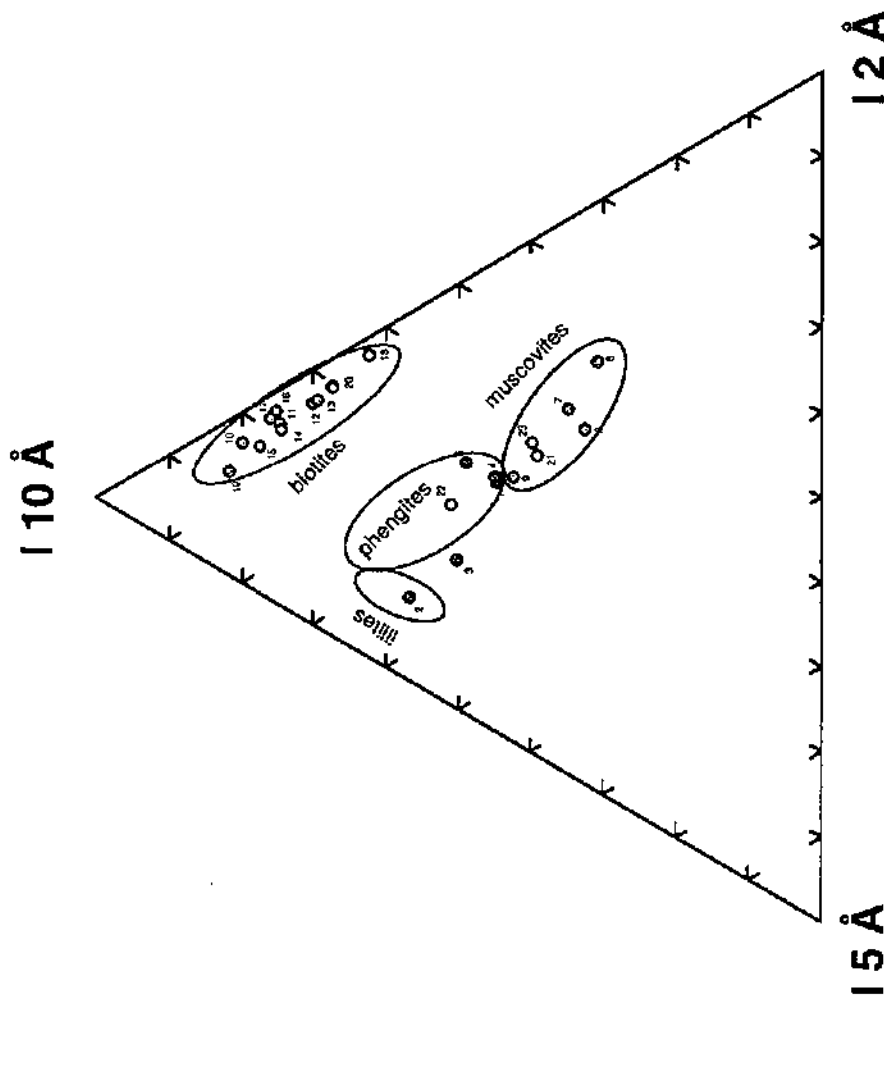
La disposition des micas est beaucoup plus variable (pour les deux fractions). Certains points étant complètement en dehors de la plage des phengites. L'"axe" de répartition n'est

Fig. 4.4. Diagrammes ternaires réalisés avec les micas de référence (Rey & Kübler, 1983)

(Appareillage PHILIPS™)



(Appareillage SCINTAG™)



Légende:

- 1 Standard original n°1
- 2 Standard original n°2
- 3 Standard original n°3
- 4 ICS 2
- 5 ICS 8
- 6 Muscovite 4M Berne
- 7 Muscovite M435
- 8 Muscovite M30A
- 9 Muscovite Estérel
- 10 Biotite 4B Berne
- 11 Biotite Theix
- 12 Biotite Daioa
- 13 Biotite Postreinen
- 14 Biotite St-Nicolas
- 15 Biotite St-Michel
- 16 Biotite AM1
- 17 Biotite AM 1-028
- 18 Biotite Kermach
- 19 Salda
- 20 SO 136
- 21 CWM 14373
- 22 1603
- 23 P2022

A cause des différentes opérations digitalisées qui sont effectuées sur les diagrammes SCINTAG (correction du bruit de fond et lissage de la courbe, avec une transformée de Fourier), l'intensité du premier pic (10Å) est diminuée. Cette diminution se traduit sur les diagrammes ternaires par un léger étallement des pics en direction du deuxième pic (5Å). Une migration des plages plus significative est visible en direction du pic à 2Å. Le pic à 2Å est donc en général plus intense (de manière absolue) sur les diagrammes SCINTAG que sur les diagrammes PHILIPS.

(Goy & Rollé, 1993)

Fig. 4.5a. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 μm et 2-16 μm (air-dry): autochtone (0) et flanc inverse (1 et 2)

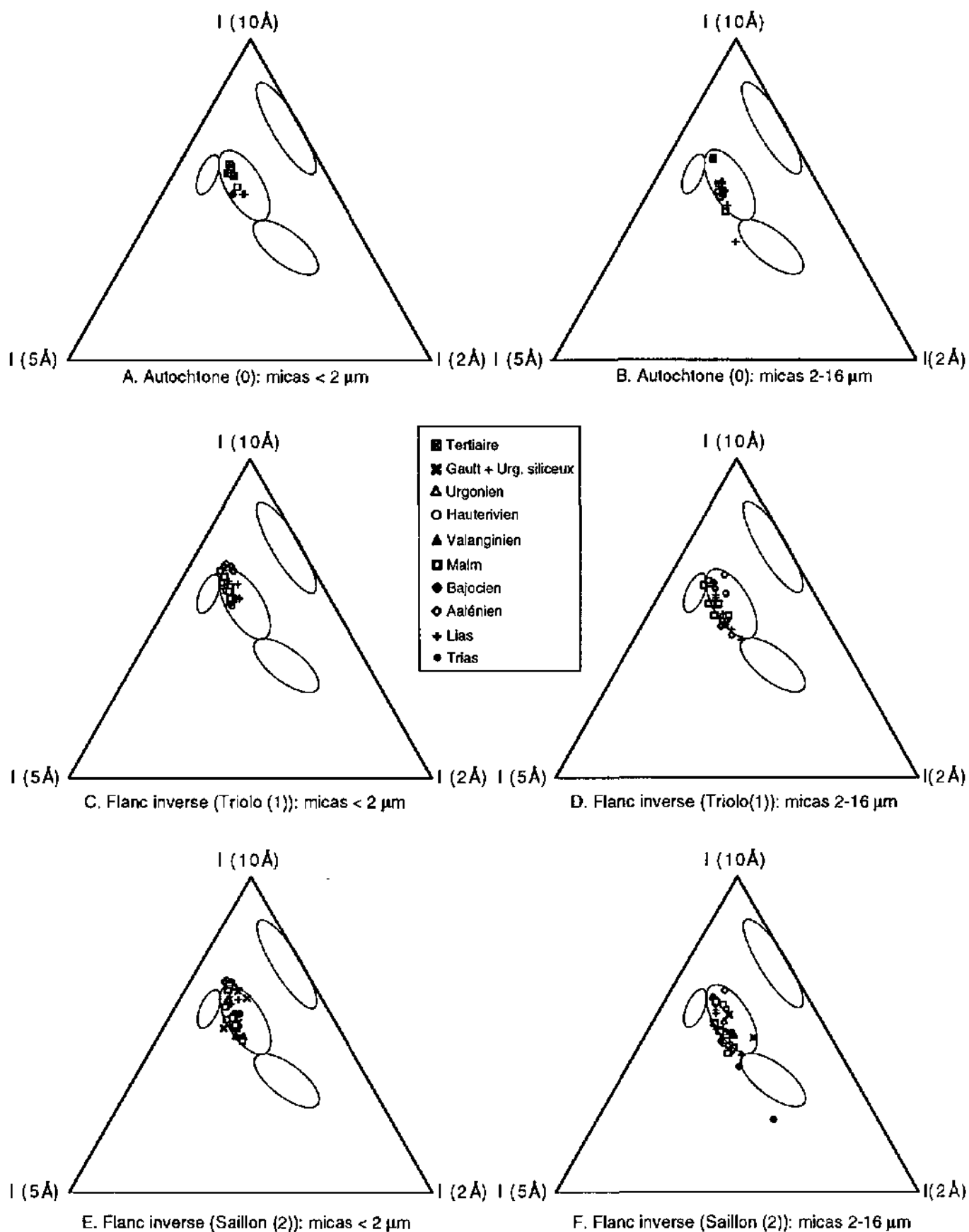


Fig. 4.5b. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 μm et 2-16 μm (air-dry): flanc inverse (3 et 4), coeur (3.5) et flanc normal (5)

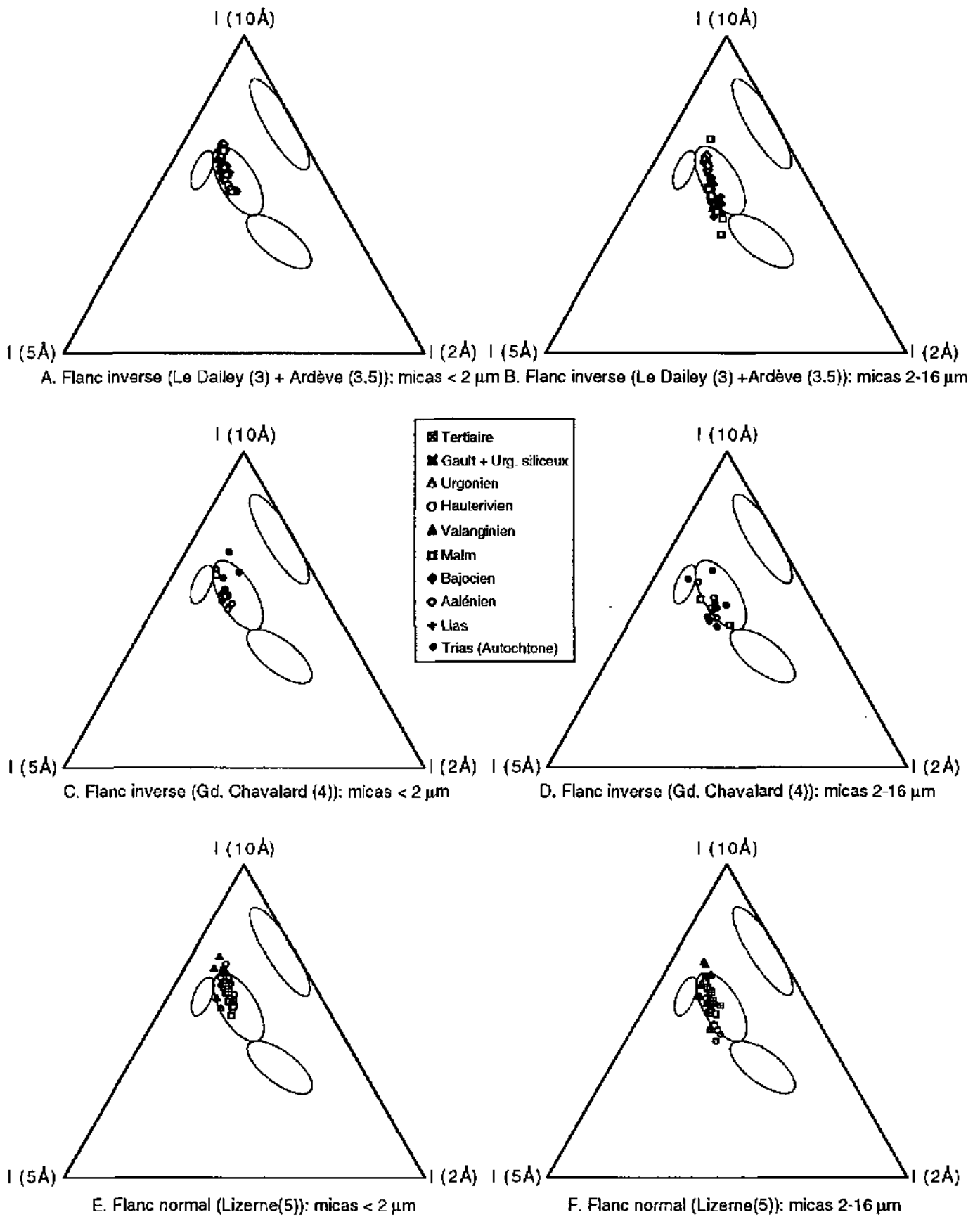


Fig. 4.5c. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 μm et 2-16 μm (air-dry): flanc inverse (6), coeur (7) et flanc normal (8)

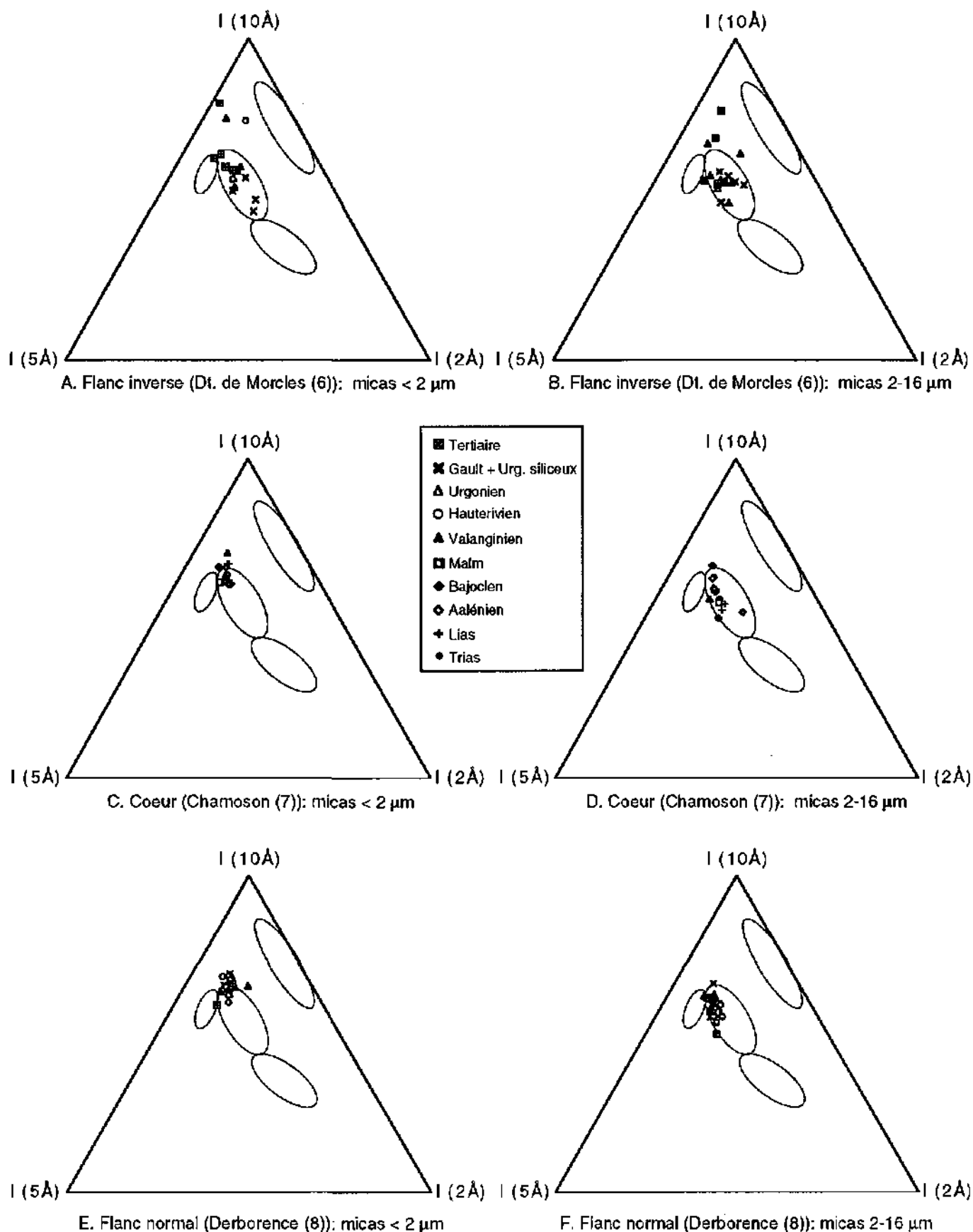
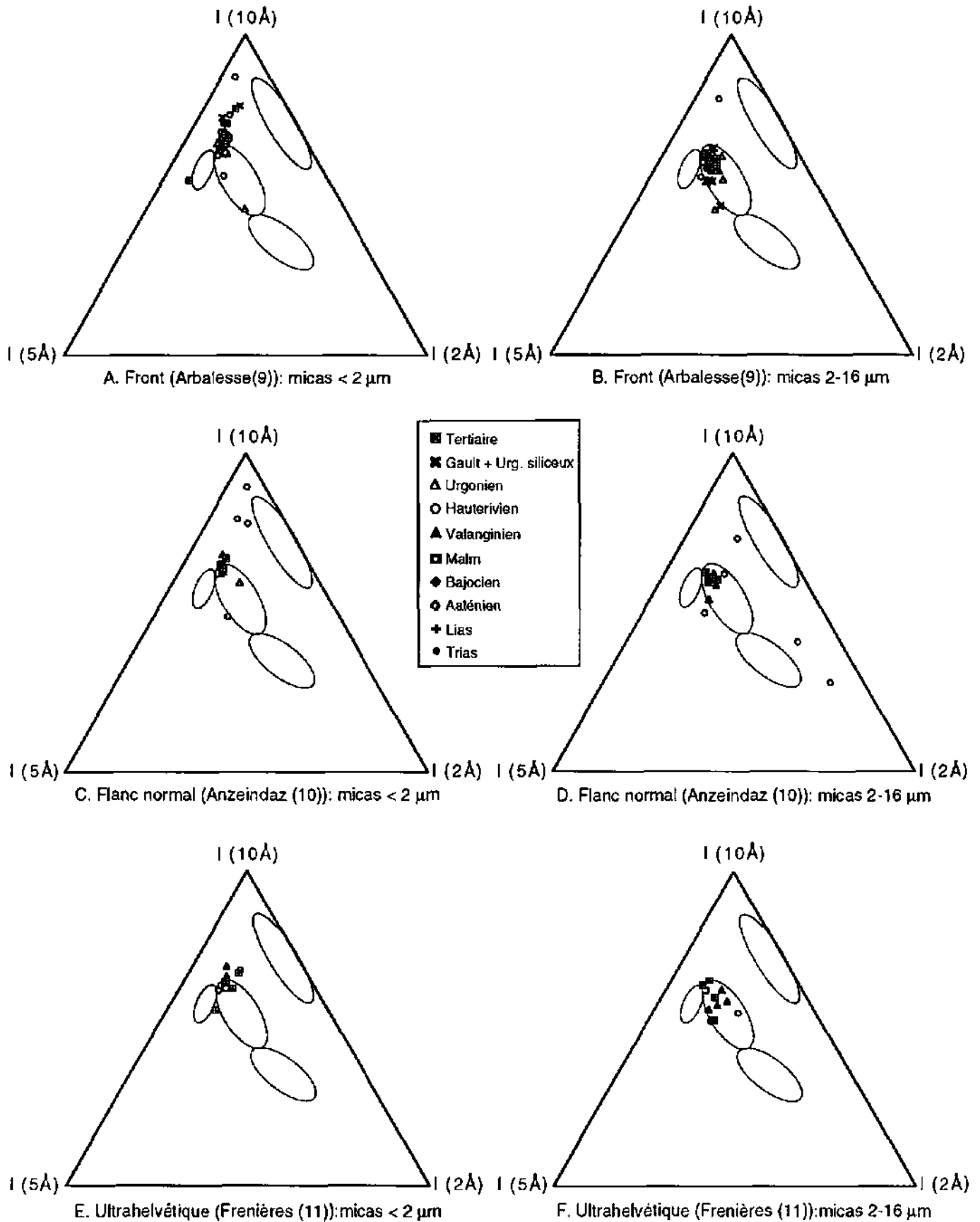


Fig. 4.5d. Intensités basales des micas des fractions fines < 2 μm et 2-16 μm (air-dry): front (9), flanc normal (10) et Ultrahelvétique (11)



plus parallèle au côté droit, mais serait plutôt parallèle au côté inférieur du triangle. Le type de substitution chimique pourrait donc être différent.

Coeur (Chamoson) (fig. 4.5c)

Les points de la fraction $<2 \mu\text{m}$ sont massés au sommet de la plage des phengites. La fraction $2-16 \mu\text{m}$ est de nouveau alignée dans la plage des phengites le long d'un "axe" légèrement décalé vers la droite du triangle.

Flanc normal (Derborence) (fig. 4.5c)

Les micas de la fraction $<2 \mu\text{m}$ sont clairement situés en dehors de la plage des phengites. Cette fraction serait plutôt de type illitique. Tandis que la fraction $2-16 \mu\text{m}$ est située dans la plage des phengites, près du bord gauche de la plage (côté illites).

Front (Arbalesse) (fig. 4.5d)

Les micas de la fraction $<2 \mu\text{m}$ sont repartis le long d'une ligne parallèle au côté gauche du triangle, entre la plage des phengites et la plage des biotites. Les micas de la fraction $2-16 \mu\text{m}$ sont massés au sommet de la plage des phengites.

Flanc normal (Anzeindaz) (fig. 4.5d)

Les micas de la fraction $<2 \mu\text{m}$ sont situés au sommet et légèrement en dehors de la plage des phengites. Les micas de la fraction $2-16 \mu\text{m}$ sont massés au sommet de la plage des phengites. Les micas hauteriviens montrent souvent des résultats aberrants, car les mesures sont perturbées par la présence de glauconite.

Ultrahelvétique (Frenières) (fig. 4.5d)

Les micas de la fraction $<2 \mu\text{m}$ sont situés au sommet et légèrement en dehors de la plage des phengites. Les micas de la fraction $2-16 \mu\text{m}$ sont répartis dans la partie supérieure de la plage des phengites.

Conclusions

1. Comme la méthode des diagrammes binaires, la méthode Rey et Kübler permet de cerner la tendance générale de la composition des micas. Elle doit être accompagnée d'autres moyens d'investigation, si on veut approcher la composition chimique des micas de façon précise.
2. La présence d'axes de répartition des points, confirme l'existence de transformations chimiques (de type substitution). Transformations que nous allons tenter de définir dans les chapitres suivants.
3. Plus le degré de métamorphisme est élevé (fig. 4.5b, le Dailey), plus l'axe de répartition se dessine avec netteté.

4. Dans la même roche, les micas de la fraction $<2\mu\text{m}$ se différencient chimiquement des micas de la fraction $2-16\mu\text{m}$. La distinction entre les deux fractions granulométriques peut se faire dans pratiquement toutes les lithologies et dans les différentes zones tectoniques.
5. Les micas de la fraction $<2\mu\text{m}$, sont souvent plus près de la zone illitique (fraction néoformée) et les micas de la fraction $2-16\mu\text{m}$ se rapprochent de la plage des muscovites.
6. Les diagrammes ternaires et les diagrammes binaires montrent à la fois une diminution du rapport $I001/I002$ et une diminution du rapport $I004/I005$, lorsqu'on se déplace du front vers les racines de la nappe de Morcles.
7. On note un déplacement des points, du pôle illitique au pôle muscovitique, si l'on se dirige du front vers les racines de la nappe de Morcles. Autrement dit, lorsque le degré de métamorphisme augmente, les micas passent d'une composition chimique illitique à une composition chimique de type muscovite/phengite.
8. Cette remarque est valable pour les deux fractions granulométriques, ce qui prouve que les deux fractions ont été affectées par le métamorphisme.

4.1.2. Evolution du degré de métamorphisme à l'aide de la mesure de la largeur de Scherrer (LS)

Introduction

La cartographie de la mesure de la largeur de Scherrer (LS) ou cristallinité de l'illite (IC) permettant de suivre l'évolution du gradient métamorphique (Dunoyer de Segonzac *et al.*, 1968; Frey, 1987a, 1971 et 1978; Kisch, 1987; Blenkinsop, 1988; Eberl & Velde, 1989; Franceschelli *et al.* 1994) (voir chap. 2B), nous avons appliqué cette méthode aux séries de la nappe de Morcles.

Dans ce cadre tectonique, l'influence de la température est intimement liée à celle de la déformation.

L'échantillonnage (voir chap. 2) a été effectué selon divers profils (chap. 4 § 4.1) pour pouvoir s'affranchir des fluctuations de la LS dues uniquement aux variations d'ordre lithologique ou stratigraphique (métamorphisme d'enfouissement pur).

Fraction fines orientées: granulométrie et mesure de la LS

La LS du mica (10Å) a été mesurée sur les diagrammes des fractions fines orientées < 2 µm (séchées à l'air et glycolées). La LS des fractions 2-16 µm (séchées à l'air) a été mesurée également.

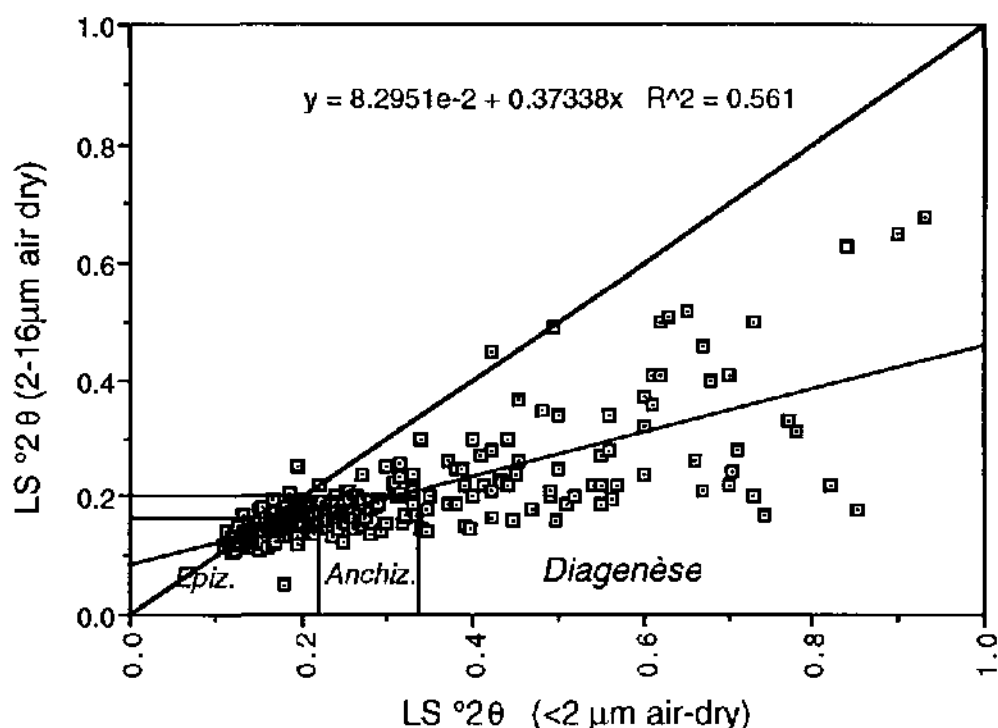


Fig. 4.6a. LS des micas "air dried" (fractions <2 µm) en fonction de la LS des micas de la fraction plus grossière (2-16 µm) (334 échantillons).

Résultats

La figure 4.6a qui corrèle la mesure de LS des micas des fractions $< 2 \mu\text{m}$ (AD) avec la LS des fractions 2-16 μm (AD) permet de juger de l'évolution respective de la LS de ces deux fractions granulométriques.

Ce graphique montre que les micas de la fraction 2-16 μm ont une LS en moyenne plus faible que la fraction $< 2 \mu\text{m}$, ils sont donc mieux cristallisés que cette dernière.

Les fractions fines 2-16 μm comportent moins de minéraux interstratifiés et de couches gonflantes.

La surface de la plage de l'anchizone dessinée avec les mesures de la LS effectuées sur les fractions 2-16 μm (AD) est fortement réduite.

Conclusion

Dans le domaine épizonal, les variations de la LS sont très faibles et les fractions 2 μm et 2-16 μm sont donc assez comparables.

C'est surtout dans le domaine anchizonal que les fractions 2-16 μm présentent une moindre sensibilité de mesure de la LS par rapport aux fractions $< 2 \mu\text{m}$.

Dans le domaine diagénétique, on note également la présence de plusieurs populations de micas. Ce qui se traduit par une forte dispersion des points, car les diverses populations n'ont pas ou peu été recristallisées et donc "homogénéisées" par le métamorphisme.

Les fractions fines $< 2 \mu\text{m}$ sont probablement en majorité représentatives de la fraction phyllitique néoformée, tandis que les fractions fines 2-16 μm sont probablement en majorité représentatives de la fraction détritique.

Ce qui précède confirme qu'il vaut mieux utiliser les fractions $< 2 \mu\text{m}$ pour la mesure de la LS pour étudier l'évolution métamorphique dans le cadre du faible métamorphisme.

Influence du glycolage sur la mesure de la LS

Méthode

A l'origine, la mesure de la LS était faite uniquement sur les diagrammes (séchées à l'air ou air dry (AD)). Certains auteurs, notamment Frey (1987a) ont parfois mesuré la LS sur des diagrammes glycolés.

Pour juger de l'influence du glycolage sur la mesure de la LS, nous avons établi un graphique corrélant la mesure de LS des micas des fractions $< 2 \mu\text{m}$ (AD) avec la LS des fractions $< 2 \mu\text{m}$ après glycolage.

Résultats

La figure 4.6b. présente la corrélation, que nous avons pu mettre en évidence (avec les échantillons de la nappe de Morcles) entre ces deux types de mesures.

Dans les domaines épizonaux et anchizonaux, la corrélation est de type linéaire (Frey, 1987a), mais si on tient aussi compte du domaine diagénétique, la meilleure corrélation est de type logarithmique.

Le glycolage dilate les couches gonflantes et débarrasse le pic du mica de son cortège d'interstratifiés (Velde et Meunier, 1987). La LS est donc systématiquement diminuée par le glycolage, dans le domaine diagénétique et le domaine anchizonal.

Par contre dans l'épizone, l'éthylène glycol s'infiltre entre les paillettes qu'il désordonne élargissant la LS de manière artificielle.

La courbe logarithmique indique que les mesures "glycol" atteignent une moindre amplitude que les mesures "séchées à l'air". Ce qui est normal pour des interstratifiés riches en illite.

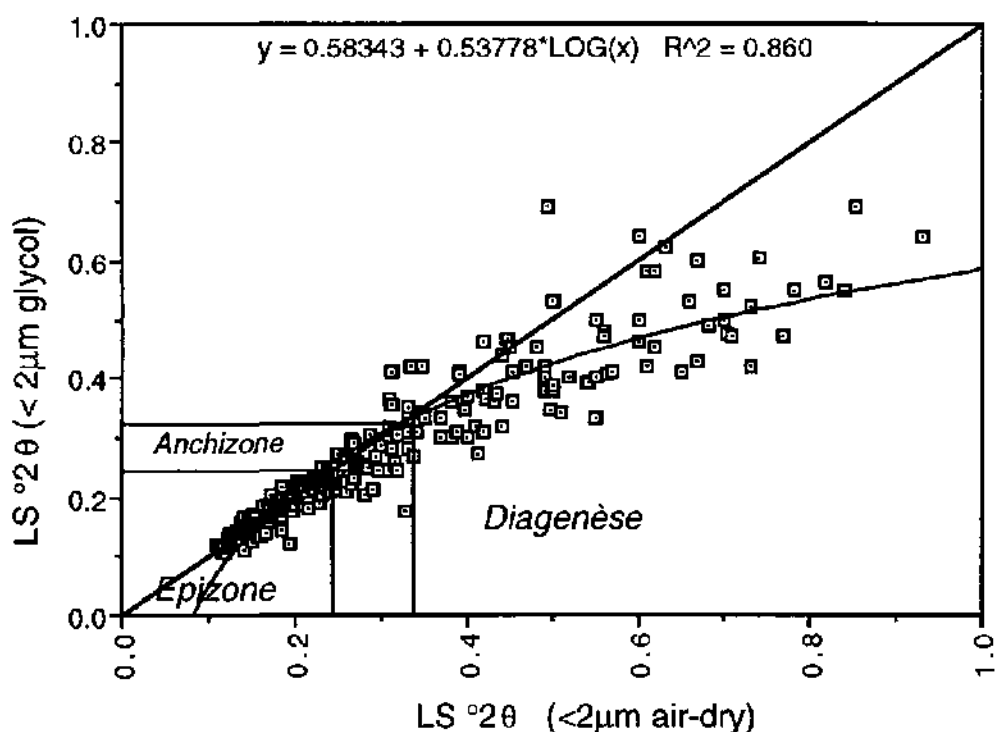


Fig. 4.6b. LS des micas (fractions <2 µm AD) en fonction de la LS des micas de la même fraction après passage au glycol (333 échantillons).

Conclusions

Les mesures de la LS des micas des fractions fines < 2 µm AD présente une plus grande sensibilité surtout dans le domaine diagénétique. Il nous semble donc préférable d'utiliser la LS mesurée à partir des diagrammes < 2 µm AD, pour l'interprétation et le traçage des isocrysts.

Les interstratifiés à couches gonflantes et la LS: méthode du ΔLS

D'après Kübler *et al.* (1979), les interstratifiés irréguliers (mica-smectite) ne persistent que jusqu'à la fin de la diagenèse. Le pourcentage de couches gonflantes diminue de la diagenèse à l'anchizone, pour disparaître dès l'anchizone profonde (Srodon *et al.*, 1992; Gharrabi et Velde, 1995).

Méthode

La différence entre la $LS^{2\theta}$ de la première réflexion basale du mica à 10Å de la fraction fine séchée à l'air (AD), respectivement de cette même fraction après imprégnation aux vapeurs d'éthylène glycol (voir chap. 2), que l'on appellera ΔLS , permet d'apprécier le taux d'interstratifiés gonflants.

Le temps d'exposition aux vapeurs d'éthylène glycol d'au moins 12 heures doit être respecté.

Résultats

La figure 4.6c permet de suivre l'évolution du ΔLS en fonction de la "situation tectonique".

Les échantillons épizonaux présentent souvent un ΔLS négatif. Tout comme les échantillons situés à la limite anchi-épizone.

Les échantillons anchizonaux montrent un ΔLS moyen positif.

Les échantillons situés dans la diagenèse sont naturellement les plus riches en couches gonflantes avec des ΔLS nettement positifs, mais les valeurs sont très fluctuantes.

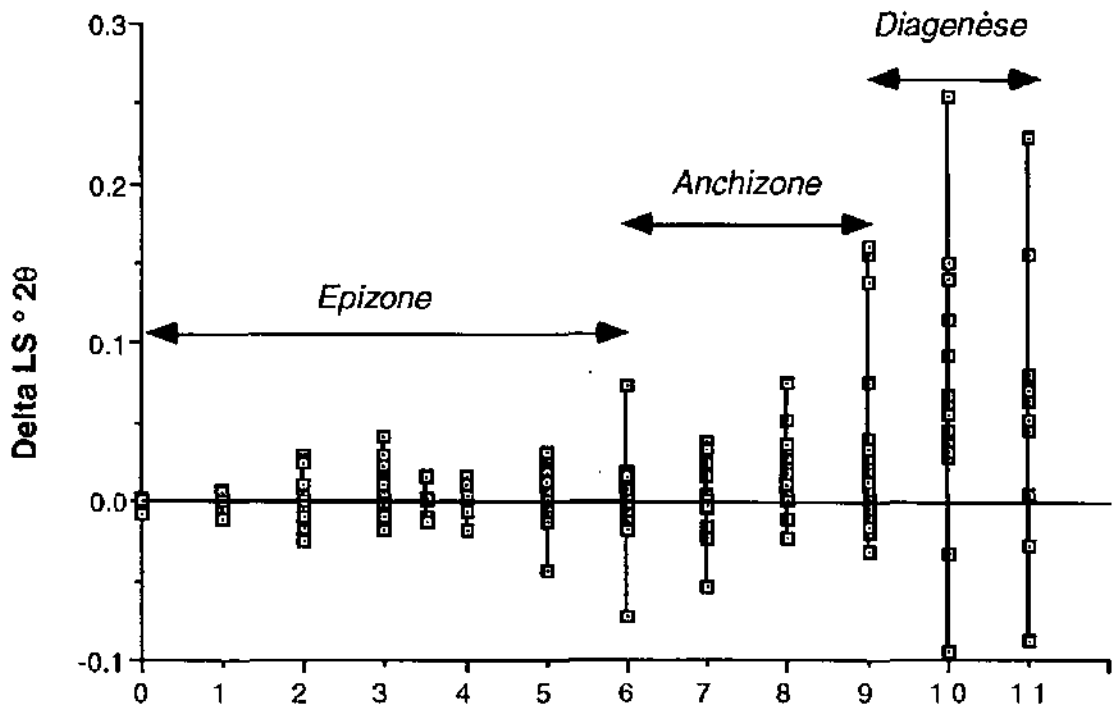


Fig. 4.6c. ΔLS ($LS^{2\theta}$ air-dry - $LS^{2\theta}$ glycol) des fractions $< 2 \mu m$ en fonction de la "situation tectonique" (252 échantillons).

Légende de la figure 4.6c:

0: Autochtone (SAXON)	: Δ LS moy = $-.003 \pm .004$ (n= 5)
1: Flanc inverse (TRIOLO + Gd. Chavalard)	: Δ LS moy = $-.001 \pm .006$ (n=11)
2: Racines de la Nappe de Morcles (SAILLON)	: Δ LS moy = $-.001 \pm .012$ (n=39)
3: Flanc inverse (DAILEY)	: Δ LS moy = $.002 \pm .012$ (n=39)
3.5: Coeur (ARDEVE)	: Δ LS moy = $-.001 \pm .011$ (n= 5)
4: Flanc inverse (Gd. CHAVALARD)	: Δ LS moy = $.008 \pm .006$ (n= 6)
5: Flanc normal (LIZERNE et NEIMIA)	: Δ LS moy = $.004 \pm .014$ (n=32)
6: Flanc inverse (Dt. de MORCLES)+Autochtone	: Δ LS moy = $-.005 \pm .050$ (n=21)
7: Coeur (CHAMOSON)	: Δ LS moy = $-.007 \pm .023$ (n=14)
8: Flanc normal (DERBORENCE)	: Δ LS moy = $.019 \pm .021$ (n=22)
9: Front (ARBALESSE-PONT-de-NANT)	: Δ LS moy = $.023 \pm .046$ (n=33)
10: Flanc normal (ANZEINDAZ)	: Δ LS moy = $.047 \pm .064$ (n=14)
11: Ultrahelvétique (FRENIERES-ROC-à l'AIGLE)	: Δ LS moy = $.060 \pm .085$ (n=11)

Conclusion

Cette méthode a l'avantage d'être une mesure relative qui s'affranchit en partie des variations dues à l'appareillage et à la préparation de l'échantillon.

Si on se réfère à la zonation métamorphique obtenue grâce à la mesure absolue de la LS, on constate que la méthode du Δ LS permet de situer l'échantillon dans une zone de métamorphisme de façon rapide.

Influence de la lithologie sur la mesure de la LS

Méthode

Disposant des diagrammes DX de la roche totale de chaque échantillon, nous avons créé trois catégories sur cette base:

Les calcaires marneux

La première catégorie considère les échantillons ayant un premier pic de mica supérieur à 1000 CPM (à 10Å). La plupart de ces échantillons sont des calcaires marneux.

Les calcaires gréseux

La deuxième catégorie contient les échantillons présentant un rapport calcite/quartz (pic à 3.03Å en CPM)/quartz (pic à 3.34Å en CPM) inférieur à 40 et présentant un premier pic de mica inférieur à 1000 CPM à 10Å. Cette catégorie rassemble les calcaires gréseux.

Les calcaires "purs"

La troisième catégorie est constituée par les échantillons présentant un rapport calcite/quartz dépassant 40 et ayant un pic de mica <1000 CPM à 10Å. Cette catégorie réunit les calcaires "purs".

Des droites de régression faisant intervenir les mesures de la LS (moyennes pour chaque site géographique) de calcaires marneux, de calcaires gréseux et de calcaires purs ont été calculées.

Ceci pour les différentes fractions granulométriques étudiées: les fractions < 2 µm séchées à l'air (air-dry) et glycolées et les fractions de 2-16 µm (air-dry).

Résultats

La figure 4.7 montre que les corrélations des mesures de la LS (moyennes pour chaque site géographique) des calcaires purs, versus les mesures de la LS (moyennes) des calcaires gréseux sont en général très bonnes.

Les points 1 et 4 provenant des niveaux ultrahelvétiques de la région de Frenières faisant exception.

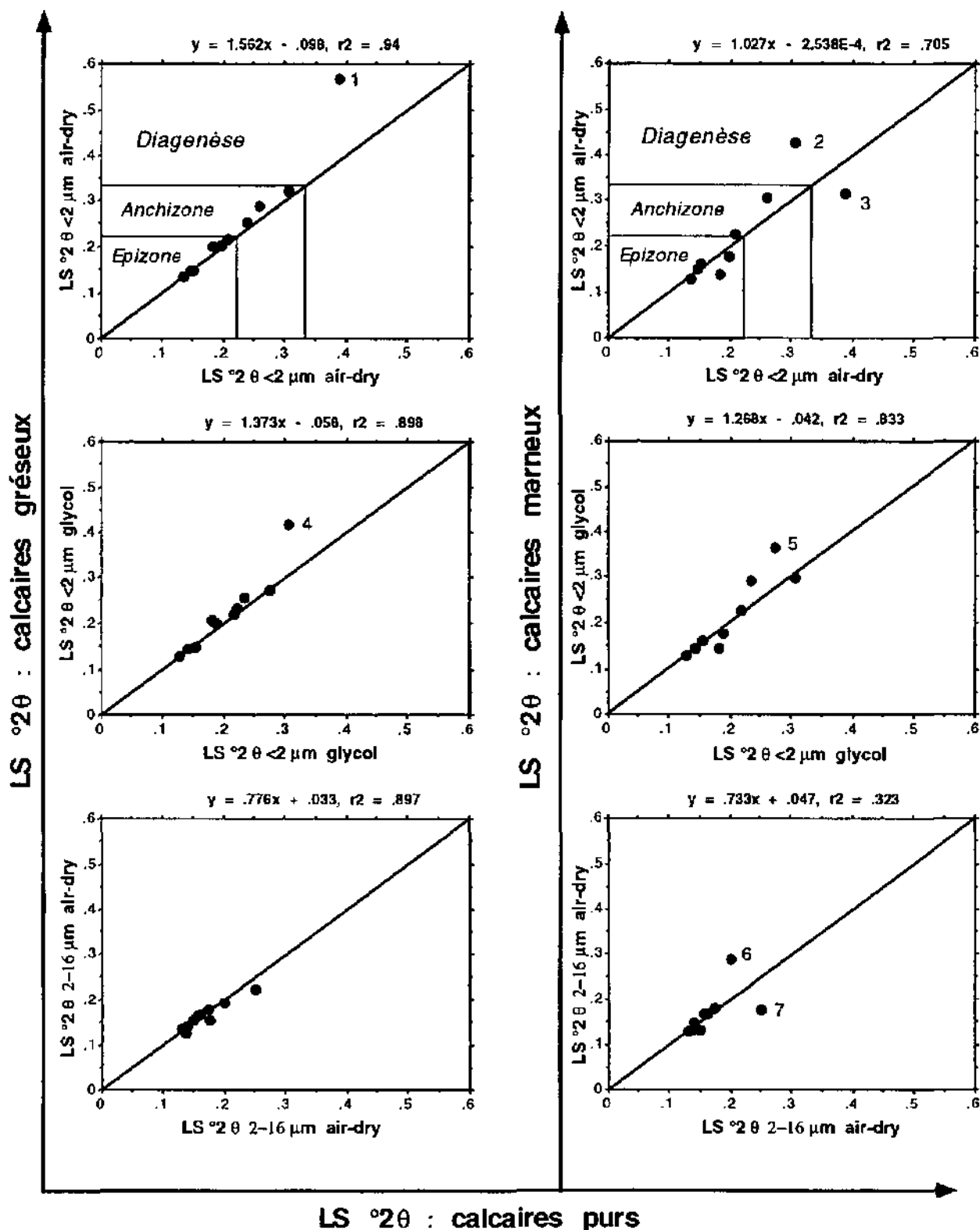
Les corrélations entre la LS des calcaires purs et la LS des calcaires marneux sont sujettes à plus de fluctuations surtout dans le domaine diagénétique (voir les points 3 et 7 provenant des niveaux ultrahelvétiques de la région de Frenières et les points 2, 5 et 6 provenant des niveaux créacés et tertiaires de la région d'Anzeindaz).

Le tableau 4.1a présente les différences (moyenne, écart-types, maxima et minima) entre les LS (moyennes selon le site tectonique) mesurées sur les diagrammes des fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycolé + 2-16 µm air-dry) des calcaires marneux, des calcaires gréseux et des calcaires purs).

Tab. 4.1a. Différences entre les LS (moyennes selon le site tectonique) mesurées sur les diagrammes des fractions fines orientées (< 2 µm air-dry et glycolé + 2-16 µm air-dry) des calcaires marneux, des calcaires gréseux et des calcaires purs.

Fractions fines orientées	Δ LS ° 28			
	moy.	écart - type ±	max.	min.
LS 2µm AD (calc. marneux) - LS 2µm AD (calc. purs)	.006	.056	.122	-.074
LS 2µm glycol (calc. marneux) - LS 2µm glycol (calc. purs)	.013	.038	.089	-.035
LS 2-16 µm AD (calc. marneux) - LS 2-16 µm AD (calc. purs)	.002	.041	.088	-.073
LS 2µm AD (calc. gréseux) - LS 2µm AD (calc. purs)	.026	.054	.179	-.004
LS 2µm glycol (calc. gréseux) - LS 2µm glycol (calc. purs)	.018	.034	.111	-.005
LS 2-16 µm AD (calc. gréseux) - LS 2-16 µm AD (calc. purs)	-.005	.012	.006	-.028

Fig. 4.7. Influence de la lithologie sur la largeur de Scherrer: comparaison des valeurs moyennes selon les sites tectoniques.



Légende:

Cette figure présente les droites de régression faisant intervenir les mesures de la LS (moyennes pour chaque site géographique) de calcaires purs, de calcaires gréseux et de calcaires marneux.

Ceci pour les différentes fractions granulométriques étudiées: les fractions $< 2 \mu\text{m}$ séchées à l'air (air-dry) et glycolées et les fractions de 2-16 μm (air-dry).

Les corrélations des mesures de la LS (moyennes pour chaque site géographique) des calcaires purs, versus les mesures de la LS (moyennes) des calcaires gréseux sont en général très bonnes. Les points 1 et 4 provenant des niveaux ultrahelvétiques de la région de Frenières faisant exception.

Les corrélations entre la LS des calcaires purs et la LS des calcaires marneux sont sujettes à plus de fluctuations surtout dans le domaine diagénétique (voir les points 3 et 7 provenant des niveaux ultrahelvétiques de la région de Frenières et les points 2, 5 et 6 provenant des niveaux crétacés et tertiaires de la région d'Anzeindaz).

Conclusion

On constate que les calcaires "purs" ont systématiquement une LS moyenne plus faible que les calcaires gréseux et les calcaires marneux sauf dans le cas des fractions fines comprises entre 2 et 16 μm .

L'influence de la lithologie est relativement faible, exception faite de certains niveaux, contenant des glauconites. Il est important, pour situer une roche, dans un contexte métamorphique de manière représentative, de mesurer la LS sur plusieurs échantillons, provenant sinon du même affleurement, du moins du proche voisinage du niveau étudié.

Cette remarque est surtout valable pour les terrains anchizonaux et diagénétiques. Les terrains épizonaux étant, comme nous l'avons déjà montré, sujets à de moindres fluctuations.

Application de la mesure de la largeur de Scherrer (LS)

Méthode

L'évolution du gradient métamorphique sur le pourtour et au coeur de la nappe de Morcles a été approchée à l'aide de la mesure de la "cristallinité" (IC) ou Largeur de Scherrer (LS).

Cette mesure a permis de quantifier le degré de métamorphisme et de définir les relations de la Nappe de Morcles avec l'Autochtone, et les Nappes adjacentes (Helvétiques et/ou Ultrahelvétiques).

L'échantillonnage (voir chap. 2 et § 2A.1.1) a été réalisé, en diverses "positions" tectoniques de la nappe de Morcles (flanc normal, front, flanc inverse, coeur, racines), ainsi que dans des unités contiguës à la nappe: autochtone de la nappe de Morcles, racines présumées de la nappe du Wildhorn, couverture du Mt. Blanc (Saxon) et couverture ultrahelvétique (Frenières-Roc-à-l'Aigle).

La mesure de la LS a été effectuée sur les fractions fines orientées < 2 μm AD et glycol et les fractions fines orientées 2-16 μm sur le premier pic du mica à 10Å et ceci sur tous les échantillons (annexe 1) prélevés le long de divers tracés (coupes géologiques).

Nous avons choisi trois types de représentation graphique:

1. Le premier type (fig. 4.8) présente l'évolution de la largeur de Scherrer (LS) des micas des fractions fines orientées < 2 μm AD, en fonction de la situation tectonique des racines au front de la nappe de Morcles, mais toutes lithologies et âges confondus. Les échantillons prélevés dans les niveaux autochtones et ultrahelvétiques sont également figurés.

2. Le deuxième type (fig. 4.9) présente l'évolution de la largeur de Scherrer (LS) des micas des fractions fines orientées < 2 μm AD et 2-16 μm AD (moyennes selon le lieu géographique), en fonction de la situation tectonique en tenant compte de la répartition lithostratigraphique. L'utilisation des moyennes de la LS lors de la présentation graphique permet d'obtenir des courbes plus représentatives.

3. Le troisième type (fig. 4.10 à 4.12) montre la répartition de la LS en fonction de la coupe géologique synthétique de la nappe de Morcles et ceci en tenant également compte des "sites géographiques".

Résultats

La figure 4.8 montre que la LS du mica (10\AA) des fractions fines orientées $< 2\mu\text{m}$ AD augmente des racines au front de la nappe.

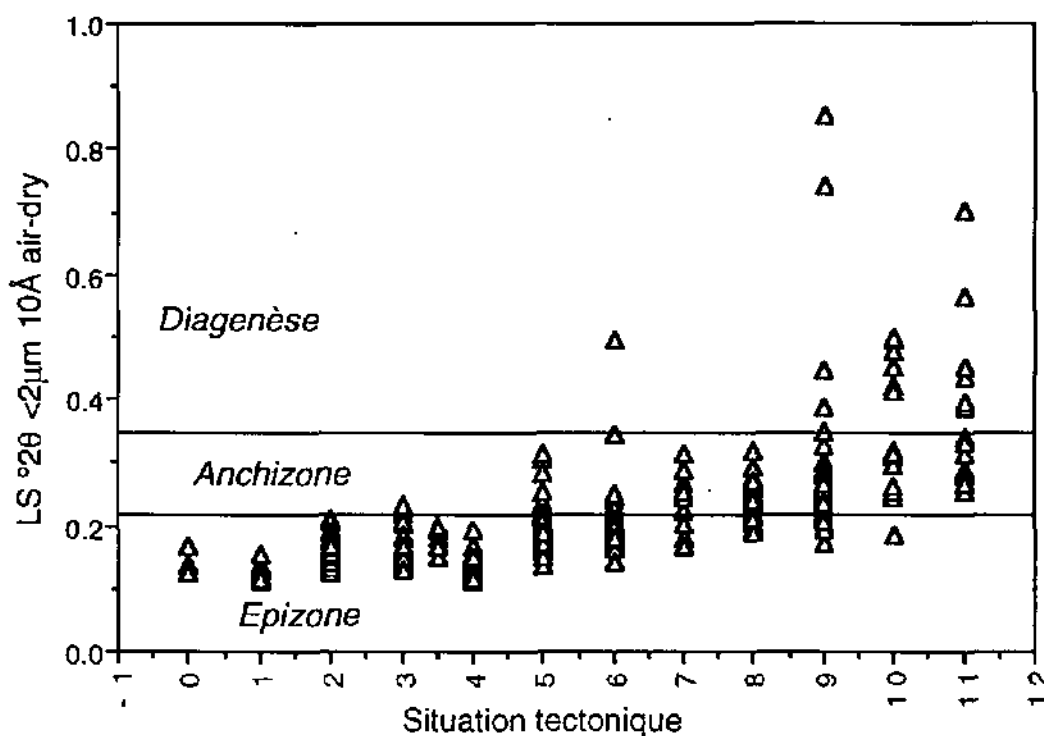
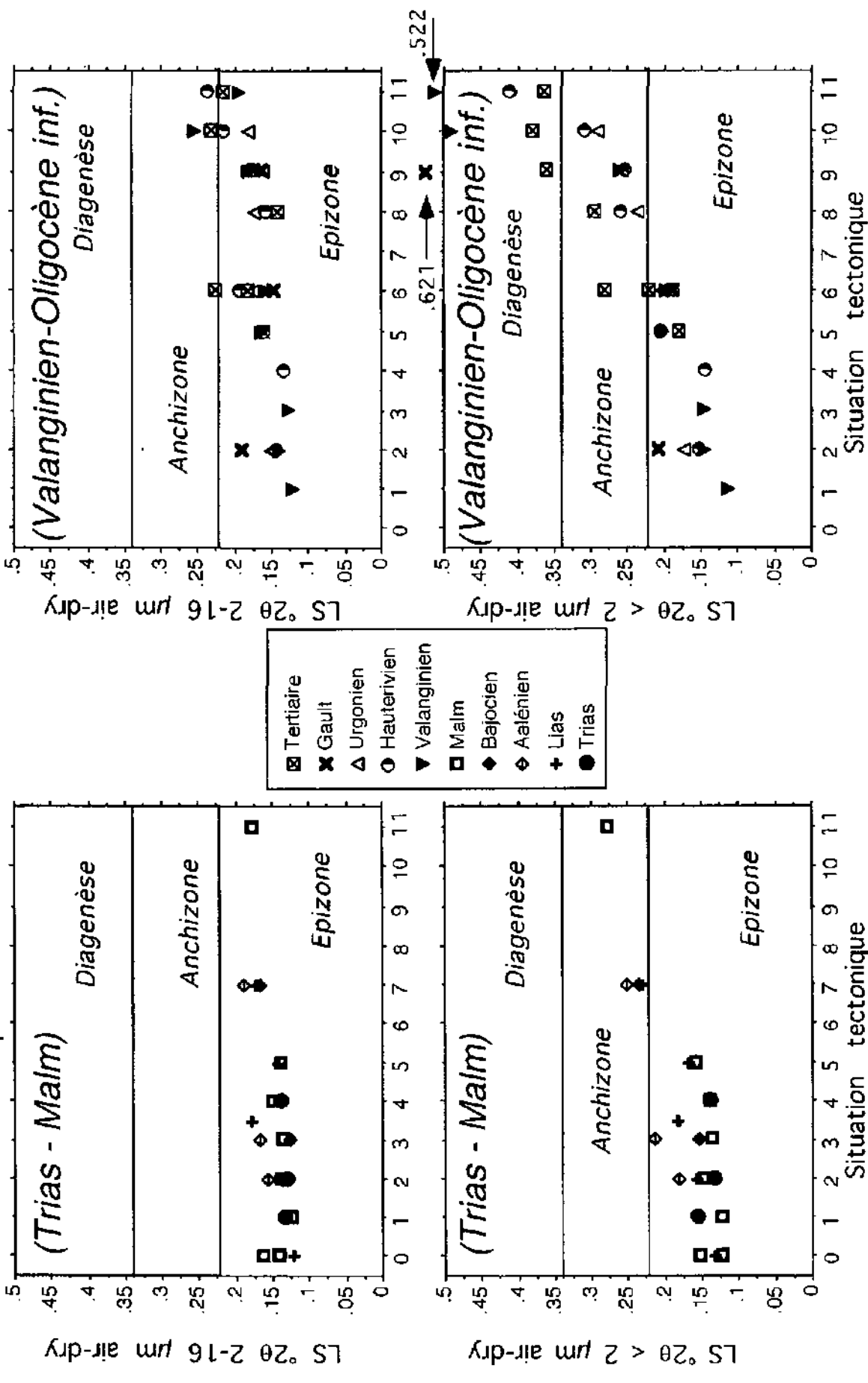


Fig. 4.8. LS des micas "air dried" (fractions $< 2\mu\text{m}$) en fonction de la "situation tectonique" (268 échantillons).

Légende:

- 0: Autochtone, Mt. Blanc + nappe du Wildhorn (SAXON)
- 1: Flanc inverse (TRIOLO)
- 2: Racines de la Nappe de Morcles (SAILLON)
- 3: Flanc inverse (DAILEY + TENEVRE)
- 3.5: Coeur (ARDEVE)
- 4: Flanc inverse (Gd. CHAVALARD)
- 5: Flanc normal (LIZERNE et NEIMIA)
- 6: Flanc inverse (Dt. de MORCLES)+ Autochtone
- 7: Coeur (CHAMOSON)
- 8: Flanc normal (DERBORENCE)
- 9: Front (ARBALESSE-PONT-de-NANT)
- 10: Flanc normal (ANZEINDAZ)
- 11: Ultrahelvétique au front de la nappe (FRENIERES-ROC à l'AIGLE)

Fig. 4.9. Evolution de la Largeur de Scherrer (LS) des fractions fines orientées (moyennes selon le lieu géographique) en fonction de la situation tectonique



- Légende:**
- 0: Autochtone, Mt. Blanc + Nappe du Wildhorn (SAXON)
 - 1: Flanc inverse (TRIOLO)
 - 2: Racines de la Nappe de Morcles (SAILLON)
 - 3: Flanc inverse (DAILEY + TENEVRE), 3.5: Coeur (ARDEVE)
 - 4: Flanc inverse (Gd. CHAVALARD)
 - 5: Flanc normal (LIZERNE et NEIMIA)
 - 6: Flanc inverse (Dt. de MORCLES) + Autochtone
 - 7: Coeur (CHAMOSON)
 - 8: Flanc normal (DERBORENCE)
 - 9: Front (ARBALESE-PONT-de-NANT)
 - 10: Flanc normal (ANZEINDAZ)
 - 11: Ultrahévélique au front de la nappe (FRENIERES)
- La LS élevée des schistes aaléniens, peut s'expliquer par la présence fréquente de paragonite et de rectorite.

Fig. 4.10. LS du mica (fraction argileuse < 2µm, séchée à l'air), en diverses positions tectoniques de la Nappe de Morcles

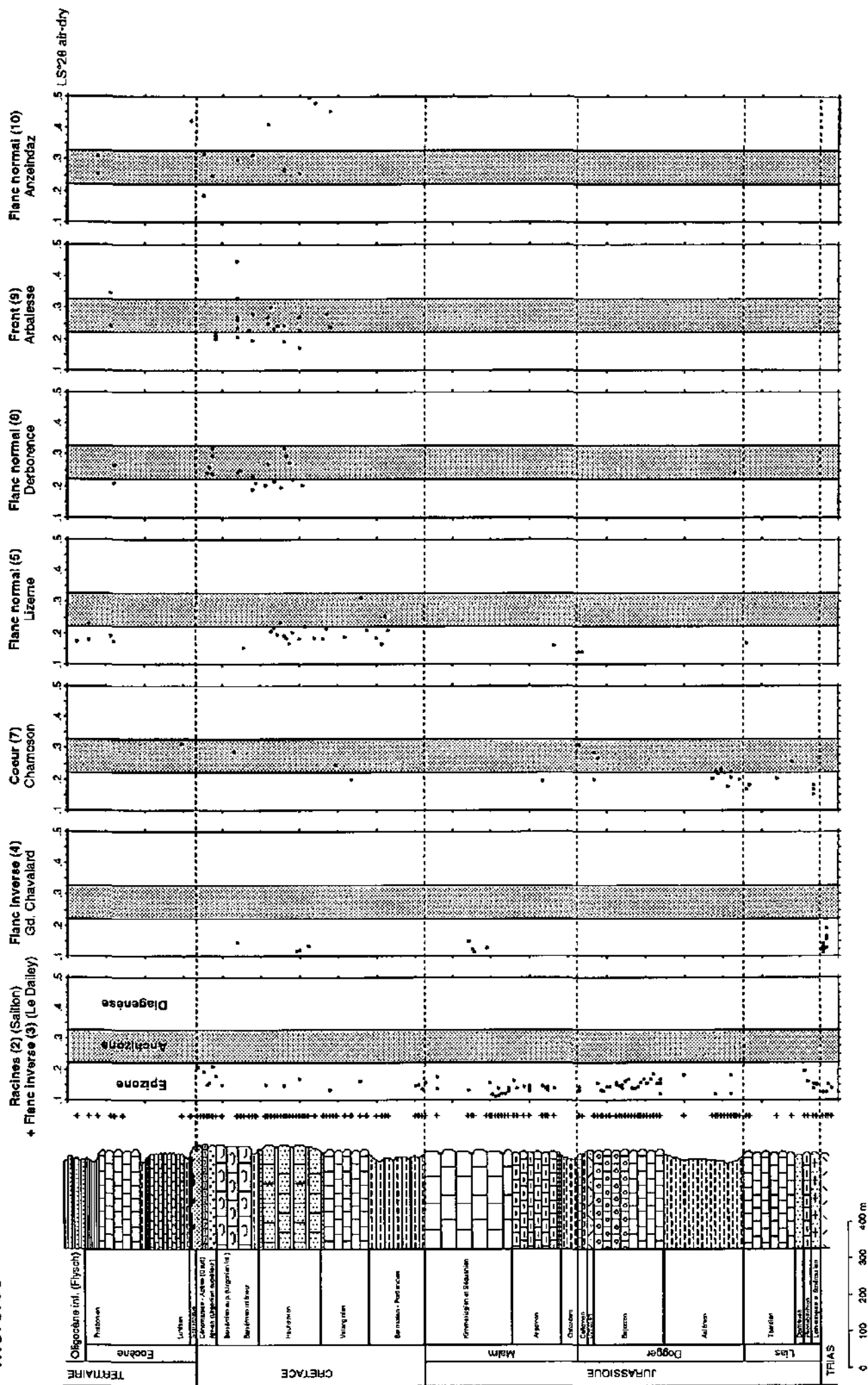


Fig. 4.11. LS du mica (fraction argileuse < 2µm glycolée), en diverses positions tectoniques de la Nappe de Morcles

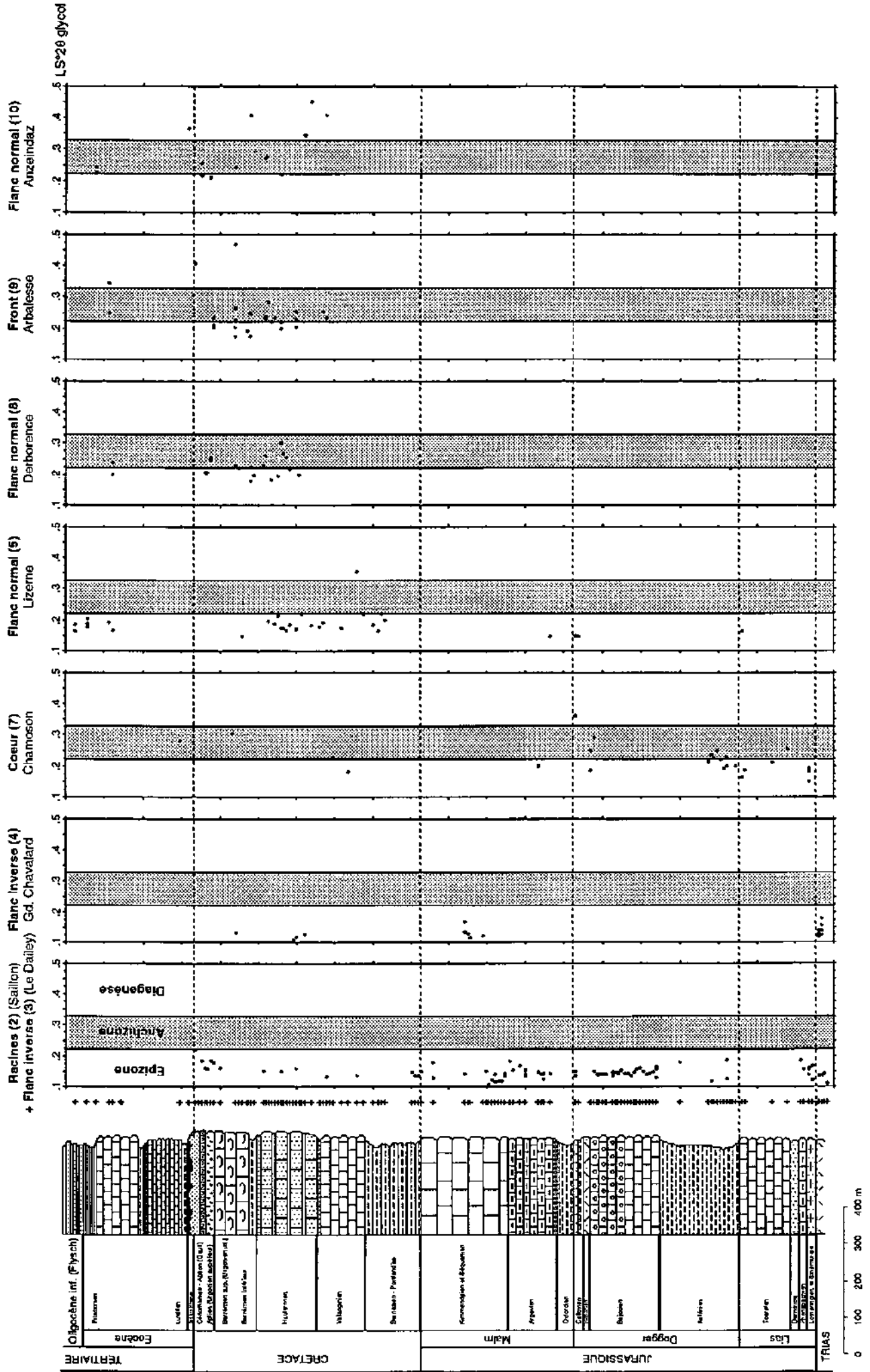


Fig. 4.12. LS du mica (fraction argileuse 2-16 μm , séchée à l'air), en diverses positions tectoniques de la Nappe de Morcles

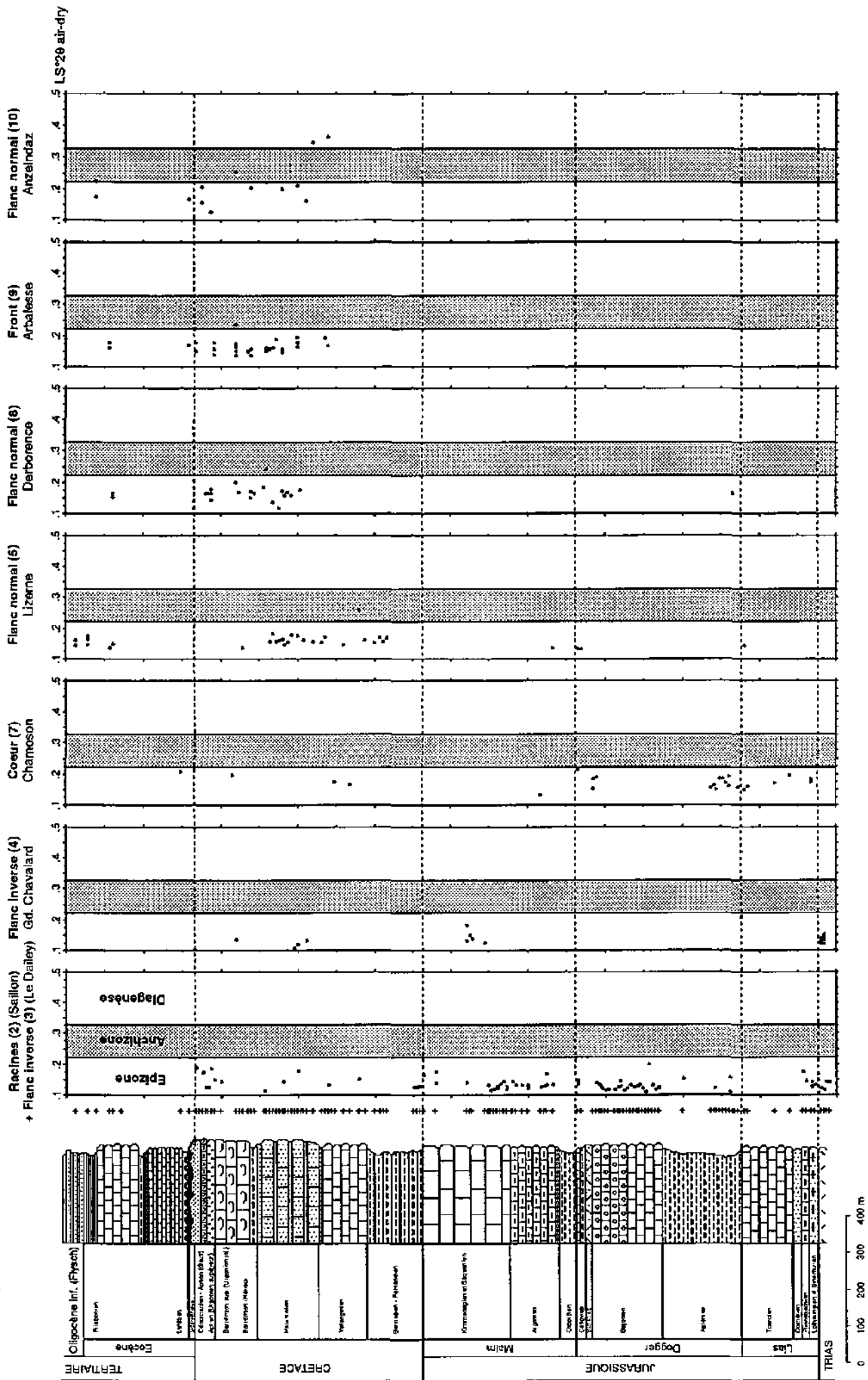
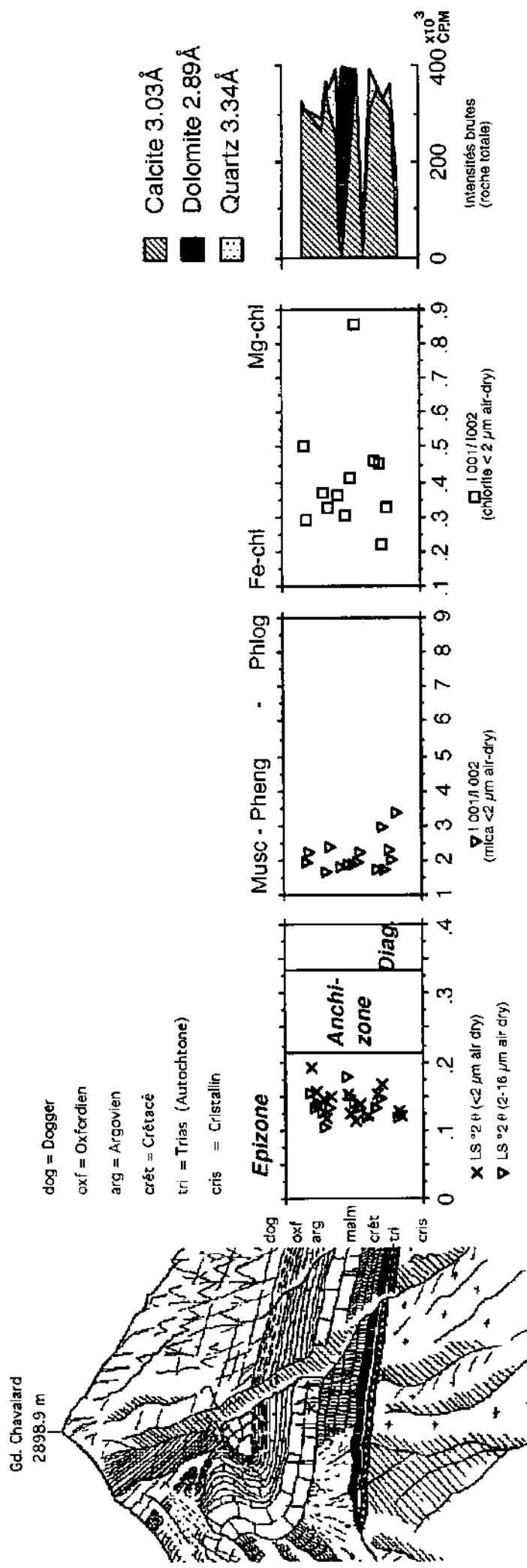


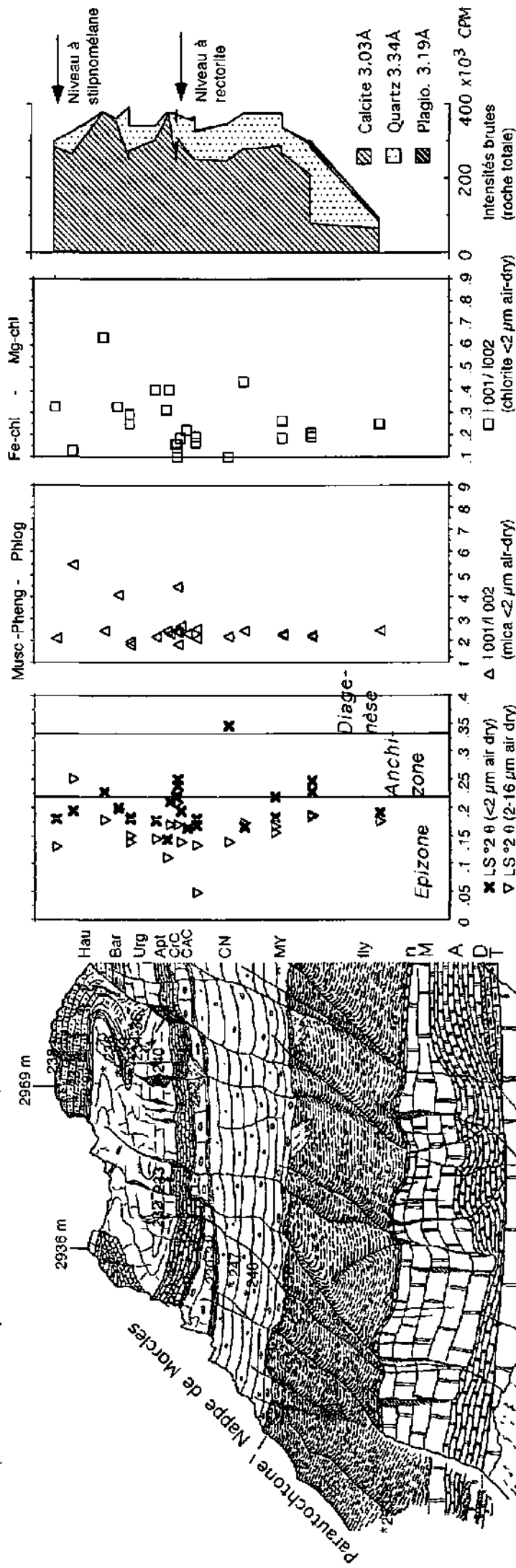
Fig. 4. 13. LS °2θ du mica < à 2 μm et 2-16 μm (air-dry) et rapports des intensités (en CPM) des 1er et 2ème pics du mica respectivement de la chlorite en fonction de l'échantillonnage de la face S du Gd. Chavalard (modifié d'après Badoux, 1972)



Légende:

Le massif du Gd. Chavalard est situé dans le flanc inverse de la nappe de Morcles. Les roches de la région présentent déjà une marmorisation notable, qui s'accroît dans la région de Saillon. Les valeurs de la LS °2θ sont épizonales, quelle que soit la lithologie rencontrée et ceci aussi bien pour la fraction argileuse < à 2μm que pour celle comprise entre 2 et 16 μm. Les rapports des intensités (en CPM) du premier et du deuxième pic du mica indiquent la présence d'un mica de type muscovitique. Les rapports des intensités du premier et du deuxième pic de la chlorite montrent que ce minéral se situe entre le pôle ferrifère et le pôle magnésien.

Fig. 4.14. LS °20 du mica < à 2 µm et 2-16 µm (air-dry) et rapports des intensités (en CPM) des 1er et 2ème pics du mica respectivement de la chlorite en fonction de l'échantillonnage de la face SW des Dents de Morcles, vue de Mex (modifié d'après Badoux, 1972)



La face SW des Dents de Morcles est découpée dans le flanc inverse de la nappe. Un anticlinal couché, dont le charnière est située dans les calcaires Urgoniens, est nettement visible. Il est surmonté d'un synclinal également couché. Les âges lithostratigraphiques des échantillons sont répartis du Crétacé à l'Oligocène inférieur.

Les mesures de la LS du mica montrent que la plupart des échantillons se situent dans l'épizone (à la limite de l'épizone et de l'anichzone).

Les fluctuations de la LS sont en partie à mettre sur le compte des changements lithostratigraphiques et en partie sur la présence de minéraux tels que la rectorite, qui peuvent influencer la mesure de la LS en élargissant légèrement le pic du mica.

Il y a de la rectorite dans les calcaires Urgoniens et Apiens et du stüpnomélane dans les calcaires d'âge hauterivien. Le rubanement des niveaux marmorisés, tel qu'on peut le voir dans les marbres de la région de Saillon est déjà visible, par contre les minéraux de fer sont encore riches en oxydes rouges (hématite), alors que dans la région de Saillon, le fer est réduit. (Fe³⁺ → Fe²⁺)

Les rapports des intensités (en CPM) des 1er et 2ème pics du mica indiquent la présence d'un mica de type muscovitique, sauf pour les niveaux d'âge hauterivien riches en glauconite où la proportion de fer est plus élevée.

Les rapports des intensités (en CPM) des 1er et 2ème pics de la chlorite montrent que la composition chimique de ce minéral fluctue entre le pôle terrifère et le pôle magnésien.

Autochtone et Parautochtone:

- fly = flysch
- n = Nummulitique
- M = Malm sup.
- A = Argovien
- D = Dogger
- T = Trias

Nappe de Morcles:

- MY = Blocs et lentilles exotiques
- CN = Calcaire à petites Nummulites
- CAC = Couches à Cérithes
- CRC = Couches du roc Champion
- Apt = Aptien sup. - Crétacé sup.
- Urg = Urgonien
- Bar = Barrémien
- Hau = Hauterivien

L'augmentation de la LS n'est pas linéaire, mais plutôt de type exponentiel.

Les micas de l'Autochtone (Mt. Blanc + nappe du Wildhorn à SAXON), ceux du flanc inverse de la nappe (TRIOLO) sont clairement situés dans l'épizone.

Les micas des racines de la Nappe (SAILLON), du flanc inverse (DAILEY + TENEVRE), du coeur (ARDEVE) et du flanc inverse (Gd. CHAVALARD) sont situés au sommet de l'épizone.

Les micas du flanc normal (LIZERNE et NEIMIA) et du flanc inverse (Dt. de MORCLES) montrent le passage de l'épizone à l'anchizone.

Les micas du coeur (CHAMOSON) et du flanc normal (DERBORENCE) sont plutôt situés dans l'anchizone.

Les micas du front (ARBALESSE-PONT-de-NANT) et du flanc normal (ANZEINDAZ) sont situés en partie dans l'anchizone et en partie dans la diagenèse.

Les micas de l'Ultrahelvétique au front de la nappe (FRENIERES-ROC à l'AIGLE) sont situés au sommet de l'anchizone avec passage à la diagenèse.

La figure 4.9 présente l'évolution de la largeur de Scherrer (LS) des micas des fractions fines orientées $< 2\mu\text{m AD}$ et $2-16\mu\text{m AD}$ (moyennes selon le lieu géographique), en fonction de la situation tectonique et en tenant compte de la répartition lithostratigraphique.

Cette figure montre que les fractions fines $< 2\mu\text{m}$ montrent une évolution plus significative que les fractions $2-16\mu\text{m}$.

Ce fait confirme que les fractions plus fines ($< 2\mu\text{m}$) sont plus labiles que les fractions plus grossières ($2-16\mu\text{m}$) et qu'elles ont enregistré de façon plus significative les transformations advenues dans le cadre du faible métamorphisme de la nappe de Morcles.

La présentation graphique de la figure 4.9 séparant les lithologies, permet de constater que l'augmentation de la LS des racines au front de la nappe n'est pas uniquement imputable au phénomène d'enfouissement.

Les lithologies tertiaires ou aaléniennes mettent clairement en évidence l'augmentation de la LS.

Les figures 4.10 à 4.12 montrent l'évolution de la mesure de la LS en détail, chaque point de mesure étant représenté.

On constate clairement que la variation de la LS dépend peu de la lithologie ou de l'âge stratigraphique, mais varie clairement selon la localisation tectonique de l'échantillon.

Racines de la nappe de Morcles

Saillon-La Sarvaz

Dans la région des racines à Saillon, les mesures de la LS sont épizonales qu'il s'agisse des fractions fines $< 2\mu\text{m}$ (AD et glycolées) ou $2-16\mu\text{m}$ et quel que soit le niveau lithostratigraphique.

Quelques échantillons crétacés proches du plan de chevauchement de la nappe sur les séries autochtones sont situés à la limite épizone-anchizone.

Formation de Longeraie

Les micas des fractions fines < 2µm AD montrent une LS moyenne de .138 °2θ. Elle est de .131 °2θ pour les fractions fines < 2µm AD glycolées et .131°2θ pour les fractions fines 2-16 µm AD. Les niveaux liasiques de Longeraie sont clairement situés dans l'épizone.

Formation des Bayards

Les micas des fractions fines < 2µm AD montrent une LS moyenne de .147 °2θ. Elle est de .161°2θ pour les fractions fines < 2µm AD glycolées et .133°2θ pour les fractions fines 2-16 µm AD. Les niveaux liasiques des Bayards sont donc également situés dans l'épizone, quoiqu'ils montrent une LS légèrement plus élevée que les micas de la formation de Longeraie.

La formation des Bayards se rattache plutôt à la couverture autochtone des massifs cristallins qu'au flanc normal de l'Ardèche qui montre des valeurs de la LS, qui tout en étant également situées dans l'épizone, sont plus élevées.

Flanc inverse

Triolo et Gd. Chavalard

Dans la région de Triolo et du Gd. Chavalard, les micas présentent des LS épizonales quelle que soit la fraction étudiée (fig. 4.13).

Dailey-Plan des Combes

Les micas de la région du Dailey, au-dessus de Saillon présentent des LS très basses. On peut mettre en évidence une diminution de la LS le long de la coupe qui commence dans des terrains aaléniens (cœur) pour se poursuivre dans des terrains plus jeunes (Dogger et Malm) en direction des racines de la nappe.

Dt. de Morcles

Le coupe sous la Dt. de Morcles (fig. 4.14) montre que la plupart des micas sont situés à la limite supérieure de l'épizone. Il y a toutefois une fluctuation locale due à la tectonique. Il y a une diminution des valeurs de la LS lorsqu'on se dirige vers la partie centrale de l'anticlinal couché situé sous la petite Dent de Morcles. Ces fluctuations locales restent à définir par des mesures complémentaires.

Coeur

Mayens de Chamoson

Les micas des niveaux aaléniens et liasiques des Mayens de Chamoson montrent des mesures de la LS qui fluctuent entre le sommet de l'épizone et l'anchizone.

Ardèche

Les micas des niveaux liasiques de l'Ardèche montrent des LS clairement épizonales.

Flanc normal

Vallée de la Lizerne

Les micas prélevés dans divers niveaux lithologiques de la vallée de la Lizerne (partie inférieure) montrent des valeurs qui sont la plupart du temps épizonales.

Région de Derborence

Les micas prélevés dans divers niveaux lithologiques de la vallée de la Lizerne (partie supérieure) au Mayen du Liappay et plus haut (Grenier du Derbon) montrent des valeurs qui fluctuent entre l'épizone et l'anchizone.

Front

Arbalesse-Pont de Nant

Au front de la nappe, dans la région de la rivière Arbalesse, la plupart des valeurs de la LS sont anchizonales.

Anzeindaz

Au flanc normal près du front de la nappe, dans la région d'Anzeindaz, les micas sont situés en partie dans l'anchizone et en partie dans la diagenèse.

Ultrahelvétique

Frenières-Roc à l'Aigle

Devant le front de la nappe, dans la région de Frenières, on trouve des séries ultrahelvétiques qui sont situées au sommet de l'anchizone ou dans la diagenèse.

Autochtone

Martinaux (sous la Dt. de Morcles)

Sous la Dt. de Morcles, on trouve des affleurements attribués à l'Autochtone, les valeurs de la LS sont situées à la limite entre l'épizone et l'anchizone.

Racines de la nappe du Wildhorn

Saxon

Les micas des fractions fines $< 2\mu\text{m AD}$ montrent une LS moyenne de $.129^\circ 2\theta$. Elle est de $.134^\circ 2\theta$ pour les fractions fines $< 2\mu\text{m AD}$ glycolées et $.128^\circ 2\theta$ pour les fractions fines 2-16 $\mu\text{m AD}$. Les valeurs de la LS sont donc épizonales.

Couverture du Mt. Blanc

Saxon

Les micas des fractions fines $< 2\mu\text{m AD}$ montrent une LS moyenne de $.152^\circ 2\theta$. Elle est de $.153^\circ 2\theta$ pour les fractions fines $< 2\mu\text{m AD}$ glycolées et $.163^\circ 2\theta$ pour les fractions fines 2-16 $\mu\text{m AD}$.

Traçage d'isocrysts par interpolation linéaire de la LS

Méthode

Le logiciel UNIRAS (VAX/VMS) permet de tracer les isocrysts par interpolation linéaire entre les mesures. Nous avons appliqué ce logiciel aux mesures de la LS que nous avons effectuées sur le domaine de la nappe de Morcles dans diverses situations tectoniques (front, flanc normal, flanc inverse et racines) et dans les terrains avoisinants (voir annexe I).

Les points de mesure (268 échantillons avec des LS $^{\circ}2\theta$ de .110 - .852 $^{\circ}2\theta$ pour la fraction $<2 \mu\text{m}$ (AD)) ont été projetés sur une coupe horizontale (Burkhard, in prep.) se situant à 1500 m d'altitude (fig. 4.15a).

Les hypothèses de base pour établir la coupe horizontale ont été les suivantes:

1. La nappe de Morcles obéit à une géométrie cylindrique.
2. A cause du fort plongement axial vers le NE, une coupe horizontale possède les mêmes structures qu'une coupe verticale (Burkhard, 1988b, Escher *et al.* 1993).

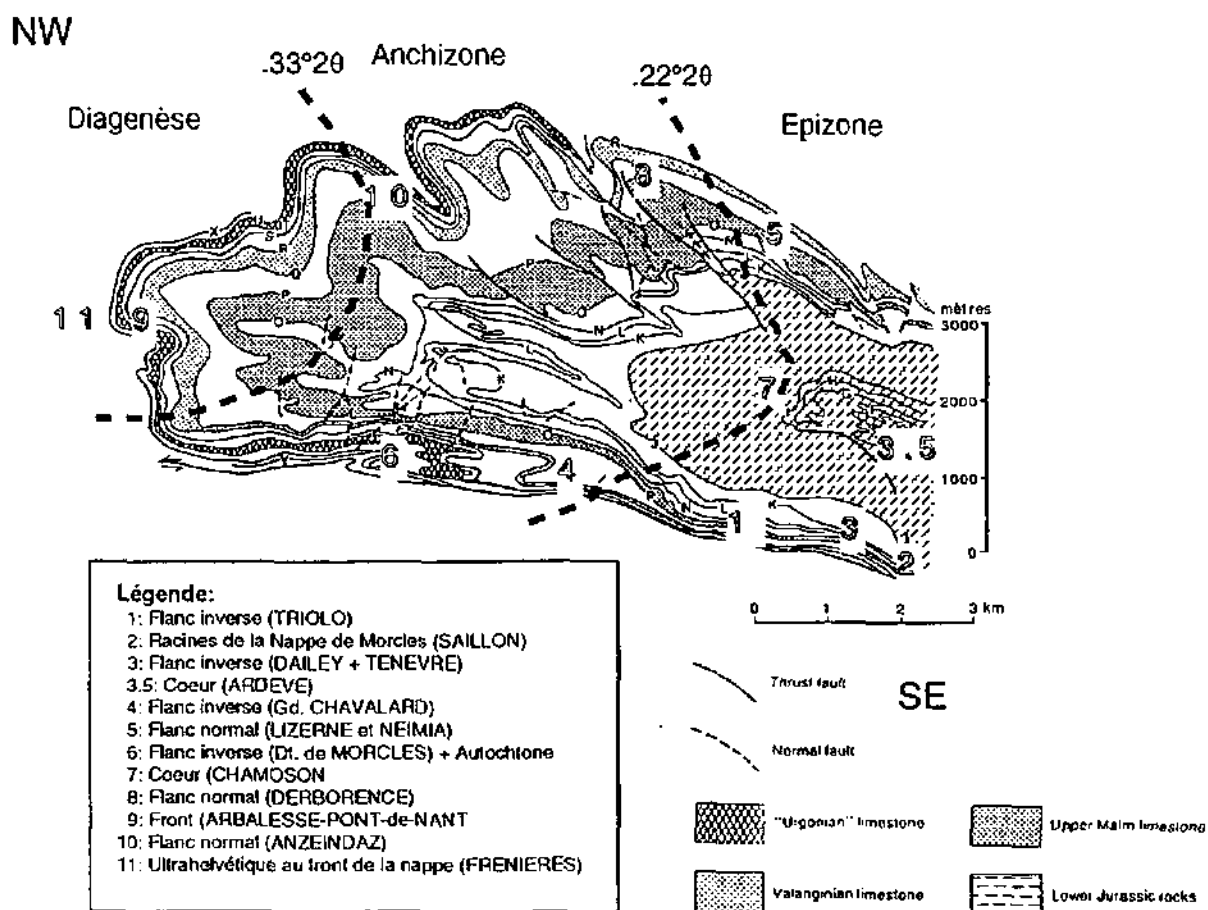


Fig. 4.15b. Projection des isocrysts sur une coupe verticale (d'après Langenberg *et al.* 1987).

Cette coupe horizontale présente les avantages suivants:

1. La lecture est facilitée par rapport à la carte géologique, à cause de la topographie très accidentée de la région.
2. La projection "resserre" les points d'échantillonnage et en donne une image plus homogène.
3. La projection horizontale diminue les distances de projection par rapport à une coupe verticale, donc le hiatus entre les points d'échantillonnage et la géologie.
4. La coupe horizontale sert de point de départ pour la construction d'une coupe verticale.

Résultats

L'interpolation linéaire (toutes lithologies confondues, fractions fines orientées <2 μm air-dry) est présentée par la figure 4.15a. Elle confirme l'augmentation de métamorphisme du front vers les racines de la nappe. Les isocrysts s'incurvent dans la région du coeur, puis se redressent. Ils gardent un parallélisme assez régulier du flanc normal au flanc inverse.

Conclusion

La projection des isocrysts sur une coupe verticale (d'après Langenberg *et al.* 1987) (fig. 4.15b) met en évidence l'évolution métamorphique de la nappe de Morcles. Toutes lithologies et âges confondus, l'augmentation du gradient métamorphique, évalué à l'aide de la LS, est clairement mise en évidence du front aux racines de la nappe ainsi que du flanc normal au flanc inverse. Si l'on était en présence d'un métamorphisme dû uniquement à l'empilement des nappes, on aurait des isocrysts parallèles à la stratigraphie. Mais ces derniers, tout en ayant une composante horizontale à la base de la nappe (flanc inverse), se redressent et recouper les structures plissées. On imagine que le métamorphisme déterminé par la mesure de la LS est celui qui correspond à la phase principale S2 qui daterait de 17 à 19 Ma, avec une T° de 260° à 350° (analyse de micas situés sur le plan de chevauchement de la nappe, Kirschner *et al.*, non. pub.). Il y a ensuite formation de plis dirigés au NE (F3 et S3) et qui recouper la schistosité des phases précédentes. Ces plis affectent les isogrades métamorphiques et font que le métamorphisme est en partie transporté (Mosar, 1988; Azanon *et al.*, 1996).

4.1.3. Variation des rapports I001/I002 en fonction de la LS

Méthode

Nous avons corrélié la variation du rapport I001/I002 et la LS pour juger si la diminution de ce paramètre était liée à une variation de la composition chimique du mica.

Résultats

La figure 4.16 indique que si la LS du mica diminue, le rapport I001/I002 diminue également, ce qui démontre que ces deux facteurs sont liés. La recristallisation du mica s'accompagne de changements dans la composition chimique de ce dernier.

La diminution du rapport I001/I002 reflète le passage d'une composition illitique à une composition muscovitique ou phengitique.

Lors du métamorphisme régional, la variation de la composition chimique des micas se traduit à la fois par une augmentation de la "cristallinité" mesurée par la diminution de la Largeur de Scherrer (LS) et une diminution des rapports des réflexions basales des micas.

4.1.4. Application de la mesure de la LS aux chlorites

Méthode

Les micas étant la plupart du temps accompagnés par des chlorites, il s'avère intéressant de mesurer également la LS de ces derniers minéraux, pour juger si leur évolution, dans le cadre du faible métamorphisme, est comparable (Arkai *et al.*, 1994).

La LS des fractions argileuses fines <2µm séchées à l'air a été mesurée sur les pics à 7Å et à 14Å des chlorites.

Résultats

La corrélation entre la mesure de la LS sur le premier pic du mica à 10Å et celle de la chlorite à 7Å est positive et assez bonne ($r^2 = 0.578$, $n = 221$) (fig. 4.17).

Arkai (1991) a trouvé une corrélation de ($r = 0.75$) entre ces mêmes mesures pour une population de 82 échantillons.

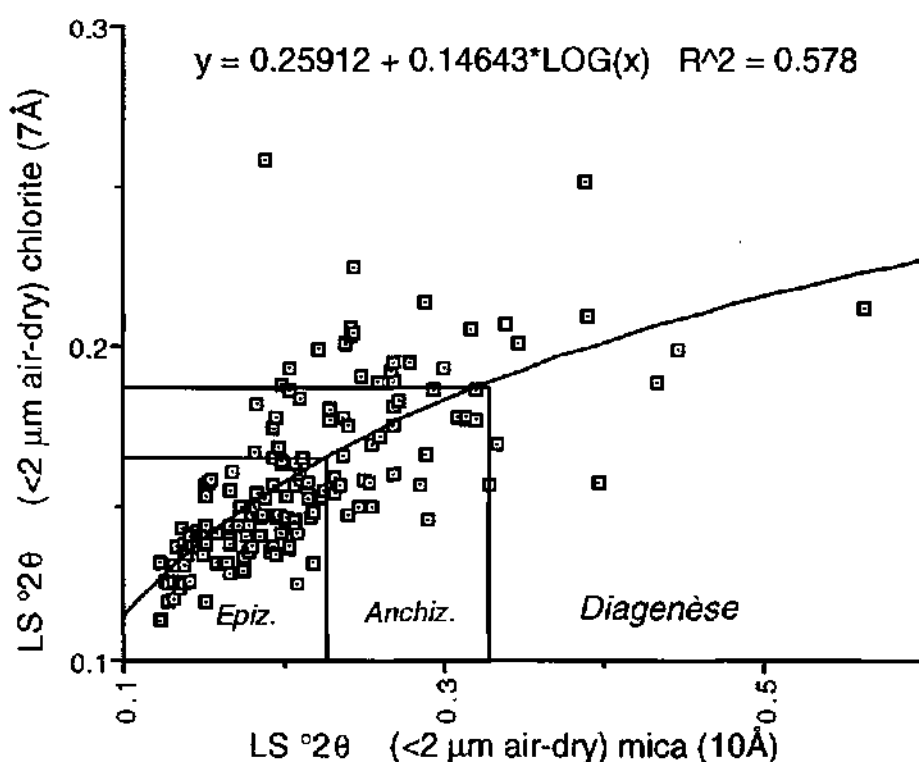
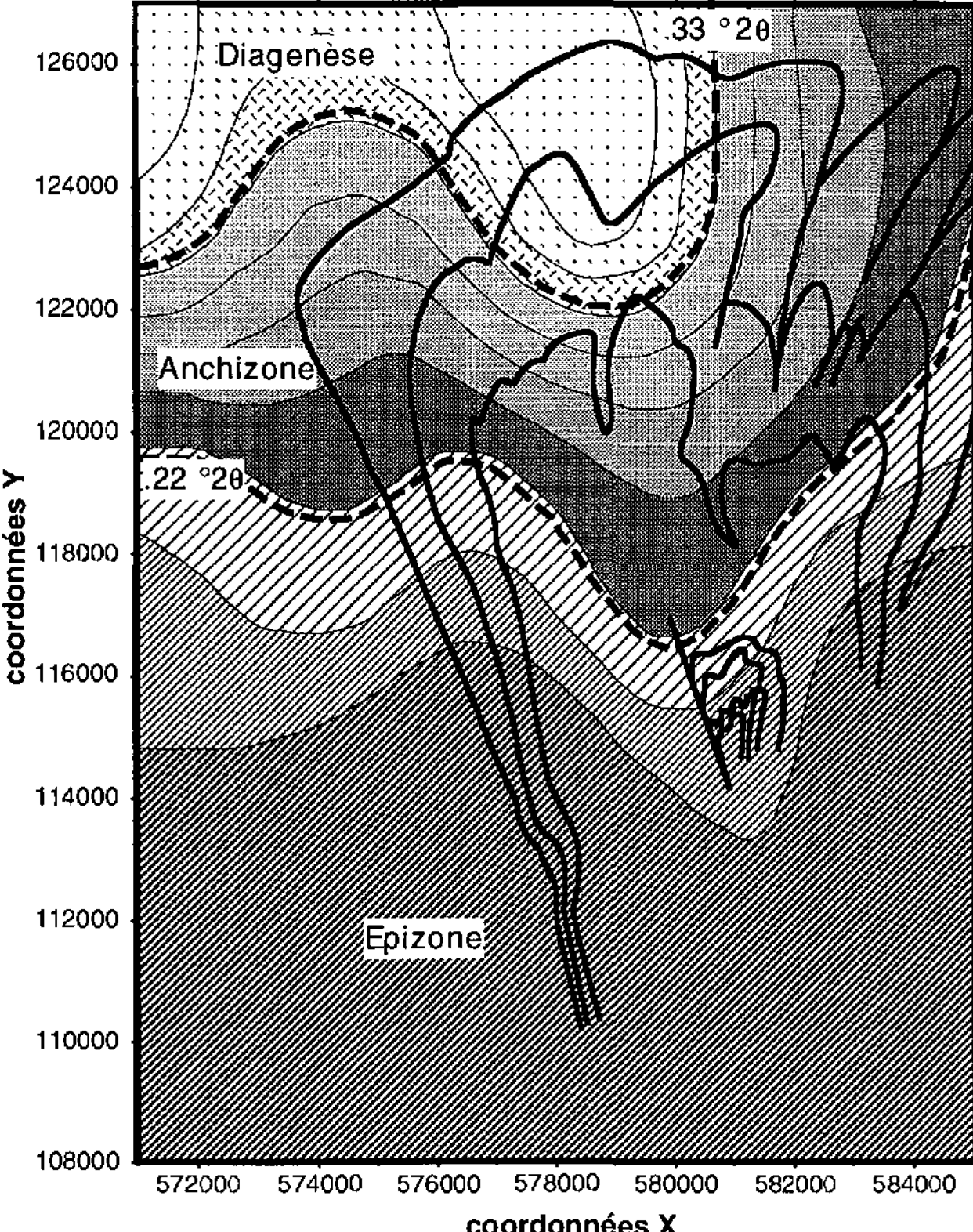


Fig. 4.17. Largeur de Scherrer (LS) des micas (fractions <2µm AD) en fonction de la LS mesurée sur la deuxième réflexion des chlorites (7Å), (221 échantillons).

Fig. 4. 15a . Isocrysts (LS °2θ 10Å < 2 μm air dry)



Légende: LS °2 θ < 2 μm air-dry

	> 0.375		0.250-0.275
	0.350-0.375		0.225-0.250
	0.325-0.350		0.200-0.225
	0.300-0.325		0.175-0.200
	0.275-0.300		< 0.175

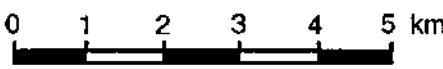
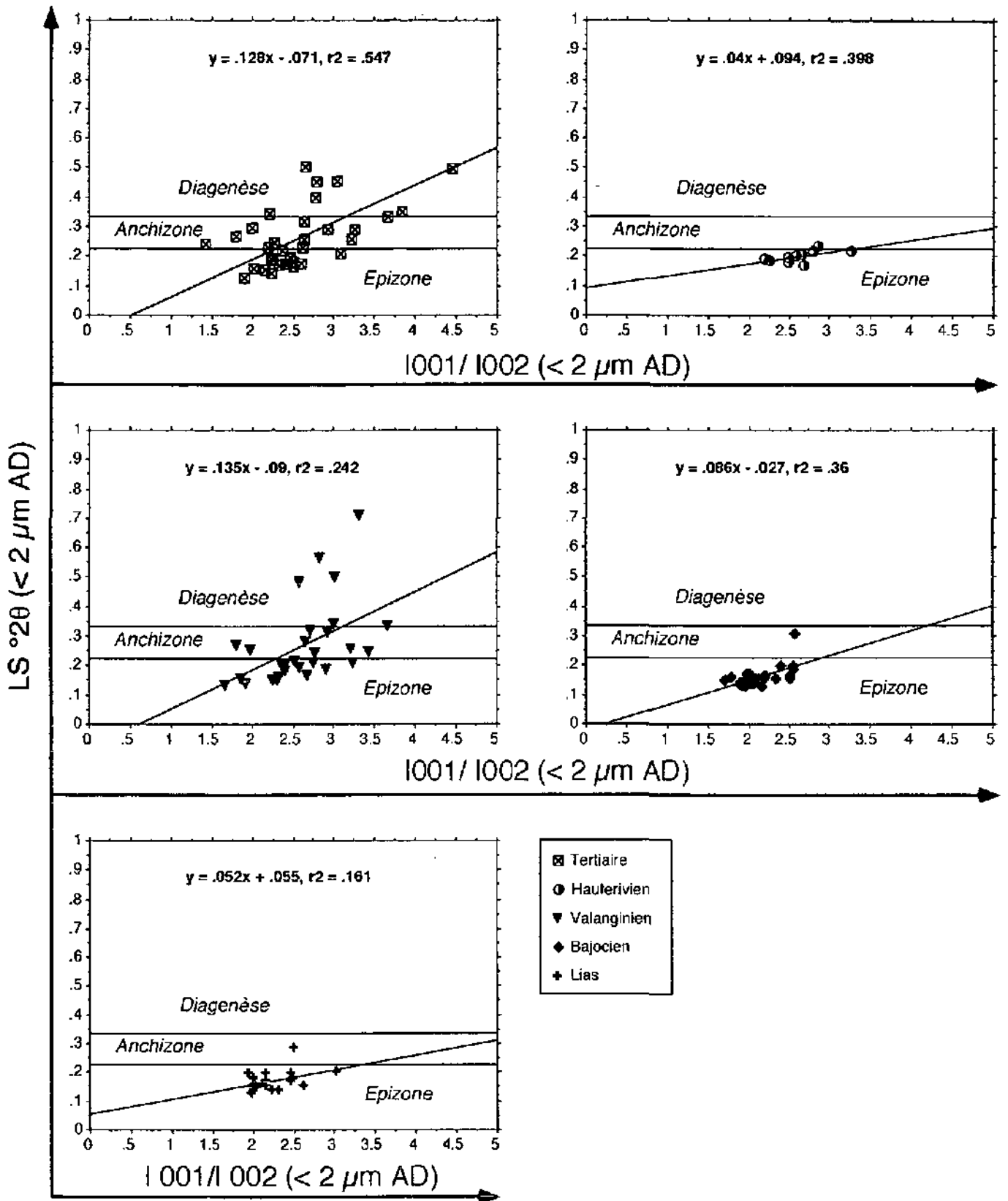


Fig. 4.16. Rapports des intensités basales du mica à 10Å et 5Å (001/002) en fonction de la LS °2θ (< 2 μm air-dry)



Légende:

La plupart des micas se situent dans le domaine des micas dioctaédriques. Les substitutions et recristallisations se font à l'intérieur de ce domaine. Il y a une corrélation significative entre la largeur de Scherrer (LS) et les rapports des intensités I(001)/I(002) des micas, ceci pour les fractions argileuses fines <2 μm air-dry. Lorsque le métamorphisme augmente les micas tendent vers le type muscovitique. Cette tendance se réalise à travers divers niveaux lithostratigraphiques et indépendamment du lieu géographique.

La corrélation entre la mesure de la LS sur le premier pic du mica à 10Å et celui de la chlorite à 14Å est moins bonne ($r^2= 0.236$), car l'intensité de ce pic est plus faible que celle de la réflexion située à 7Å.

Les meilleures corrélations sont calculées avec des courbes logarithmiques.

Si l'on mesure la LS sur le pic à 7Å, il faut vérifier que la fraction est dépourvue de kaolinite qui induirait un élargissement artificiel du pic.

Les chlorites présentent des LS en général inférieures à celles des micas (différence moyenne = $.066^\circ 2\theta$, déviation standard: std. dev. = $.085^\circ 2\theta$, min. = $-.069^\circ 2\theta$, max. = $.615^\circ 2\theta$, n = 221).

Elles sont mieux cristallisées que les micas pour un degré métamorphique identique. La mesure de la LS des chlorites complète avantagement celle de la LS des micas (Arkai *et al.*, 1995).

Tableau récapitulatif des valeurs de la LS

Si l'on classe les valeurs de la LS de manière croissante, les LS moyennes les plus faibles proviennent du flanc inverse de la nappe de Morcles (région du Triolo). Ce sont également les valeurs les plus basses présentées par les chlorites. Le tableau 4.1b permet de comparer les valeurs de la LS mesurées sur les micas et sur les chlorites.

Les échantillons de la région de Saxon (Autochtone) sont situés également dans l'épizone.

Les LS moyennes des échantillons provenant de la région du Gd. Chavalard sont situés également dans l'épizone.

Les échantillons de la région de Saillon, ainsi que ceux de la région du Dailey et de l'Ardève présentent une LS moyenne comparable de stade épizonal.

La vallée de la Lizerne, de même que la région de la Dt. de Morcles présentent la transition de l'épizone à l'anchizone.

Les micas du coeur (Chamoson) et du flanc normal (Derborence) sont plutôt situés dans l'anchizone.

Les micas du front (Arbalesse-Pont-de-Nant) et du flanc normal (Anzeindaz) sont situés en partie dans l'anchizone et en partie dans la diagenèse.

Les micas de l'Ultrahelvétique au front de la nappe (Frenières-Roc-l'Aigle) sont situés au sommet de l'anchizone avec passage à la diagenèse.

Tab. 4.1b. Tableau récapitulatif des LS °2θ moyennes des fractions argileuses fines (micas et chlorites).

Zone tectonique	LS °28 moyennes: mica (10Å)			LS°28 moyennes: chlorites (7Å)	
	< 2 µm AD	< 2 µm glycol	2-16 µm AD	< 2 µm AD	
Flanc inverse (Triolo)	.120 ±.008 n=11	.121 ±.010 n=11	.124 ±.009 n=11	.113 ±.011 n=4	
Autochtone (Saxon)	.138 ±.017 n=5	.141 ±.013 n=5	.142 ±.023 n=5	.129 ±.012 n=5	
Flanc inverse (Gd. Chavalard)	.138 ±.018 n=6	.130 ±.014 n=6	.131 ±.009 n=6	.120 ±.010 n=5	
Autochtone (Flanc inverse: Triolo et Gd. Chavalard)	.143 ±.023 n=10	.139 ±.022 n=10	.141 ±.019 n=10	.138 ±.027 n=4	E P I
Racines (Saillon)	.153 ±.022 n=39	.154 ±.022 n=39	.142 ±.020 n=39	.139 ±.010 n=30	Z D N
Flanc inverse (Le Dailey)	.159 ±.029 n=39	.157 ±.031 n=39	.136 ±.021 n=39	.139 ±.012 n=22	E
Coeur (Ardève)	.180 ±.019 n=5	.181 ±.017 n=5	.177 ±.008 n=5	.168 ±.011 n=5	
Flanc normal (Lizerne)	.192 ±.034 n=32	.188 ±.038 n=32	.158 ±.023 n=32	.145 ±.011 n=32	
Limite Epizone - Anchizone (LS mica = 0.22 °2θ)					
Flanc inverse (Dt. de Morcles) (Limite épi-anchi)	.216 ±.077 n=21	.221 ±.124 n=21	.184 ±.080 n=20	.147 ±.016 n=21	A N C
Coeur (Chamoson)	.238 ±.049 n=14	.238 ±.056 n=14	.177 ±.024 n=14	.159 ±.013 n=14	H I
Flanc normal (Derborence)	.245 ±.039 n=22	.226 ±.031 n=22	.166 ±.024 n=22	.175 ±.03 n=20	Z O
Front (Arbalesse)	.293 ±.142 n=39	.270 ±.115 n=33	.186 ±.020 n=33	.187 ±.029 n=31	N E
Limite Anchizone - Diagenèse (LS mica = 0.33 °2θ)					
Flanc normal (Anzeindaz)	.347 ±.104 n=15	.300 ±.082 n=15	.216 ±.063 n=15	.190 ±.036 n=12	D I
Ultrahelvétique (Frenières)	.407 ±.130 n=11	.347 ±.079 n=11	.213 ±.062 n=11	.197 ±.024 n=11	A G

Conclusions

1. Dans le domaine épizonal, les variations de la LS sont très faibles et les fractions 2 µm et 2-16 µm sont donc assez comparables.

C'est surtout dans le domaine anchizonal que les fractions 2-16 µm présentent une moindre sensibilité de mesure de la LS par rapport aux fractions < 2 µm.

2. Dans le domaine diagénétique, on note la présence de plusieurs populations de micas. Ce qui se traduit par une forte dispersion des points de mesure de la LS, car les diverses populations n'ont pas ou peu été recristallisées et donc "homogénéisées" par le métamorphisme.

3. Il faut prélever plus d'échantillons dans les domaines de très faible métamorphisme ou diagénétiques que dans l'épizone afin d'avoir une LS moyenne représentative.

4. Les fractions fines $< 2 \mu\text{m}$ sont probablement en majorité représentatives de la fraction phyllitique néoformée, tandis que les fractions fines $2\text{-}16 \mu\text{m}$ sont en majorité représentatives de la fraction détritique.

5. La LS est systématiquement diminuée par le glycolage (dilatation des couches gonflantes et élimination du cortège d'interstratifiés), dans le domaine diagénétique et le domaine anchizonal.

Par contre dans l'épizone, l'éthylène glycol s'infiltré entre les paillettes qu'il désordonne. Ce qui a pour conséquence d'élargir la LS.

6. Les mesures de la LS des micas des fractions argileuses fines $< 2 \mu\text{m}$ orientées séchées à l'air ($< 2 \mu\text{m AD}$), présentant une plus grande sensibilité surtout dans le domaine diagénétique, il nous semble donc préférable d'utiliser la LS mesurée à partir des diagrammes $< 2 \mu\text{m AD}$, pour l'interprétation et le traçage des isocrysts.

7. La zonation métamorphique, obtenue grâce à la mesure absolue de la LS, peut être complétée par la mesure du ΔLS ($\Delta\text{LS} = \text{LS des micas des fractions argileuses fines orientées séchées à l'air} - \text{LS de ces mêmes fractions après glycolage}$). Cette mesure s'affranchit en partie des variations dues à l'appareillage et à la préparation de l'échantillon et permet de situer rapidement l'échantillon dans une zone de métamorphisme.

8. On constate que les calcaires "purs" ont systématiquement une LS moyenne légèrement plus faible que les calcaires gréseux et les calcaires marneux sauf dans le cas des fractions fines comprises entre 2 et $16 \mu\text{m}$.

9. Quoique l'influence de la lithologie soit relativement faible, il est préférable, pour situer une roche dans un contexte métamorphique à l'aide de la LS, de la mesurer sur plusieurs échantillons, provenant sinon du même affleurement, du moins extraits du proche voisinage du niveau étudié.

10. L'influence de la minéralogie est importante. La présence de glauconites, de rectorite et de paragonite peut perturber la mesure de la LS en l'élargissant.

11. Lors du métamorphisme régional, la variation de la composition chimique des micas se traduit à la fois par une augmentation de la "cristallinité" mesurée par la diminution de la Largeur de Scherrer (LS) (la LS des chlorites ayant le même comportement) et une diminution des rapports des réflexions basales des micas.

12. La composition chimique des micas des fractions argileuses fines varie de façon notable en passant d'une composition illitique à une composition phengitique et/ou muscovitique.

13. Ces transformations chimiques sont constituées d'une part de substitutions ioniques. Il y a d'autre part une réorganisation du réseau cristallin (la taille des cristaux augmente). Ces transformations minéralogiques seront précisées dans les chapitres suivants.

14. Toutes lithologies et âges confondus, l'augmentation du gradient métamorphique (et/ou diminution de la LS) est clairement mise en évidence du front aux racines de la nappe ainsi que du flanc normal au flanc inverse.

15. La projection des isocrysts sur une coupe verticale montre qu'il ne s'agit pas d'un métamorphisme dû au simple empilement stratigraphique, car il a été démontré précédemment que la LS varie suivant la situation tectonique et ceci indépendamment de l'étage stratigraphique. Si l'on était en présence d'un métamorphisme dû uniquement à l'empilement des nappes, on aurait des isocrysts parallèles à la stratigraphie. Mais ces derniers, tout en ayant une composante horizontale à la base de la nappe (flanc inverse), se redressent et recoupent les structures plissées, ce qui tend à faire penser que le métamorphisme est en partie transporté.

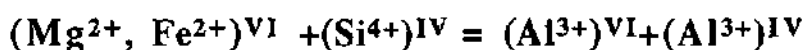
4.2. Analyse des micas par microsonde électronique

Pour mieux cerner la nature exacte des modifications qui ont lieu dans les fractions micacées, des analyses à la microsonde électronique ont été effectuées, notamment pour apprécier la nature et le degré des substitutions dans les micas.

Deux types de substitutions ont pu être mises en évidence dans les micas de la Nappe de Morcles: la substitution tschermakitique et la substitution paragonitique.

4.2.1. La substitution tschermakitique

La substitution tschermakitique peut être représentée par l'équation suivante:



Ce type de réaction, modifie les teneurs des cations (Velde, 1967; Myashiro et Shido, 1985; Massone et Schreyer, 1987) selon une droite de substitution théorique (fig. 4.18) qui relie le pôle muscovite [$\text{K}(\text{Al}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] au pôle céladonite [$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$].

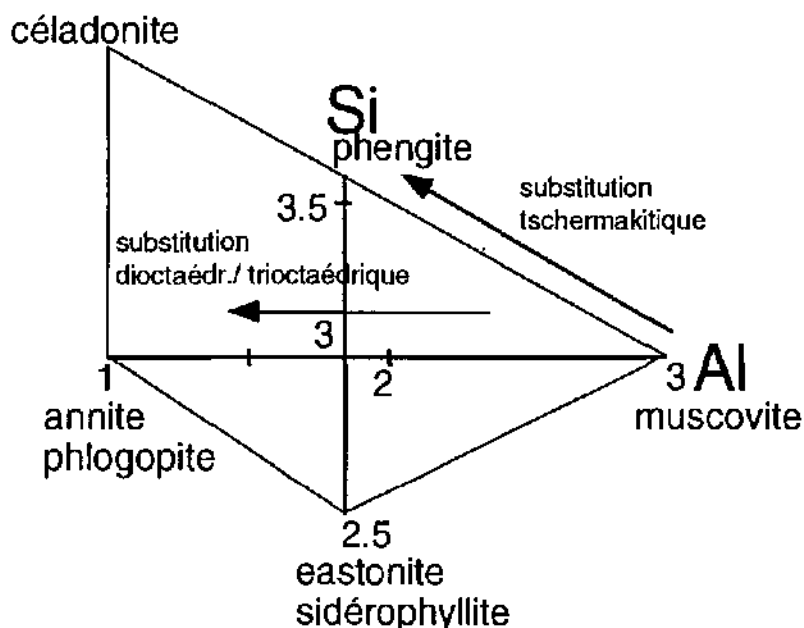


Fig. 4.18. Diagramme de référence modifié d'après Baudin et Marquer (1993).

Les formules structurales (anhydres) des micas sont calculées sur la base de 11 oxygènes. La totalité du fer est formulée sous forme de Fe^{2+} (Baudin et Marquer, 1993).

Les tableaux de résultats sont insérés dans le texte ou figurent en annexe 3. Les chiffres indiquent le n° de l'analyse, tandis que les lettres indiquent le site de l'analyse, une même lettre correspondant à un même grain.

Un exemple de substitution tschermakitique

Calcaires siliceux (Bajocien, n°31)

Les calcaires d'âge Bajocien (n°31) situés au flanc inverse de la nappe, au-dessus de Saillon, région du Dailey confirment, après traitement des données de l'analyse à la microsonde, la présence de substitutions de type tschermakitique.

Description de la roche et analyse RX:

C'est un calcaire siliceux, légèrement marneux et dolomitique. Du plagioclase et des minéraux de fer sont présents (voir analyse DX). Il y a un peu de chlorite, mais ce minéral n'a pas pu être analysé à la microsonde. Le mica de la fraction < 2 µm (air-dry) présente une LS de $0.184^{\circ}2\theta$ respectivement de $0.131^{\circ}2\theta$ pour la fraction 2-16 µm (air-dry). Ce qui est représentatif d'un stade métamorphique épizonal.

La LS (< 2 µm air-dry) moyenne de la région est de $.152^{\circ}2\theta \pm 0.013^{\circ}2\theta$ pour 22 échantillons de calcaires d'âge Bajocien, ce qui confirme le stade épizonal de l'échantillon.

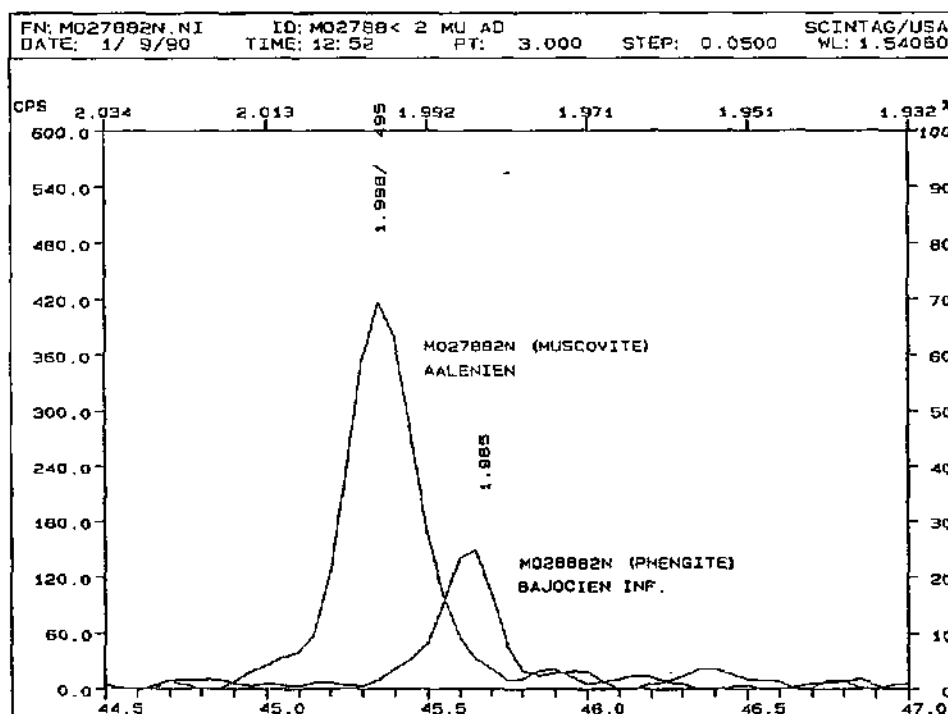


Fig. 4.19a. Mica de type "phengite" dans les calcaires siliceux (< 2 µm) (Bajocien inférieur, Le Dailey-Plan des Combes), détail de la cinquième réflexion basale du mica, comparée à la même réflexion du mica provenant d'un schiste aalénien (Tenèvre).

La fraction fine < 2 µm présente des rapports d'intensités basales respectivement de 2.569 (I001/I002) et de 0.195 (I004/I005), tandis que la fraction fine 2-16 µm présente un rapport d'intensité I001/I002 de 1.846 et un rapport I004/I005 de 0.2463.

La représentation des diagrammes ternaires montre que la fraction < 2 µm est située au sommet de la zone des phengites et la fraction fine 2-16 µm est située au bas de cette zone, près de la zone muscovitique.

Constatant un léger déplacement vers les grands angles des réflexions basales (001, 002 et 005) sur les diagrammes DX de la fraction argileuse fine < 2 µm, caractéristique d'un mica de type phengitique (Huon et al., 1988 et 1994) (diagrammes n°28-31) (fig. 4.19a), l'analyse à la microsonde a été entreprise pour juger dans quelle mesure le diagramme RX était représentatif de la fraction micacée.

*Tab. 4.2. Valeurs en Å des positions basales du mica (n° 31) (<2 µm air dry), corrigées avec le quartz à 4.26Å (en étalon interne). *Borg et Smith (1969)*

indices (hkl)	muscovite* 2M1 dÅ	phengite* dÅ	mica n°31 dÅ	quartz dÅ
002	10.007	9.923	9.918	
004	5.004	4.962	4.992	
006	3.336	3.308	3.301	
008	2.502	2.481	trop faible	
0010	2.001	1.9846	1.987	
100				4.26

Analyse microsonde

La population micacée se présente d'une part sous forme de paillettes de mica, d'origine détritique, disposées entre les cristaux de carbonates et d'autre part de très petits micas néoformés, contenus dans les joints stylolitiques.

Il y a donc deux populations de micas, morphologiquement différentes. L'analyse chimique vise à définir leur composition chimique et à voir dans quelle mesure ces populations ont été affectées par le métamorphisme.

Les tableaux ci-dessous (4.3 a, b et c) présentent les résultats des analyses à la microsonde. C'est à dire les compositions chimiques en poids d'oxydes et les formules structurales calculées (anhydres).

En moyenne, les grandes paillettes de micas (tab. 4.3a) sont plus alumineuses, potassiques et sodiques, que les paillettes contenues dans les stylolites (tab. 4.3b). Ces dernières sont plus siliceuses, plus ferrifères et plus magnésiennes.

Les grandes paillettes de micas (tab. 4.3a) sont proches du pôle muscovitique. Alors que les paillettes contenues dans les stylolites (tab. 4.3b) sont plus proches du pôle phengitique.

Le faible contenu en calcium, et en titane est comparable dans les deux fractions. Le contenu en manganèse est très faible.

On constate que la composition chimique des micas contenus dans les stylolites n'est pas la même que celle des paillettes de plus grandes dimensions.

Tab. 4.3a. Compositions chimiques et formules structurales anhydres des micas (grandes phyllites) des calcaires d'âge Bajocien (n° 31).

N° analyses	4A	5A	38Q	40Q	45S	47T	49T	50T	52V	53V	55X	56X	57X
Na ₂ O	0.27	0.26	0.20	0.43	0.26	0.89	0.75	0.94	0.44	0.45	0.77	0.74	0.69
K ₂ O	10.69	10.43	10.61	10.51	9.69	9.69	10.11	9.59	10.40	10.91	9.88	9.93	9.85
FeO	1.16	0.92	1.11	1.48	1.27	3.75	3.35	3.83	1.03	0.78	1.14	1.00	0.86
MgO	2.69	2.63	2.37	1.01	2.50	1.26	1.64	0.95	0.72	0.55	0.62	0.69	0.67
CaO	0.17	0.11	0.11	0.14	1.43	0.14	0.09	0.22	0.11	0.08	0.22	0.29	0.30
Al ₂ O ₃	29.64	30.26	30.18	32.36	27.39	30.02	29.61	30.44	32.84	34.69	34.16	34.56	34.56
MnO	0.02	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00
SiO ₂	47.50	48.81	47.60	45.53	48.57	46.70	46.80	45.75	46.15	45.69	46.06	46.03	46.19
TiO ₂	0.53	0.45	0.59	1.31	0.43	0.33	0.30	0.32	0.85	0.17	0.57	0.59	0.61
Total oxydes	92.67	93.88	92.81	92.77	91.56	92.75	92.71	92.03	92.59	93.32	93.42	93.85	93.72
Si	3.26	3.28	3.25	3.13	3.36	3.23	3.24	3.19	3.16	3.10	3.12	3.10	3.11
Al IV	0.74	0.72	0.75	0.89	0.64	0.77	0.76	0.81	0.84	0.90	0.88	0.90	0.89
Al VI	1.65	1.68	1.68	1.74	1.59	1.67	1.65	1.70	1.81	1.88	1.84	1.85	1.85
Ti	0.03	0.02	0.03	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
Fe	0.07	0.05	0.06	0.09	0.07	0.22	0.19	0.22	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.27	0.26	0.24	0.10	0.26	0.13	0.17	0.10	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07
Σ oct.	2.02	2.02	2.02	2.00	1.95	2.04	2.04	2.03	1.98	1.99	2.00	2.00	2.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Na	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.12	0.10	0.13	0.06	0.06	0.10	0.10	0.09
K	0.94	0.90	0.92	0.92	0.86	0.85	0.89	0.85	0.91	0.95	0.85	0.85	0.85
Σ interl.	0.98	0.94	0.96	0.99	1.00	0.98	1.00	1.00	0.97	1.01	0.97	0.97	0.96
Somme	7.01	6.96	6.98	6.99	6.95	7.02	7.04	7.03	6.96	7.00	6.97	6.97	6.96

Les paillettes de plus grandes dimensions sont des micas dioctaédriques (Σ des cations octaédriques moyenne de 2.007, st. dev. de ± 0.25) avec une charge interfoliaire (K, Na, Ca) moyenne de 0.979 ± 0.2.

Tab. 4.3b. Compositions chimiques et formules structurales anhydres des micas (stylolitiques) des calcaires d'âge Bajocien (n° 31).

N° analyses	7B	8C	9D	14H	15H	18I	29MN	36MN
Na ₂ O	0.06	0.06	0.09	0.05	0.08	0.06	0.06	0.17
K ₂ O	9.81	9.45	9.56	10.47	9.28	9.93	8.52	9.78
FeO	2.00	4.18	1.09	1.10	1.70	1.19	8.37	4.01
MgO	4.44	4.04	4.49	3.86	5.08	3.89	2.94	3.03
CaO	0.17	0.24	0.11	0.17	0.39	0.28	0.23	0.32
Al ₂ O ₃	24.27	22.55	24.35	24.33	24.31	23.48	20.80	24.54
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00
SiO ₂	49.61	47.58	49.47	49.10	48.37	49.04	47.30	47.25
TiO ₂	1.26	0.81	1.51	0.45	0.78	0.38	0.30	0.82
Total oxydes	91.43	88.90	90.67	89.54	89.98	88.34	88.52	89.73
Si	3.44	3.44	3.44	3.47	3.40	3.51	3.49	3.39
Al IV	0.56	0.56	0.56	0.53	0.60	0.49	0.51	0.61
Al VI	1.42	1.36	1.44	1.50	1.42	1.49	1.30	1.46
Ti	0.07	0.04	0.06	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03
Fe	0.12	0.25	0.06	0.07	0.10	0.07	0.52	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.46	0.44	0.47	0.41	0.53	0.41	0.32	0.32
Σ oct.	2.06	2.10	2.04	2.00	2.10	2.00	2.16	2.06
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
K	0.85	0.87	0.85	0.95	0.83	0.91	0.80	0.90
Σ interl.	0.87	0.90	0.87	0.97	0.87	0.94	0.83	0.94
Somme	6.93	6.99	6.91	6.96	6.97	6.94	6.99	7.00

Les micas contenus dans les stylolites sont également des micas dioctaédriques avec une somme des cations octaédriques moyenne de 2.065, st. dev. de ± 0.54 , donc légèrement plus élevée que celle des grandes phyllites. La charge interfoliaire est plus basse: moyenne de $.899 \pm 0.47$. Ce qui indiquerait que les paillettes de micas stylolitiques comporteraient des paillettes de chlorite.

Le tableau 4.3c permet de comparer les valeurs moyennes des cations des deux populations micacées.

Tab. 4.3c. Compositions chimiques moyennes des micas (grandes phyllites et micas dans les stylolites) des calcaires d'âge Bajocien (n° 31).

	Si	Al ^{tot}	Fe	Mg	K	Ti	Na	Ca	Mn	Somme
Grands micas	3.20	2.54	.1	.14	.89	.03	.07	.02	.001	6.98
Micas (stylolites)	3.45	1.98	.18	.42	.87	.04	.01	.02	.001	6.96

La somme des cations est un peu plus élevée pour les micas de plus grande taille (6.98) que pour les micas situés dans les stylolites (6.96). Ces derniers sont de taille plus faible. Ils sont plus difficiles à analyser et contiennent en plus des molécules d'eau qui ne sont pas analysées.

Les deux populations de micas, présentent des substitutions chimiques, qui sont représentées sur les figures suivantes (4.19b-4.19e).

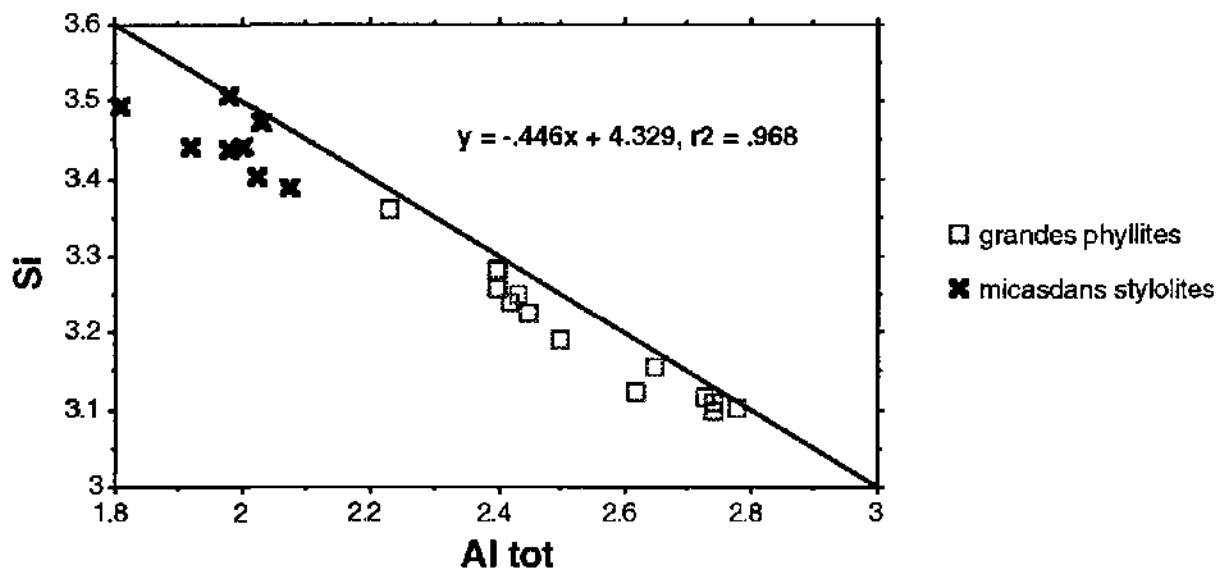


Fig. 4.19b. Taux de Si en fonction du taux d'Al^{tot}: calcaires bajociens (n°31).

Les micas néoformés situés dans les joints stylolitiques sont plus riches en Si que les micas détritiques.

La substitution tschermakitique est maximale dans les micas néoformés, situés dans les stylolites (déformation principale).

Les paillettes de micas de plus grande taille, d'origine déritique, sont également affectées par le métamorphisme, mais dans une moindre mesure car la substitution par le Si est moindre.

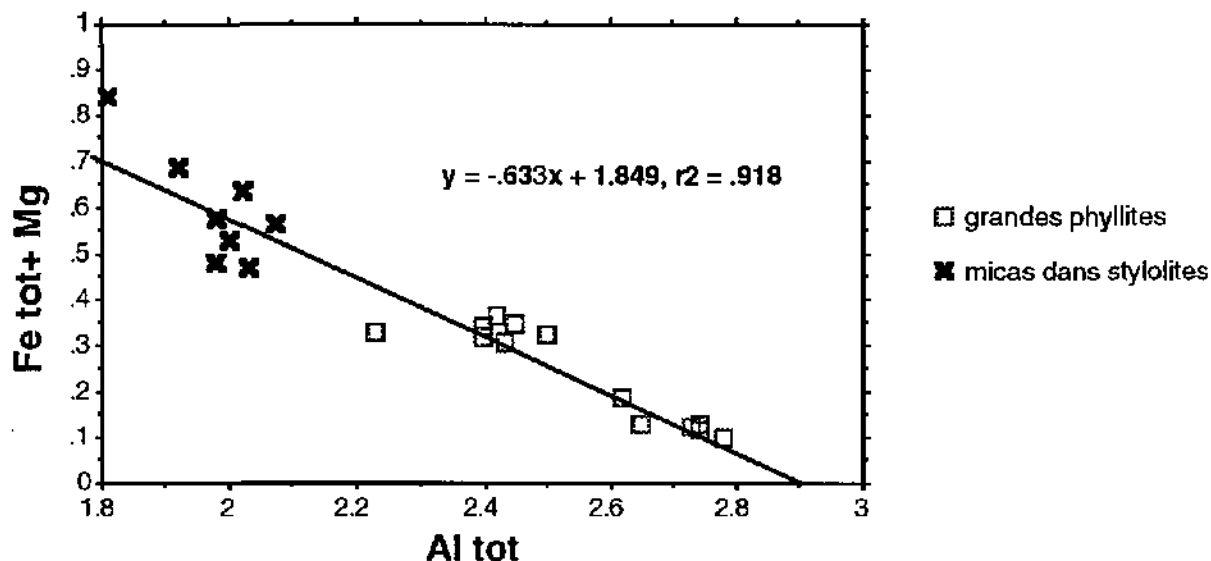


Fig. 4.19c. Taux de Fe^{tot} + Mg en fonction du taux d'Al^{tot}: calcaires bajociens (n°31).

On constate que le taux d'Al^{tot} est inversement proportionnel à la quantité de cations Fe et Mg (fig. 4.19c).

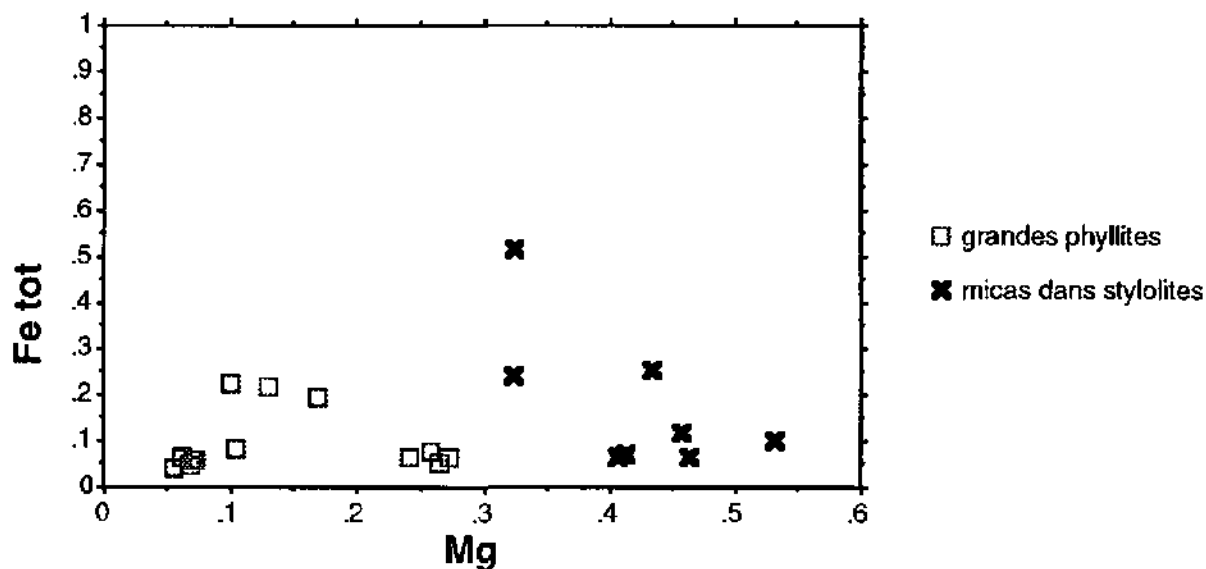


Fig. 4.19d. Taux de Fe^{tot} en fonction du taux de Mg: calcaires bajociens (n°31).

Les micas néoformés situés dans les joints stylolitiques sont plus riches en Fe et en Mg que les micas détritiques (fig. 4.19d).

C'est le magnésium qui est le cation prédominant de la substitution. Le fer est en quantité plus faible. Le taux de magnésium augmente avec le taux de substitution tschermakitique global.

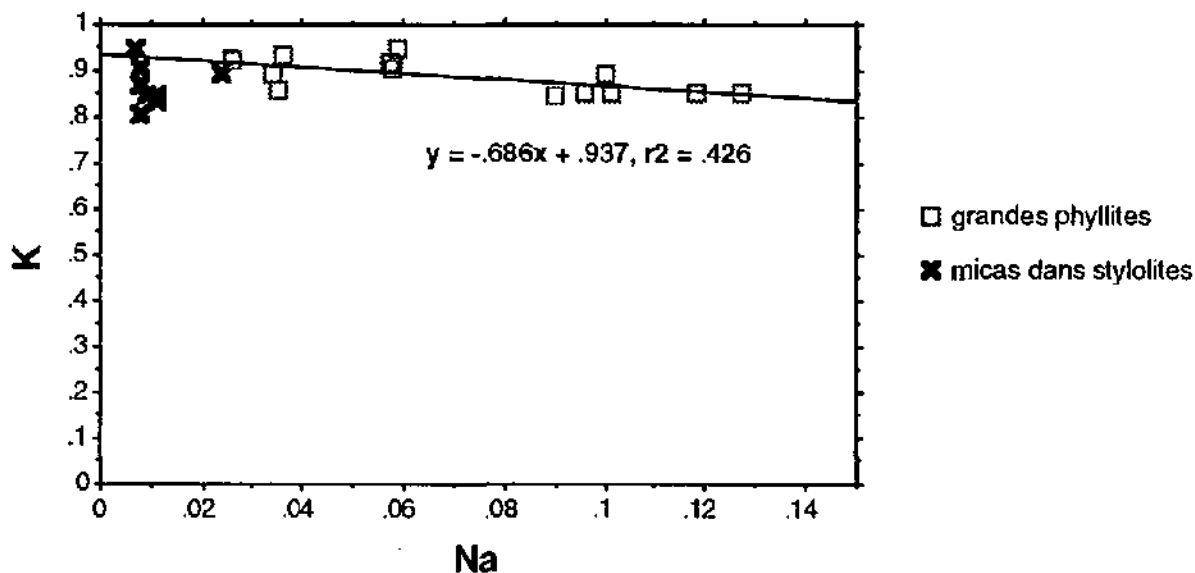


Fig. 4.19e. Taux de K en fonction du taux de Na: calcaires bajociens (n°31).

Dans ces calcaires bajociens (n°31) qui montrent une lithologie calcaire et magnésienne, pauvre en alumine, la substitution paragonitique est très faible voire absente. Il n'y a pas de substitution paragonitique (fig. 4.19e) dans les phyllites des joints stylolitiques. Ce type de substitution se réalise, quoique très faiblement dans les micas de plus grande taille.

Evolution de la substitution tschermakitique dans diverses lithologies de la Nappe de Morcles

L'évolution de la substitution tschermakitique (Al^{tot}/Si) (fig. 4.20), dans les micas de la Nappe de Morcles, se présente de la façon suivante:

Front de la nappe

- flysch

Au front de la nappe, les micas du flysch sont peu affectés par le métamorphisme. Ils présentent une composition chimique assez homogène autour du pôle muscovitique, il y a peu, voire pas de substitution de Al par Si.

- quartzites à glauconite

Les micas des quartzites à glauconite (Gault) présentent un début de substitution tschermakitique.

Flanc normal

- marnes à Globigérines

Au flanc normal, les micas des marnes à Globigérines ne montrent qu'une faible substitution tschermakitique.

Coeur de la nappe

- schistes aaléniens

Au coeur de la nappe, les micas des schistes aaléniens présentent une substitution tschermakitique assez faible.

Racines de la nappe

- calcaires bajociens

Aux racines, la substitution Fe ou Mg est très présente dans les micas des calcaires bajociens

- schistes verts

Ce type de substitution est également présent dans les micas des schistes verts.

- schistes aaléniens

Les micas des schistes aaléniens présentent une substitution tschermakitique faible, aux racines comme au coeur de la nappe.

- calcaires siliceux

Les calcaires siliceux (Hauterivien) possèdent une prédominance de micas trioctaédriques riches en Mg.

Si on corrèle le degré de substitution par le Si à des conditions thermobarométriques (Massone et Schreyer, 1987), on trouve une pression d'environ 10 kbar pour les phengites situées dans les joints stylolitiques. A cette pression correspondrait une température d'environ 400° (température calculée avec les chlorites des schistes aaléniens de Saillon comme géothermomètre, Cathelineau, 1998).

Evolution de la substitution du Mg par le Fe¹⁰⁺ dans diverses situations tectoniques de la Nappe de Morcles

L'évolution de la quantité de Mg par rapport à la quantité de Fe¹⁰⁺ dans les micas de la Nappe de Moreles (fig. 4.21) est la suivante:

- Au front de la nappe et dans le flanc normal, la quantité de Fe¹⁰⁺ est directement proportionnelle à la quantité de Mg.
- Au coeur de la nappe, la proportionnalité entre la quantité de Fe¹⁰⁺ et la quantité de Mg est claire ($r^2 = 0.987$).
- Aux racines de la nappe, la relation entre la quantité de Fe¹⁰⁺ et la quantité de Mg est très présente dans les schistes verts, les calcaires siliceux (Hauterivien) et surtout dans les schistes aaléniens, aussi bien au coeur qu'aux racines de la nappe. Dans les calcaires d'âge Bajocien, cette proportionnalité est absente, quoique le taux de Mg augmente avec la substitution tsermakitique.

Evolution de la substitution du Al par Fe+Mg dans diverses situations tectoniques de la Nappe de Morcles

L'évolution de la substitution d'Al par Fe+Mg dans les micas de la Nappe de Morcles (fig. 4.22), se présente comme suit:

- Au front de la nappe, il y a peu, voire pas de substitution d'Al par Fe+Mg, dans le flysch qui présente une composition chimique assez homogène autour du pôle muscovitique. Les quartzites (Gault) présentent une substitution assez significative.
- Au flanc normal, les micas des marnes à Globigérines ne montrent presque pas substitution d'Al par Fe+Mg et restent très alumineuses.
- Aux racines, la substitution d'Al par Fe+Mg est présente dans les schistes verts du plan de chevauchement, mais également dans les calcaires d'âge Bajocien.

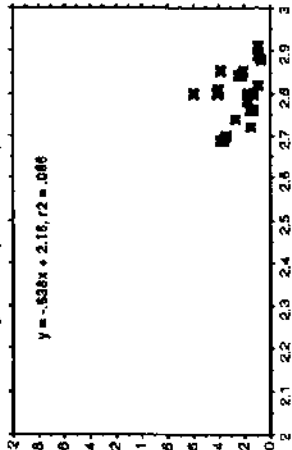
Les calcaires siliceux (Hauterivien) possèdent une prédominance de micas trioctaédriques. Les schistes aaléniens, très alumineux, présentent peu de substitution d'Al par Fe+Mg aux racines, mais au coeur cette tendance est plus marquée.

En conclusion, dans les roches du front et du flanc normal de la nappe de Morcles, la substitution tsermakitique se marque assez peu, que ce soit dans des lithologies détritiques pauvres en micas (quartzites à glauconie, n° 73) ou un peu plus riches en micas (flysch, n°101) ou dans des lithologies plus alumineuses (marnes à Globigérines, n° 256), tandis qu'aux racines de la nappe, cette substitution se marque dans des schistes verts (n°1), situés près du plan de chevauchement de la nappe et surtout dans des calcaires d'âge Dogger (n° 31), situés au dessus de la colline de Saillon (Le Dailey-Plan des Combes).

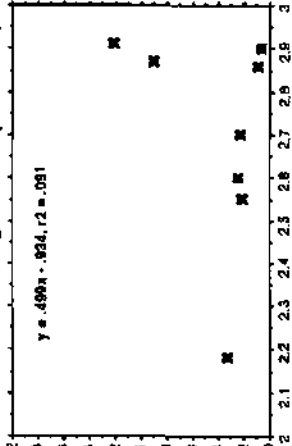
Dans les zones soumises à une déformation (zones de cisaillement, écrasement, plan de chevauchement), la composition chimique des micas est phengitique (substitution tsermakitique) dans les lithologies calcaires (pauvres en alumine) ou paragonitique (voir chap. 4.2.2) dans les lithologies schisteuses (riches en alumine).

Al tot

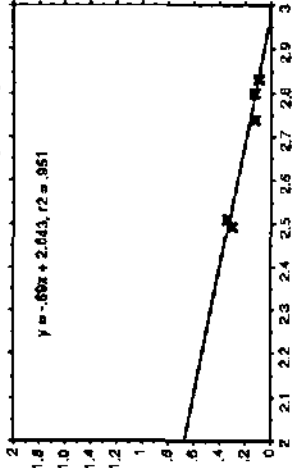
Front (Arbalesse)
Flysch (n° 101)



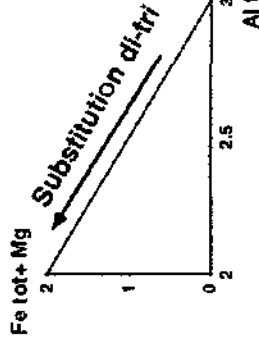
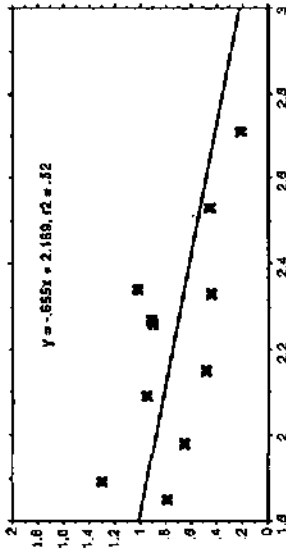
Flanc normal (Anzeindaz)
Marnes à Globigérines (n° 256)



Racines (Saillon)
Schistes verts (n° 1)



Quartzites (n° 73, Gault)



Calcaires siliceux (n° 111, Hauteriviens)

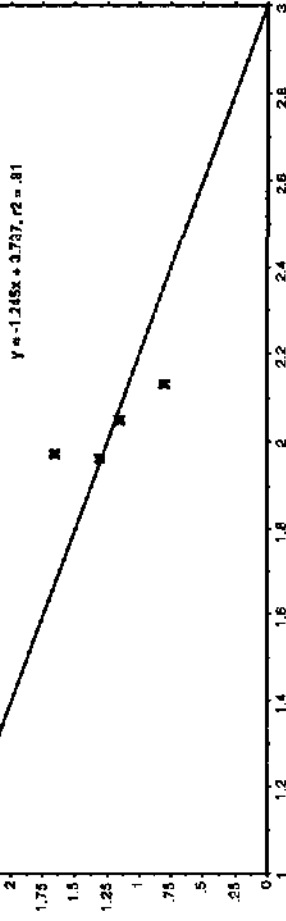
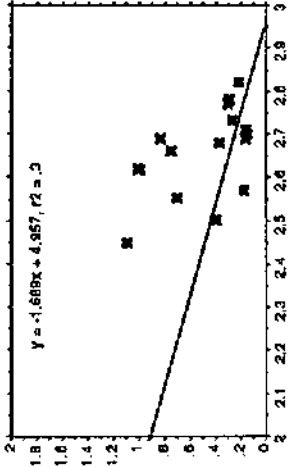


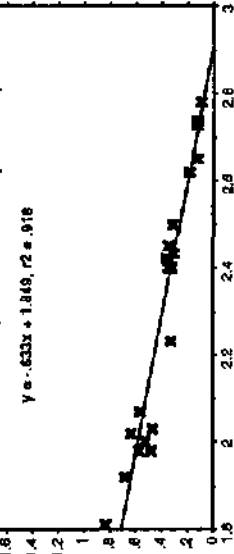
Fig. 4.22. Evolution de la substitution d'Al per Fe+Mg dans les micas de la Nappe de Morcles:

- Au front de la nappe, il y a peu voire pas de substitution d'Al par Fe+Mg, dans le flysch qui présente une composition chimique assez homogène autour du pôle muscovitique.
- Les quartzites (Gault) montrent une substitution assez significative.
- Les micas des marnes à Globigérines du flanc normal ne montrent presque pas substitution d'Al par Fe+Mg.
- La substitution d'Al par Fe+Mg est présente aux racines dans les schistes verts du plan de chevauchement, mais également dans les calcaires d'âge Bajocien.
- Les calcaires siliceux (Hauteriviens) montrent une prédominance de micas trioctaédriques.
- Les schistes aaléniens présentent peu de substitution d'Al par Fe+Mg aux racines, mais au coeur cette tendance est plus marquée.

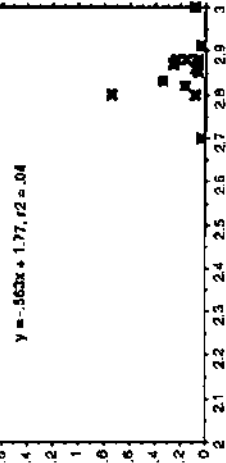
Coeur (Tenèvre)
Schistes aaléniens (n° 27)



Calcaires (n° 31, Bajocien)



Schistes aaléniens (n° 120)

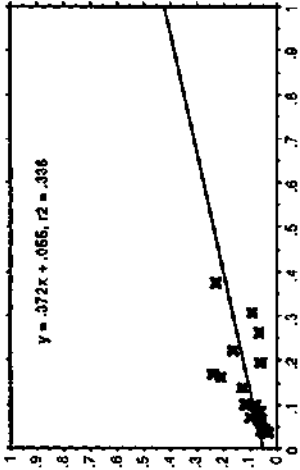


Fe tot + Mg

Mg

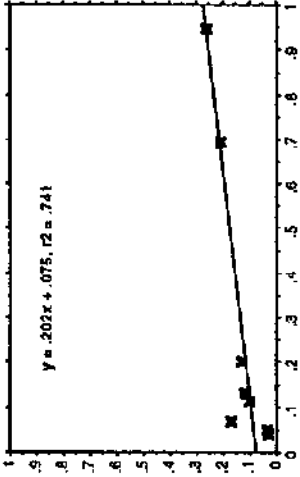
Front (Arbalesse)

Flysch (n° 101)



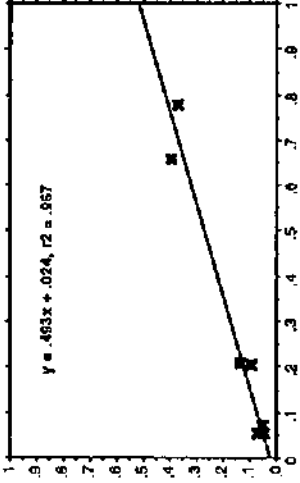
Flanc normal (Anzeindaz)

Marnes à Globigérines (n° 256)

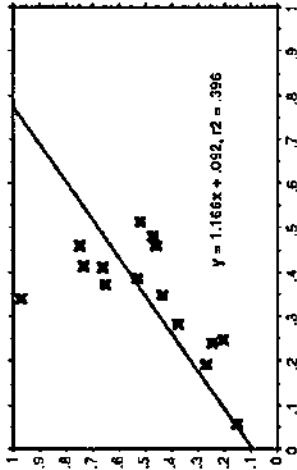


Racines (Saillon)

Schistes verts (n°1)



Quartzites (n° 73, Gault)



Calcaires siliceux (n° 111, Hauteriviens)

$y = 1.821x - .617, r^2 = .827$



Calcaires (n° 31, Bajocien)

$y = .115x + .068, r^2 = .026$



Coeur (Tenèvre)

Schistes aaléniens (n° 27)

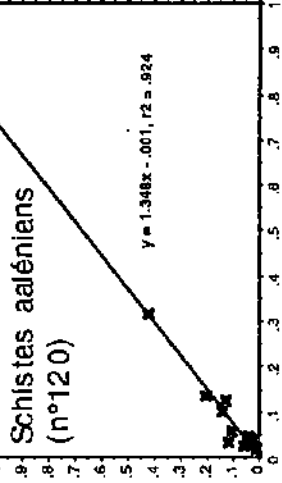
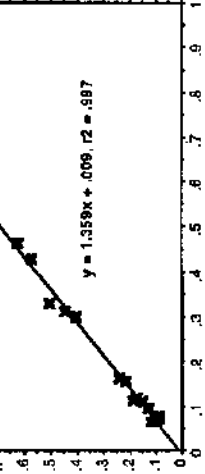


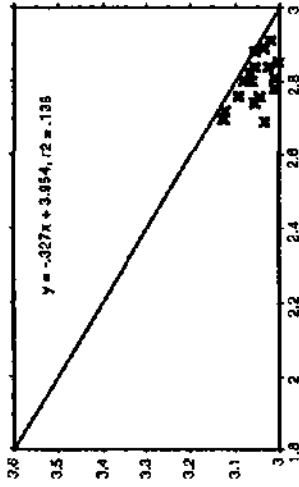
Fig. 4. 21. Evolution de la quantité de Mg par rapport à la quantité de Fe^{tot} dans les micas de la Nappe de Morcles:

- Au front de la nappe et dans le flanc normal, la quantité de Fe^{tot} est directement proportionnelle à la quantité de Mg.
- Aux racines de la nappe, la proportionnalité entre la quantité de Fe^{tot} et la quantité de Mg est très présente dans les schistes verts, les calcaires siliceux (Hauteriviens) et surtout dans les schistes aaléniens, aussi bien au coeur qu'aux racines de la nappe.
- Dans les calcaires d'âge Bajocien, cette proportionnalité est absente, mais il y a une population plus ferrifère et une population plus magnésienne (fig. 4.19d).

Al tot

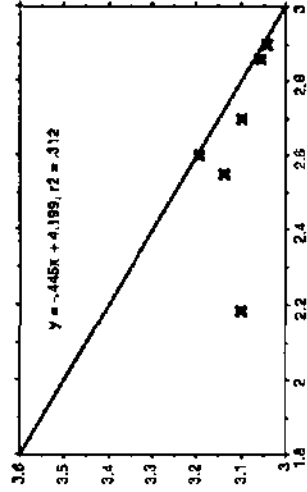
Front (Arbalesse)

Flysch (n° 101)



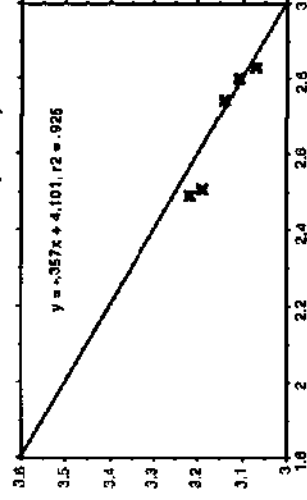
Flanc normal (Anzeindaz)

Marnes à Globigérines (n° 256)



Racines (Saillon)

Schistes verts (n° 1)



Quartzites (n° 73, Gault)

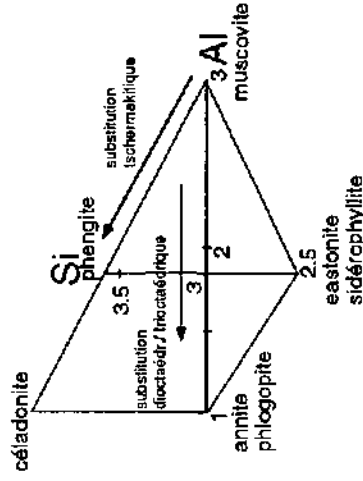
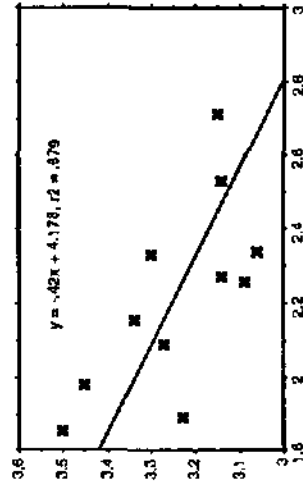
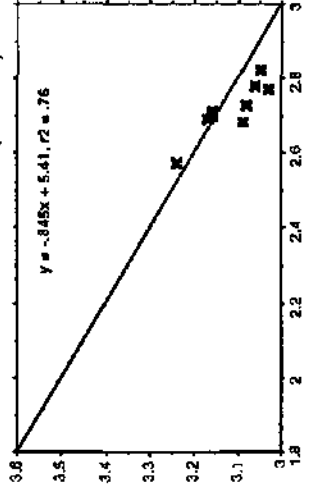


Fig. 4.20. Evolution de la substitution tschermakitique (Al tot / Si) dans les micas de la Nappa de Morclea.

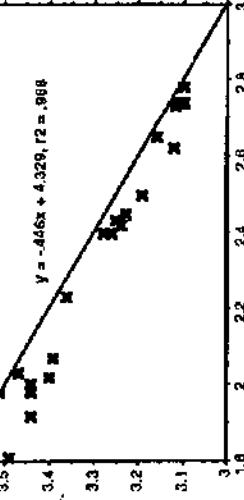
- Au front de la nappe, il y a peu voire pas de substitution de Si par Al, dans le flysch qui présente une composition chimique assez homogène autour du pôle muscovitique.
- Les quartzites (Gault) présentent une substitution assez marquée.
- Les micas des marnes à Globigérines ne montrent qu'une faible substitution tschermakitique.
- La substitution tschermakitique est très présente aux racines dans les calcaires d'âge Bajocien, mais également dans les schistes verts.
- Les calcaires siliceux (Hauterivien) montrent une prédominance de micas tricoctaédriques (phlogopite).
- Les schistes aaléniens présentent une substitution tschermakitique assez faible. Les micas sont placés près du pôle muscovitique.

Coeur (Tenèvre)

Schistes aaléniens (n° 27)



Calcaires (n° 31, Bajocien)



Schistes aaléniens (n° 120)

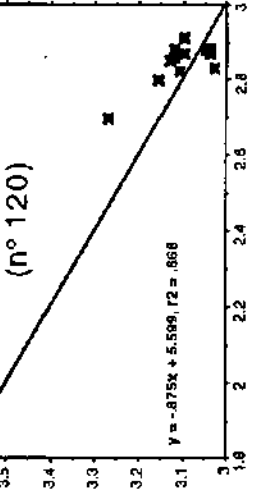


Diagramme de référence modifié d'après Baudin et Marquer, 1993.

4.2.2. Les micas sodiques (substitution paragonitique et paragonite)

D'après Winkler (1967) et Miyashiro (1973), la paragonite n'apparaît qu'au début du faciès schistes verts (épizone). Frey (1987a) a également décrit ce mica sodique dans des faciès de métamorphisme légèrement au dessus de 300° et de 2-7 kbar.

D'après Kübler *et al.* (1979), la paragonite survient au début de l'anchizone et persiste dans l'épizone.

La paragonite est souvent associée aux minéraux suivants (Frey, 1987a, Pe-Piper, 1984):

- Interstratifié paragonite/muscovite ou phengite: associé à la paragonite, ce minéral s'individualise bien à 1.960 Å. Frey (1969a) l'attribue à l'anchizone, voire au début de l'épizone, quoique Merriman et Roberts (1985) et Weaver et Broekstra (1984) citent son apparition dès la fin de la diagenèse.
- Mica (illite, phengite, muscovite)
- Chlorite
- Quartz

La paragonite est un phyllosilicate monoclinique pseudo-hexagonal à clivage {001} parfait (Deer *et al.*, 1962).

Paramètres de maille: $a = 5.13 \text{ \AA}$, $b = 8.89 \text{ \AA}$, $d_{002} = 9.5 \text{ \AA}$, $b \approx 95^\circ$

Formule théorique: $\text{NaAl}_2 [\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_2$

Caractères optiques: (Roubault *et al.*, 1963; Tröger *et al.*, 1971)

- habitus: paillettes
- incolore
- allongement positif
- extinction droite
- réfringence moyenne (1.564 - 1.609)
- biréfringence forte (.036 - .029)
- biaxe négatif ($2V \ 40^\circ - 50^\circ$)

Analyses effectuées

Au vu de ses caractéristiques optiques, l'analyse d'une lame mince au microscope polarisant ne permet pas de différencier la paragonite de la muscovite ou d'un autre mica blanc (illite, phengite) de façon certaine. La paragonite apparaît, par contre, de façon claire sur les diffractogrammes RX des fractions fines orientées. Elle se distingue également sur les analyses de la roche totale, lorsqu'elle est présente en quantités suffisantes.

Des analyses géochimiques à la microsonde électronique ont été effectuées sur les échantillons les plus représentatifs. Ces analyses se sont avérées difficiles étant donné la faible taille des cristaux de paragonite.

Occurrence de la paragonite dans la nappe de Morcles

La paragonite est décelée (tab. 4.4) au début de la série renversée (Gault, n°1) et se retrouve dans des calcaires urgoniens marmorisés (n° 2 et 5, Saillon-carrière de la Sarvaz), ainsi que dans divers niveaux d'âge Hauterivien et Valanginien calcaire. Elle est présente dans les calcaires d'âge Argovien et dans d'autres calcaires attribués au Malm. Elle se retrouve dans les niveaux d'âge Dogger supérieur et inférieur (Aalénien) et dans les niveaux d'âge Pliensbachien.

La paragonite se trouve souvent en quantités assez faibles, elle est toujours accompagnée de mica (10Å). Dans l'échantillon n° 2 provenant du plan de chevauchement à Saillon (marbres du Crétacé inf.), elle se trouve en assez forte quantité, tout comme dans les schistes aaléniens de la région du Tenèvre (n° 24). Dans les schistes aaléniens de la région de Saillon, elle est accompagnée de chloritoïde.

Paragenèse rencontrée dans la roche totale

Tab. 4.4. Paragenèse de la paragonite dans la roche totale.

N° et origine de l'échantillon	Cc. 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.19Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Ch _7Å	Mi _10Å	Py-rite _2.7Å
1 La Sarvaz (Gault)	+	+	+	+		+	+	
2 La Sarvaz (Urgonien)	+	+						
5 La Sarvaz (Urgonien)	+	+	+			+	+	+
9 La Sarvaz (Argovien)	+	+						
113 La Sarvaz (Valanginien)	+	+						
117 La Sarvaz (Dogger)	+	+				+		
120 Saillon (Aalénien)		+	+	+	+	+	+	+
121 La Sarvaz (Pliensbachien)	+	+				+	+	
20 Neimia (Toarcien)	+							
22 Tenèvre (Aalénien)	+	+	+			+	+	
24 Tenèvre (Aalénien)	+	+		+		+	+	
25 Tenèvre (Aalénien)	+	+		+		+	+	
27 Tenèvre (Aalénien)	+	+		+		+	+	+
130 Courtenaz (Valanginien)	+	+						
145 Lizerne (Valanginien)	+	+						
148 Lizerne (Valanginien)	+							
150 Lizeme (Hauterivien)	+	+						
151 Lizeme (Hauterivien)	+	+						
160 Lizeme (Hauterivien)	+	+						
168 Lizeme (Valanginien)	+							
125 Saxon (Argovien)	+	+			+			
3070 Guttet (Malm)	+							
3069 Andermatt (Schiste à Ct.)		+				+	+	

Les échantillons 1-168 proviennent de la nappe de Morcles, le n° 125 provient de la région de Saxon (autochtone, Mt. Blanc) et les échantillons 3070 et 3069 proviennent de la région de Loèche et d'Andermatt (excursion EUG VI, 1991).

Contrairement au stilpnomélane (chap. 6.2), la paragonite n'est pas attachée à un niveau lithostratigraphique particulier, mais apparaît aussi bien dans des calcaires purs ou gréseux que dans des schistes à teneur de carbonates variable.

Il n'y a jamais de kaolinite ni de rectorite dans les échantillons de schistes aaléniens contenant de la paragonite. Par contre, la chlorite est souvent présente, de même que le mica, la pyrite, le feldspath potassique et la dolomite.

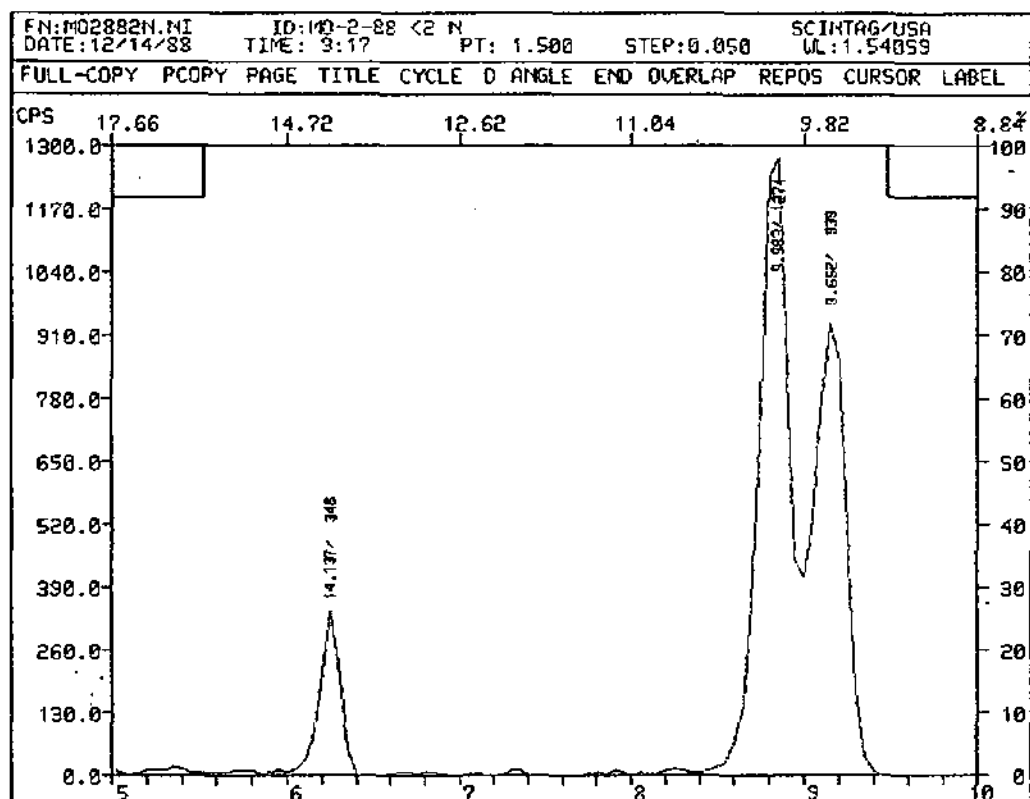


Fig. 4.23. Détail du premier pic de la paragonite dans les marbres de Saillon avec mica et chlorite (n° 2, Saillon, La Sarvaz) fractions fines <2µm air-dry.

Paragenèse rencontrée dans les fractions fines (tab. 4.5)

Tab. 4.5. Paragenèse de la paragonite dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

N° et origine de l'échantillon	Ch ~7Å	Mi ~10Å	P/M 1.96Å	Ct 4.44Å	Pyrite ~2.7Å	Do 2.89Å	FK 3.24Å
1 La Sarvaz (Gault)	+	+					+
2 La Sarvaz (Urgonien)	+	+	+		+		
5 La Sarvaz (Urgonien)		+	+				+
9 La Sarvaz (Argovien)	+	+					
113 La Sarvaz (Valanginien)	+	+			+		
117 La Sarvaz (Dogger)	+	+			+	+	+
120 Saillon-La Sarvaz (Aalénien)	+	+		+			
121 La Sarvaz (Pliensbachien)	+	+					+
20 Neimia (Toarcien)	+	+			+		+
22 Ténèvre (Aalénien)	+	+			+		+
24 Ténèvre (Aalénien)	+	+	+				+
25 Ténèvre (Aalénien)	+	+	+		+		+
27 Ténèvre (Aalénien)	+	+	+		+		+
130 Courtenaz (Valanginien)	+	+					
145 Lizerne (Valanginien)	+	+			+		
148 Lizerne (Valanginien)	+	+			+		+
150 Lizerne (Hauterivien)	+	+			+		
151 Lizerne (Hauterivien)	+	+			+		
160 Lizerne (Hauterivien)	+	+					
168 Lizerne (Valanginien)	+	+					
125 Saxon (Argovien)	+	+					

Fractions fines orientées positions des 4 principales réflexions basales (00l) (tab. 4.6, 4.7, 4.8 et 4.9)

La première réflexion basale à 9.64Å (001 pour le polytype 1M et 002 pour le polytype 2M) ne s'individualise sur les bordereaux (avec les conditions diffractométriques utilisées) que si la paragonite se trouve en quantités suffisantes dans l'échantillon. Sinon, il n'apparaît qu'un épaulement adjacent au mica (fig. 4.24).

Par contre la deuxième réflexion basale à 4.8Å (002 pour le polytype 1M et 004 pour le polytype 2M) se distingue bien entre celle du mica et celle de la chlorite.

La troisième réflexion basale à 3.2Å (003 pour le polytype 1M et 006 pour le polytype 2M) peut se confondre avec celle du plagioclase sodique de type albite.

Comme la deuxième réflexion, la quatrième réflexion basale à 1.92Å (005 pour le polytype 1M et 0010 pour le polytype 2M) se distingue elle aussi très bien.

Tab. 4.6. Positions des 4 principaux pics de la paragonite (< 2 µm air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° de l'échantillon	fractions < 2 µm air-dry							
	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM	4ème pic en CPM
1 La Sarvaz	---	4.804	3.193	1.919	17400	7574	18838	3020
2 La Sarvaz	9.677	4.812	3.200	1.921	43889	23849	63665	12101
5 La Sarvaz	---	4.818	3.197	1.919	3280	4451	10012	1519
9 La Sarvaz	---	4.828	3.207	1.923	---	2508	3652	1170
113 La Sarvaz	---	4.821	3.198	1.921	---	2538	8117	974
117 La Sarvaz	9.657	4.818	3.202	1.921	8259	4894	14330	2546
121 La Sarvaz	---	4.812	3.195	1.919	---	2041	5902	1085
20 Neimia	---	4.836	3.212	1.924	3600	2302	5904	786
22 Tenèvre	---	4.812	3.211	1.920	---	2880	5760	1260
24 Tenèvre	---	4.820	3.195	1.919	---	8991	27384	4052
25 Tenèvre	---	4.837	3.206	1.922	---	5661	13451	1550
27 Tenèvre	---	4.815	3.200	1.922	---	5716	14013	1588
130 Courtenaz	9.622	4.822	3.199	1.921	2270	2378	7000	1475
145 Lizerne	---	4.857	3.216	1.917	---	1383	1325	727
148 Lizerne	9.648	4.821	3.200	1.921	8022	5475	15524	2801
150 Lizerne	---	4.805	3.202	1.922	---	3454	4212	872
151 Lizerne	---	---	3.196	1.929	---	---	7254	859
160 Lizerne	9.640	4.814	3.245	1.920	6780	4497	2220	1542
168 Lizerne	---	---	3.195	1.920	---	---	5156	928
125 Saxon	---	4.829	3.196	1.920	---	3221	8723	1234

FN: M02882N.PK
DATE: 12/14/88

ID: M0-2-88 <2 N
TIME: 9: 17

PT: 1.500 STEP: 0.050

SCINTAG/USA
WL: 1.54059

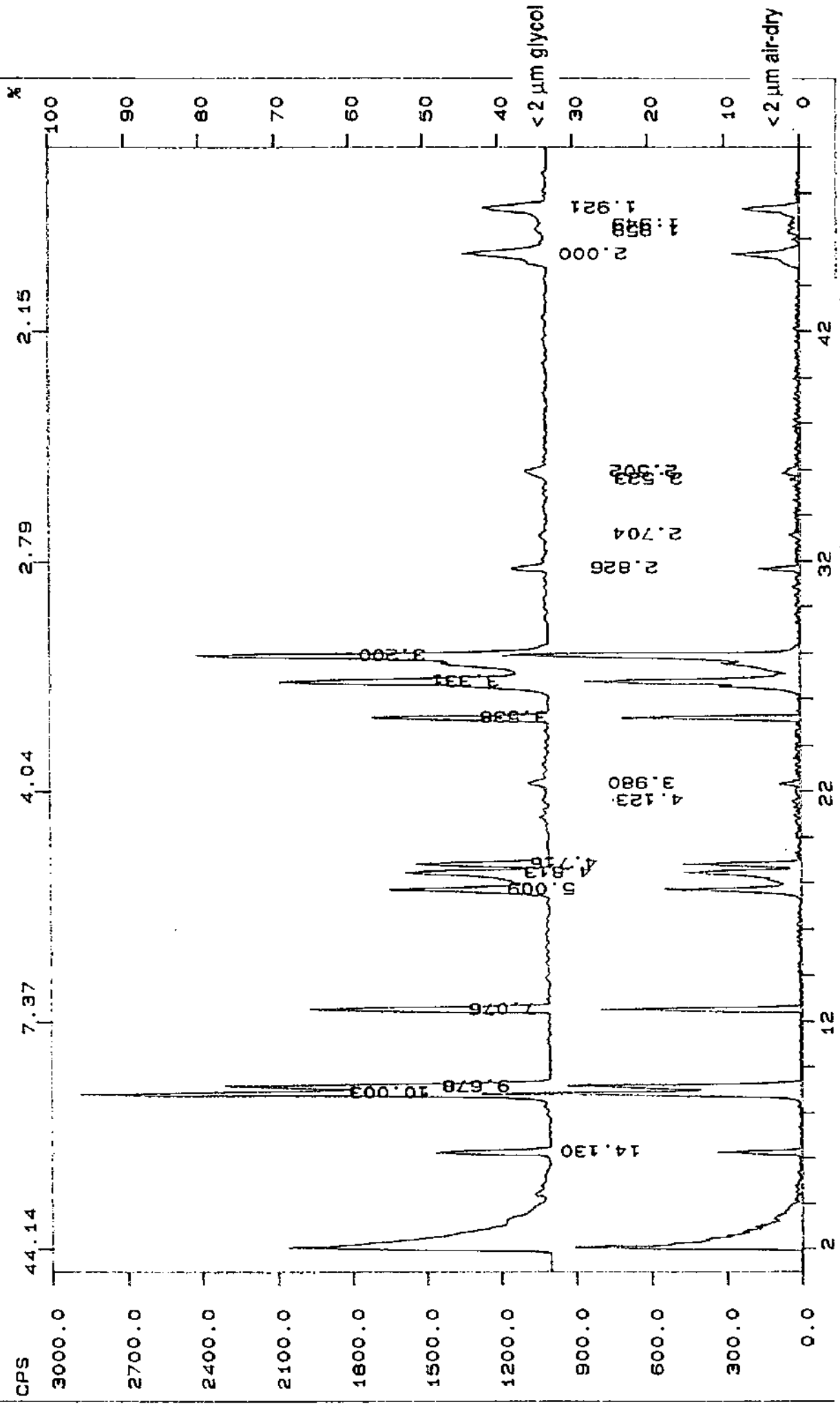


Fig. 4.24. Paragonite dans les marbres de Saillon avec mica et chlorite (n°2, Saillon, La Sarvaz) fractions fines orientées < 2μm air-dry et glycol.

Tab. 4.7. Positions des 4 principaux pics de la paragonite (<2 µm glycol) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° et origine de l'échantillon	fractions < 2 µm glycol							
	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM	4ème pic en CPM
1 La Sarvaz	----	4.828	3.206	1.923	----	11433	21458	3142
2 La Sarvaz	9.639	4.806	3.188	1.919	72942	34099	83130	14955
5 La Sarvaz	----	4.804	3.194	1.917	----	5769	12230	1805
9 La Sarvaz	----	4.838	3.208	----	----	2212	6729	----
113 La Sarvaz	----	4.820	3.196	1.921	----	2623	7637	1093
117 La Sarvaz	9.605	4.818	3.198	1.915	2565	1890	7813	869
121 La Sarvaz	----	4.821	3.196	1.921	----	977	4263	601
20 Neimía	----	4.813	3.189	1.921	----	2786	5583	840
22 Tenèvre	----	4.833	3.205	1.923	----	4708	8403	1174
24 Tenèvre	----	4.820	3.208	1.923	----	19704	29200	4390
25 Tenèvre	----	4.834	3.198	1.920	----	3514	9458	1006
27 Tenèvre	----	4.823	3.197	1.920	----	2950	9913	1801
130 Courtenaz	9.631	4.816	3.201	1.920	4030	1759	5749	1139
145 Lizerne	----	----	3.196	----	----	----	987	----
148 Lizerne	9.553	4.798	3.188	1.917	6911	3680	11255	2014
150 Lizerne	----	4.792	3.197	1.905	----	1480	2775	817
151 Lizerne	9.587	4.820	3.185	1.918	1993	597	4288	824
160 Lizerne	9.663	4.825	3.199	1.920	3697	1791	5061	830
168 Lizerne	----	----	3.198	1.918	----	----	3882	840
125 Saxon	----	4.841	3.217	----	----	3485	5801	----

Il n'y a pas de déplacement sensible des pics après le glycolage, la paragonite n'étant pas un minéral gonflant.

Tab. 4.8. Positions des 4 principaux pics de la paragonite (2-16 µm air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° et origine de l'échantillon	tractions 2-16µm air-dry							
	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM	4ème pic en CPM
1 La Sarvaz	----	4.814	3.201	1.921	----	7378	19995	2257
2 La Sarvaz	9.692	4.819	3.202	1.921	42203	23735	63639	10846
5 La Sarvaz	----	4.805	3.194	1.920	----	6769	21587	3576
9 La Sarvaz	9.657	4.821	3.201	1.925	3825	3098	7245	1301
113 La Sarvaz	----	4.818	3.197	1.920	----	2146	9551	1535
117 La Sarvaz	----	4.818	3.200	1.921	----	4652	14280	1810
121 La Sarvaz	----	4.818	3.206	1.922	----	6180	13920	2100
20 Neimía	9.648	4.817	3.201	1.923	4815	3032	7191	1211
22 Tenèvre	----	4.817	3.195	1.921	----	3258	10160	1500
24 Tenèvre	----	4.822	3.201	1.922	----	8873	29110	4098
25 Tenèvre	----	4.818	3.203	1.923	----	2860	7572	930
27 Tenèvre	----	4.813	3.197	1.920	----	2742	7754	921
130 Courtenaz	----	4.805	3.184	1.913	----	951	3674	871
145 Lizerne	9.605	4.810	3.193	1.919	----	4393	15855	3042
148 Lizerne	9.657	4.818	3.195	1.919	2078	1106	5761	778
150 Lizerne	9.657	4.818	3.184	1.920	5973	2286	77417	1070
151 Lizerne	9.605	4.818	3.192	1.919	10184	4600	3462	3451
160 Lizerne	9.617	----	3.193	1.920	1419	----	3673	719
168 Lizerne	9.676	4.810	3.201	----	1268	1104	2456	----
125 Saxon	----	4.815	3.201	1.922	----	5911	18199	2922

Variation des positions des 4 principaux pics de la paragonite selon la fraction argileuse considérée

Tab. 4.9. Positions des 4 principaux pics de la paragonite (moyennes) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

(Morcles + Saxon)	Moyennes et écart type				Maximum				Minimum			
	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å
<2 µm air-dry	9.649 ±.020	4.821 ±.013	3.203 ±.012	1.921 ±.002	9.677	4.857	3.245	1.929	9.622	4.804	3.193	1.917
<2 µm glycol	9.613 ±.040	4.819 ±.013	3.199 ±.007	1.919 ±.004	9.663	4.841	3.217	1.923	9.553	4.792	3.185	1.905
2-16 µm air-dry	9.646 ±.031	4.815 ±.005	3.197 ±.006	1.921 ±.002	9.692	4.822	3.206	1.925	9.605	4.805	3.184	1.913
Borg et Smith (1969)	9.656	4.828	3.219	1.931								
Chatterjee, 1M (1970)	9.665	4.922	3.212	1.928								
Chatterjee, 2M (1970)	9.633	4.814	3.207	1.925								

A cause des couches gonflantes associées au micas, la variation des positions (tab. 4.9) des 4 principaux pics de la paragonite (moyennes corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å) est assez grande sur le premier pic (9.6Å), tandis que sur les autres pics les valeurs sont assez stables. La variabilité sur les positions des réflexions de la fraction 2-16 µm est comparable à celle des fractions plus fines.

Les intensités brutes des pics de paragonite en fonction de la fraction granulométrique (<2 µm et 2-16 µm).

Si on considère les intensités brutes du pic à 4.8Å (3ème réflexion basale de la paragonite) respectivement dans les deux fractions granulométriques (< 2 µm et 2-16 µm), on constate que la paragonite se trouve en quantités à peu près égales dans ces deux fractions (fig. 4.25).

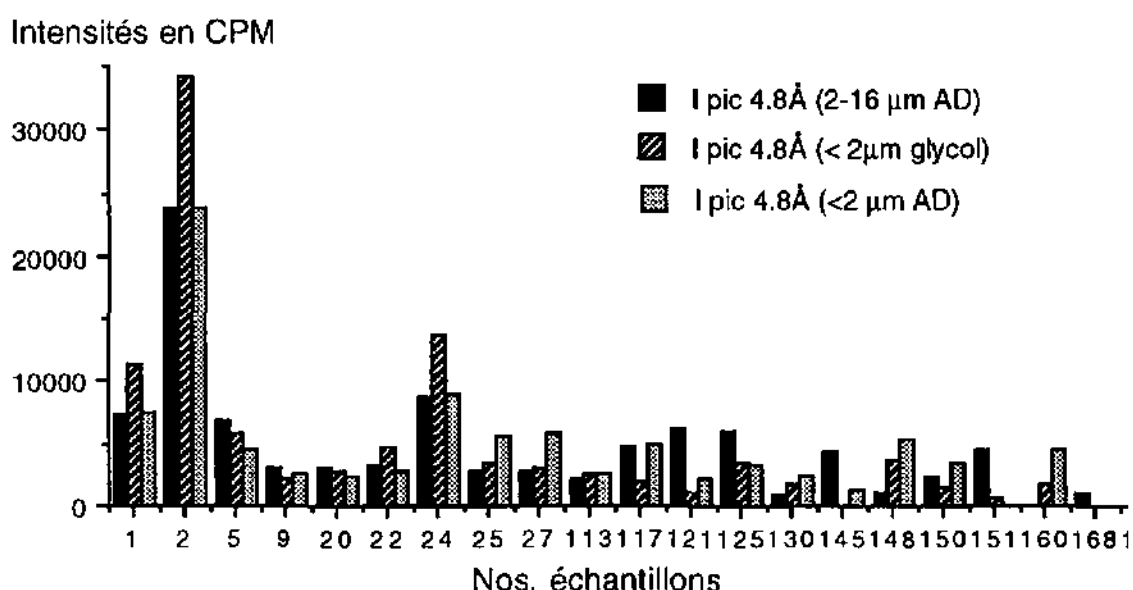


Fig. 4.25. Paragonite: les intensités brutes du pic à 4.8Å en fonction de la fraction granulométrique (<2 µm et 2-16 µm).

Trois exemples de substitution paragonitique: les schistes noirs aaléniens (au flanc inverse et aux racines de la nappe) et les schistes verts (Crétacé inf.)(aux racines de la nappe).

Schistes à paragonite (Aalénien, Tenèvre, n° 27)

Cet échantillon présente un diagramme DX caractéristique de la paragonite. La réflexion à 1.96Å indique la présence de l'interstratifié paragonite/muscovite.

Au microscope, la schistosité est marquée à la fois par des accumulations de matière organique et par une orientation des cristaux de carbonates qui sont souvent zonés de brun au centre. Des nodules de pyrite sont englobés dans les carbonates ou alignés le long de la schistosité.

Il y a deux schistosités: une principale qui marque le clivage schisteux de la roche et une deuxième plus discrète, dans laquelle les phyllosilicates marquent un angle de 45° en moyenne avec la schistosité principale.

Ces phyllosilicates (biaxe négatif 50°) sont composés d'une alternance de feuillets de mica et de chlorite (fig. 4.26) (leur analyse à la microsonde est présentée ci-dessous).

Ces paillettes mixtes sont déformées. La cristallisation semble être syncinématique. Il y a également des paillettes isolées de micas très finement cristallisés et de petits cristaux de tourmaline.

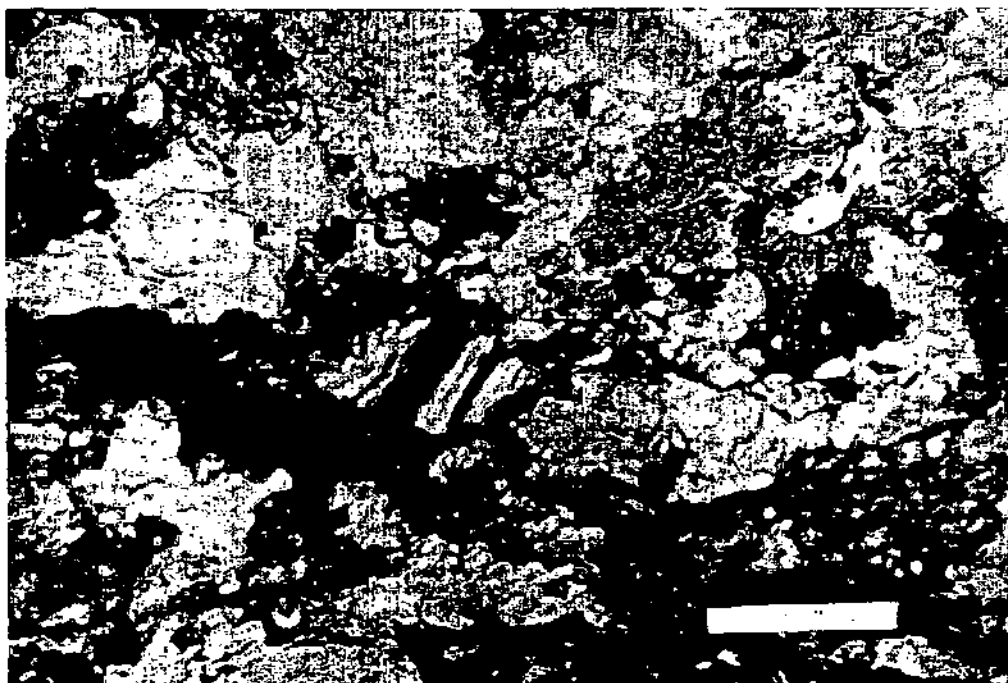


Fig. 4.26. Alternance de mica-paragonite-chlorite (au centre de la photo) dans les schistes aaléniens, Tenèvre, n°27, (barre = 0.1 mm, lumière polarisée).

Lors de l'analyse à la microsonde, la quantité de Na est souvent sous-estimée, (tab. 4.10), car cet élément est fortement volatil. Ceci explique que les droites de corrélation (Na/K) sont décalées vers la gauche (fig. 4.29).

(rappel: les chiffres indiquent le n° de l'analyse, tandis que les lettres indiquent le site de l'analyse, une même lettre correspondant à un même grain)

L'analyse des muscovites naturelles a montré qu'elles contiennent au maximum 2% de Na₂O. La paragonite pure (NaAl₂ [Si₃AlO₁₀](OH)₂) contient 8.1% de Na₂O.

Les tableaux 4.10-4.14 donnent les compositions chimiques et les formules structurales des micas calculées avec 11 oxygènes.

Tab. 4.10. Compositions chimiques et formules structurales des micas sodiques (n° 27, schistes aaléniens, Tenèvre).

N° analyses	115N	118O	123P	127Q	130D
Na ₂ O	1.85	1.48	1.65	1.61	1.05
K ₂ O	7.49	4.30	4.38	5.44	8.93
FeO	1.73	10.70	9.72	7.71	1.60
MgO	0.73	4.46	4.12	3.03	0.80
CaO	0.08	0.11	0.11	0.14	0.06
Al ₂ O ₃	35.02	29.84	31.81	32.63	34.46
MnO	0.11	0.00	0.08	0.00	0.00
SiO ₂	48.04	41.84	40.81	42.51	47.97
TiO ₂	0.07	0.86	0.40	0.05	0.05
Total oxydes	95.13	93.59	93.07	93.10	94.92
Si	3.18	2.92	2.85	2.94	3.17
Al IV	0.84	1.08	1.15	1.06	0.83
Al VI	1.87	1.38	1.48	1.61	1.86
Ti	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00
Fe	0.10	0.63	0.57	0.45	0.09
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.46	0.43	0.31	0.08
Σ oct.	2.04	2.51	2.50	2.37	2.03
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.24	0.20	0.22	0.22	0.14
K	0.63	0.38	0.39	0.48	0.75
Σ interl.	0.87	0.59	0.62	0.71	0.89
Somme	6.92	7.10	7.12	7.07	6.92

Les schistes aaléniens de la région de Tenèvre contiennent un mica sodique avec des proportions de Na₂O, variant de 1.054 à 4.290 % (tab. 4.10 et 4.11).

La charge interfoliaire est très basse, il y a également une tendance di-tri, on a donc probablement des mélanges paragonite+phengite+chlorite.

Les analyses atteignent des taux d'oxydes totaux variant entre 93.073 et 95.129%. Le pourcentage d'éléments non analysés, tels que l'eau est faible.

Les micas sont légèrement sodiques. Ils peuvent être riches en fer et magnésium (118 O, 123 P ou 127 Q) ou plutôt potassiques. La quantité de titane peut être très élevée et atteindre 7% de TiO₂ (113A).

Tab. 4.11. Compositions chimiques et formules structurales des micas paragonitiques (n°27, schistes aaléniens, Tenèvre).

N° analyses	111A	113A	114B	116G	117H	124J	125K	126L	128D
Na ₂ O	3.36	2.65	4.29	2.59	3.59	3.48	3.71	2.18	2.66
K ₂ O	3.99	4.83	3.76	3.86	5.02	4.29	5.09	7.17	4.11
FeO	3.15	4.19	3.39	7.14	2.33	3.94	1.59	2.75	8.80
MgO	1.17	1.58	1.15	2.96	0.99	1.56	0.73	1.12	3.21
CaO	0.33	0.24	0.16	0.18	0.14	0.26	0.17	0.20	0.19
Al ₂ O ₃	35.56	30.91	35.34	31.90	36.73	34.07	34.88	34.60	33.13
MnO	0.04	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.14
SiO ₂	46.21	41.39	45.55	40.49	46.68	46.38	48.06	46.08	41.75
TiO ₂	0.01	7.18	0.29	6.06	0.02	0.04	0.06	0.11	0.16
Total oxydes	93.82	93.03	93.92	95.19	95.52	94.01	94.28	94.20	94.14
Si	3.07	2.85	3.03	2.75	3.05	3.09	3.16	3.08	2.87
Al IV	0.94	1.16	0.97	1.25	0.96	0.91	0.84	0.92	1.13
Al VI	1.84	1.35	1.80	1.30	1.87	1.77	1.86	1.81	1.56
Ti	0.00	0.37	0.01	0.31	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe	0.18	0.24	0.19	0.41	0.13	0.22	0.09	0.15	0.51
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.12	0.16	0.11	0.30	0.10	0.16	0.07	0.11	0.33
Σ oct.	2.14	2.13	2.12	2.32	2.10	2.14	2.02	2.08	2.41
Ca	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Na	0.43	0.35	0.55	0.34	0.45	0.45	0.47	0.28	0.36
K	0.34	0.42	0.32	0.33	0.42	0.36	0.43	0.61	0.36
Σ interl.	0.79	0.79	0.89	0.68	0.88	0.83	0.91	0.91	0.73
Somme	6.93	6.92	7.01	7.00	6.98	6.98	6.94	6.99	7.14

Dans cet échantillon, le phénomène de substitution du K par le Na se confirme, avec des proportions de Na allant de 2.18% de Na₂O jusqu'à 4.29 % Na₂O (tab. 4.11). Dans ces schistes noirs (n° 27), la paragonite pure n'est pas détectée.

De nouveau, la charge interfoliaire est très basse, il y a également une tendance di-tri, on a donc probablement des mélanges paragonite+phengite+ chlorite.

Schistes aaléniens (Saillon - La Sarvaz)

Cet échantillon ne présente pas le diagramme DX caractéristique de la paragonite (pic trop faible). Lors de l'analyse du chloritoïde, déterminé préalablement aux RX, de la paragonite a été mise en évidence à la microsonde, ainsi que d'autres phyllites (mica, chlorite, paragonite-muscovite) (tab. 4.12).

Formation de la paragonite

La solution solide entre la muscovite et la paragonite a été décrite par Yoder et Eugster (1955). Selon ces auteurs, il n'y aurait pas de continuité complète entre ces deux minéraux et la paragonite devrait être considérée comme un minéral à part entière.

Dans les roches analysées, le remplacement du K par le Na est le phénomène principal de la substitution paragonitique.

La figure 4.27 montre la formation de cristaux de paragonite alternant avec de la chlorite à l'intérieur d'une muscovite (ancienne paillette détritique?).

Les bords du grain présentent une composition muscovitique légèrement sodique (1.604 et 1.615% de Na₂O) (analyses 33I et 34I, tableau 4.13), alors que l'intérieur du grain montre une succession de cristaux de paragonite pratiquement pure (6.961% de Na₂O, analyse 32I, tableau 4.13) et de cristaux de chlorite de type ripidolite-pseudothuringite (analyse 31I, voir chap. chlorites et annexes pour l'analyse chimique).

Tab. 4.12. Compositions chimiques et formules structurales des micas (n° 120, schistes aaléniens, Saillon-La Sarvaz).

N° analyses	4B	7A	9A	10A	11A	12A	13B	16E	19E
Na ₂ O	0.73	0.84	0.71	0.70	0.58	0.79	0.66	0.88	0.80
K ₂ O	8.18	8.20	8.01	8.29	6.09	8.07	7.43	8.17	7.10
FeO	1.95	0.43	0.78	0.46	7.28	0.54	2.56	0.21	2.40
MgO	0.57	0.42	0.47	0.40	3.04	0.39	0.99	0.22	1.24
CaO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	36.62	37.94	37.75	37.51	34.28	37.52	36.60	38.16	36.83
MnO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.06
SiO ₂	47.54	48.43	48.43	48.52	41.46	47.98	45.60	47.96	46.06
TiO ₂	0.01	0.01	0.04	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.07
Total oxydes	95.64	96.30	96.27	96.05	92.93	95.30	93.96	95.65	94.61
Si	3.11	3.12	3.12	3.13	2.87	3.12	3.04	3.10	3.04
Al IV	0.89	0.89	0.88	0.87	1.13	0.88	0.96	0.90	0.96
Al VI	1.93	1.99	1.98	1.98	1.68	1.99	1.92	2.01	1.91
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.11	0.02	0.04	0.03	0.42	0.03	0.14	0.01	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.06	0.04	0.05	0.04	0.31	0.04	0.10	0.02	0.12
Σ oct.	2.09	2.06	2.07	2.05	2.41	2.06	2.16	2.05	2.17
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.11	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.11	0.10
K	0.68	0.67	0.66	0.68	0.54	0.67	0.63	0.67	0.60
Σ interl.	0.78	0.78	0.75	0.77	0.62	0.77	0.72	0.79	0.70
Somme	6.87	6.84	6.82	6.83	7.03	6.83	6.88	6.83	6.87

Les schistes aaléniens présentent une substitution paragonitique très marquée, aussi bien au coeur qu'aux racines de la nappe.

Le tableau 4.13. montre la présence de paragonite presque pure (32I) dans une lithologie schisteuse contenant du chloritoïde. L'analyse 32I est tout à fait comparable à celle donnée par Deer *et al.* (1962).

Tab. 4.13. Compositions chimiques et formules structurales des micas paragonitiques (n° 120, schistes aaléniens, Saillon - La Sarvaz), (* Deer *et al.*, 1962, + Rosenfeld, 1956).

	Schistes à chloritoïde (Aalénien, Saillon, n° 120)						Paragonite		
	Micas sodiques			Micas sodiques		Para- gonite	Monte Campione *	Borgo- franco *	Vermont Glebe Mount+
N° analyses	8B	33I	34I	27H	28H	32I			
Na ₂ O	1.16	1.60	1.62	4.16	3.12	6.96	6.40	6.37	5.80
K ₂ O	6.52	7.55	7.54	3.00	4.59	0.41	0.00	1.36	4.45
FeO	3.78	2.15	0.63	0.28	1.07	0.65	0.00	0.00	0.28
MgO	1.40	0.31	0.24	0.19	0.26	0.46	0.65	0.00	0.16
CaO	0.11	0.08	0.02	0.10	0.11	0.11	1.26	0.00	0.67
Al ₂ O ₃	36.90	37.21	37.18	37.00	37.51	39.58	40.06	39.02	40.09
MnO	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
SiO ₂	46.58	46.44	47.45	52.87	49.85	46.33	46.81	46.67	44.41
TiO ₂	0.00	0.01	0.10	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Total oxydes	96.45	95.39	94.85	97.58	96.56	94.60	100.00	100.34	100.12
Si	3.03	3.05	3.10	3.27	3.16	2.98	2.98	3.03	2.88
Al ^{IV}	0.97	0.95	0.90	0.73	0.84	1.02	1.02	0.97	1.12
Al ^{VI}	1.86	1.93	1.97	1.97	1.97	1.98	1.98	2.02	1.95
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.21	0.12	0.04	0.01	0.06	0.04	0.00	0.00	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.00	0.02
Σ oct.	2.20	2.08	2.04	2.00	2.05	2.06	2.04	2.02	1.98
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.09	0.00	0.05
Na	0.15	0.20	0.21	0.50	0.38	0.87	0.79	0.80	0.73
K	0.54	0.63	0.63	0.24	0.37	0.03	0.00	0.11	0.37
Σ interl.	0.70	0.84	0.84	0.74	0.76	0.91	0.88	0.92	1.15
Somme	6.90	6.93	6.87	6.75	6.81	6.97	6.92	6.93	7.13



Fig. 4.27. Lamelles de paragonite, de réfringence plus élevée, intercalées à des cristaux de muscovite (barre = 0.1 mm, lumière naturelle) (n° 120, Saillon, La Sarvaz).

On note également une cristallisation radiaire de micas paragonitiques (27H-28H) autour de cristaux de chloritoïde.

La paragonite dans les chloritoschistes (n°1, Gault) au plan de chevauchement de la nappe de Morcles (carrière de la Sarvaz près de Saillon)

La paragonite est décelée également au contact du plan de chevauchement de la nappe (Goy-Eggenberger et Kübler, 1990), au début de la série renversée, affleurant au dessus du socle dans la carrière de la Sarvaz près de Saillon.

Il s'agit de chloritoschistes vert-clair, d'aspect prasinitique (n°1, Gault), fortement écrasés, d'une épaisseur visible de moins de 1m, dont l'attribution lithostratigraphique est incertaine. Ils ont été attribués au Crétacé inférieur de façon quelque peu arbitraire, et pourraient être d'âge plus récent.

Ces schistes verts sont recouverts par des calcaires marmorisés qui se succèdent de la façon suivante, du plus récent au plus âgé (les couches étant en position renversée):

- Marbres rubanés gris -clair, gris plus foncé (n°2) (ép. 1 m)
- Contact fortement tectonisé (n°2a), puis marbres rubanés gris et blancs à rubanement fortement plissé (n°3 et 3a).
- Marbres blancs à délits chloriteux (n°4) (ép. 2 m).
- Marbres blancs (n°5) (ép. 2 m)
- Marbres gris à rubanement discret gris-clair-gris foncé (n°6), (ép. 2 m)

Les calcaires massifs (Urgonien et Barrémien) métamorphisés sont à l'origine de ces divers marbres. Selon Badoux (1971), l'épaisseur des séries est fortement réduite dans cette zone de la nappe.

Le tableau 4.14 présente l'analyse chimique des micas sodiques dans les schistes verts.

Tab. 4.14. Compositions chimiques et formules structurales des micas (n° 1, schistes verts, Gault, Sailton).

N° analyses	Na- para/phengite		Na- mica		K- mica		
	108J	109J	101E	106I	92H	93H	106I
Na ₂ O	2.28	2.37	1.31	1.55	0.56	0.68	1.55
K ₂ O	0.04	0.04	8.54	8.02	10.11	10.29	8.02
FeO	6.38	6.11	0.98	2.40	1.26	0.82	2.40
MgO	5.98	7.13	0.72	2.12	0.55	0.53	2.12
CaO	0.32	0.37	0.12	0.19	0.08	0.07	0.19
Al ₂ O ₃	32.90	32.56	36.18	32.06	35.09	35.86	32.06
MnO	0.00	0.06	0.06	0.07	0.00	0.00	0.07
SiO ₂	36.42	36.68	47.39	48.13	47.55	45.81	48.13
TiO ₂	0.86	0.76	0.20	0.55	0.19	0.24	0.55
Total oxydes	85.18	86.07	95.44	95.07	95.39	94.31	95.07
Si	2.69	2.68	3.11	3.19	3.14	3.07	3.19
Al IV	1.31	1.32	0.89	0.81	0.86	0.93	0.81
Al VI	1.55	1.48	1.90	1.70	1.68	1.90	1.70
Ti	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03
Fe	0.39	0.37	0.05	0.13	0.07	0.05	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.66	0.78	0.07	0.21	0.05	0.05	0.21
Σ oct.	2.65	2.68	2.04	2.07	2.01	2.01	2.07
Ca	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.33	0.34	0.17	0.20	0.07	0.09	0.20
K	0.00	0.00	0.71	0.68	0.85	0.88	0.68
Σ interl.	0.36	0.37	0.89	0.89	0.93	0.97	0.89
Somme	7.01	7.05	6.93	6.96	6.94	6.99	6.96

La somme totale des oxydes des micas de type paragonitique (analyses 108J et 109J) n'atteint que 86%, contrairement aux micas de type muscovitique (analyses n°92 et 93H) où ce pourcentage atteint 95.95%.

Ce déficit peut s'expliquer par une hydratation des micas paragonitiques, hydratation ne pouvant être décelée par l'analyse, qui ne tient pas compte des groupes OH, ou par le fait que le Na est fortement volatil ou bien par le fait qu'il y aurait une contamination des analyses par des paillettes de chlorite.

Evolution de la substitution paragonitique dans diverses situations tectoniques et lithologies de la Nappe de Morcles (fig. 4.28 et 4.29)

Aux racines de la nappe, la substitution paragonitique est remarquable dans les schistes verts situés au plan de chevauchement de la nappe (carrière de la Sarvaz, Saillon). Malgré les nombreuses analyses, l'échantillon situé au flanc inverse (n° 27), présente une substitution paragonitique moins complète que l'échantillon provenant de la zone des racines (n° 120). Dans cette zone, il y a deux populations de micas paragonitiques, une étant faiblement substituée et l'autre attestant une composition de paragonite presque pure.

Cependant, il se pourrait que les micas des schistes de la région de Tenèvre (flanc), présentent des domaines cristallins d'une taille si petite, que l'on analyserait en fait qu'une "moyenne" de deux domaines, tandis que dans le cas, des schistes de la région de Saillon (racines), la cristallisation plus avancée permettrait l'analyse sélective du mica légèrement sodique et de la paragonite presque pure. Ce fait pourrait également s'expliquer par le degré de métamorphisme plus faible de la zone de Tenèvre, qui est plus proche du coeur de la nappe.

La figure 4.28 permet de comparer la substitution paragonitique des schistes aaléniens aux racines de la nappe (n°s 1 et 120) et celle de la région du flanc inverse (n°27, Tenèvre).

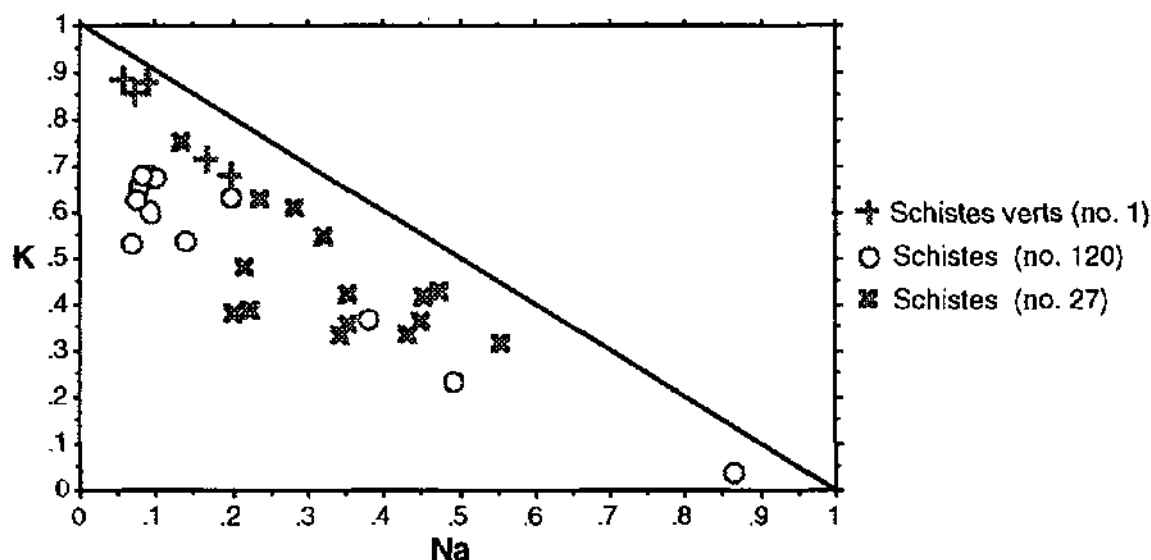


Fig. 4.28. Micas sodiques de la région des racines (n°1 et n°120) comparés à des micas sodiques de la région du flanc inverse (n°27, Tenèvre).

Au front de la nappe (fig. 4.29), il y a peu de substitution paragonitique, dans les micas du flysch. Par contre, ce type de substitution n'a pas pu être mis en évidence dans les quartzites d'âge Gault.

Au flanc normal, les micas des marnes à Globigérines ne possèdent qu'une faible tendance à la substitution paragonitique.

Dans les calcaires siliceux du flanc inverse (n° 31, Bajocien), la substitution paragonitique est pratiquement absente (fig. 4.19e), de même que dans les calcaires siliceux (n° 111, Hauterivien). Guidotti et al. (1992) ont montré que la substitution du K par le Na affecte la taille de la maille de manière importante. Selon Guidotti et al. (1994), le contenu en éléments ferro-magnésiens du mica affecte la thermométrie de la paire paragonite-muscovite de manière importante.

Conclusions

1. La paragonite n'est pas attachée à un niveau lithostratigraphique particulier, elle apparaît aussi bien dans des calcaires purs ou gréseux que des schistes plus ou moins riches en carbonates.
2. Il n'y a jamais de kaolinite ni de rectorite dans les échantillons de schistes aaléniens contenant de la paragonite. Par contre, la chlorite est souvent présente, de même que le mica, la pyrite, le feldspath potassique et la dolomite.
3. La paragonite se trouve en quantités à peu près égales dans les deux fractions granulométriques considérées (<2 μm et 2-16 μm).
4. La paragonite n'est pas un minéral gonflant, il n'y a donc peu ou pas de déplacement des pics après le glycolage.
5. Au front de la nappe et au flanc normal, la substitution paragonitique est faible dans les lithologies étudiées.
6. Aux racines de la nappe, la substitution paragonitique est plus forte, mais dépend de la lithologie. Elle est forte dans les lithologies schisteuses et faible dans les lithologies calcaires.
7. Au flanc inverse, il y a deux populations apparentes de micas paragonitiques, l'une étant faiblement substituée et l'autre attestant une composition de paragonite presque pure. Cette différence pourrait être due à une différence de taille des phyllites qui rendrait, dans le cas du flanc inverse (Tenèvre) une analyse sélective du mica difficile (mélanges paragonite+phengite+ chlorite). Ceci expliquerait les faibles charges interfoliaires des paillettes analysées et leurs tendances di-tri.
8. Dans les zones de cisaillement, la composition chimique des micas devient phengitique dans les lithologies pauvres en alumine ou paragonitique dans les lithologies schisteuses plus riches en alumine.
9. La formation de paragonite est donc directement liée à un stade de métamorphisme croissant par recristallisation du mica qui s'enrichit en Na formant d'abord l'interstratifié paragonite/phengite (Frey, 1987a), lequel soumis à des conditions thermobarométriques plus élevées, donne naissance d'une part à un mica dont le taux de K augmente et d'autre part à une paragonite de plus en plus pure.
10. Le remplacement du K par le Na est le phénomène principal de ce type de substitution. La paragonite apparaît à un stade métamorphique plus faible, dans des lithologies favorables, telle celle des schistes aaléniens.

4.3. Corrélations entre les analyses DRX et les analyses à la microsonde

Des comparaisons ont été établies entre les analyses chimiques à la microsonde et l'analyse DRX à l'aide de diagrammes ternaires (fig. 4.30a et 4.30b).

Dans la plupart des cas, les paillettes de mica analysées à la microsonde sont d'une taille supérieure à 10 μm . Il semble donc difficile, bien que cela soit techniquement possible, d'analyser les fractions granulométriques $< 2 \mu\text{m}$ que l'on a étudiées avec la diffraction RX, également avec la microsonde.

Les plages de référence ont été redessinées sur la base des analyses DRX de micas (standards Rey et Kübler, 1983) (fig. 4.4).

Description des diagrammes ternaires

Diagramme 1. Marnes à Globigérines (Flanc normal, Anzeindaz, n° 256)

Les analyses DX, présentent une faible différence entre la fraction $< 2 \mu\text{m}$ et la fraction 2-16 μm . Les deux fractions sont situées au sommet de la plage des phengites.

L'analyse à la microsonde montre également deux populations de micas différentes: une partie des analyses se situant très à droite de la plage des phengites (ce déplacement est peut être dû à une analyse imparfaite) et l'autre partie des analyses se situant dans la plage des muscovites.

Les analyses DRX et microsonde sont cohérentes, elles montrent l'une et l'autre deux populations de micas.

Diagramme 2. Flysch (Front, Frenières, n° 101)

Les analyses DX, présentent une différence assez nette entre la fraction $< 2 \mu\text{m}$ et la fraction 2-16 μm .

Les analyses à la microsonde présentent également deux populations micacées chimiquement différentes: une plus muscovitique et une plus phengitique.

De nouveau, les analyses DRX et microsonde sont cohérentes, elles distinguent deux populations de micas.

Diagramme 3. Schistes (Racines, La Sarvaz, n° 1)

De nouveau, les analyses DX, présentent une différence assez nette entre la fraction $< 2 \mu\text{m}$ et la fraction 2-16 μm .

Les analyses à la microsonde présentent également deux populations micacées: une plus muscovitique et une plus phengitique.

Diagramme 4. Quartzites (Front, Arbalesse, Gault, n° 73)

Dans ce cas, le positionnement de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ près du pôle des biotites mis en évidence par les RX, correspond bien à la composition chimique riche en Fe et Mg, détectée à la microsonde.

Fig. 4.30a. Les micas de la Nappe de Morcles: analyses diffractométriques et microsonde comparées

Diagramme 1. Marnes à Globigélines (Flanc normal, Anzeldanz, n° 256)

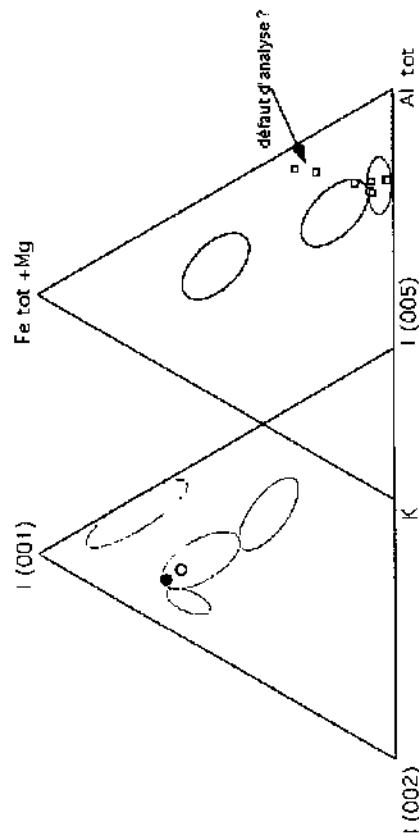


Diagramme 3. Schistes (La Servaz, n° 1)

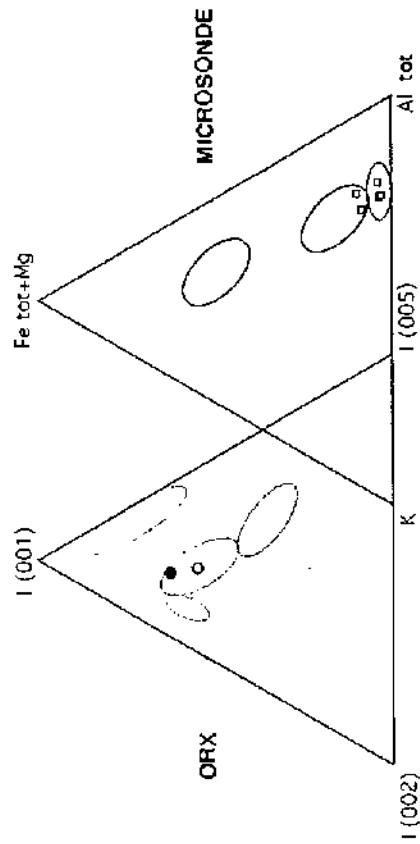


Diagramme 5. Calcaires siliceux hauteriviens (Flanc normal, Anzeldanz, n° 267)

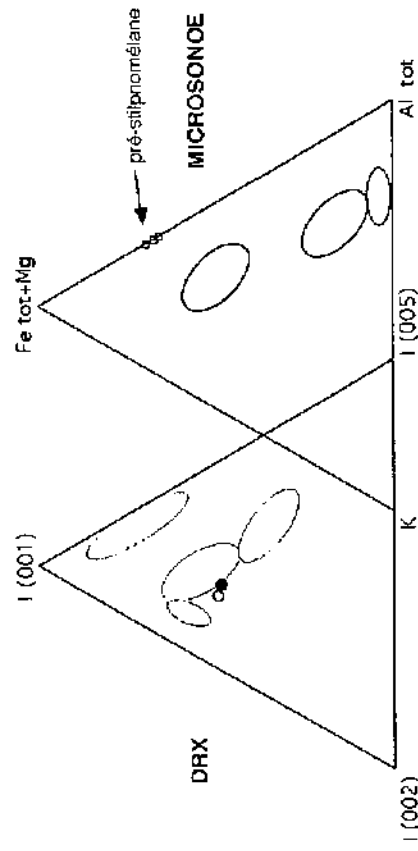


Diagramme 2. Flysch (Front, Frontières, n° 101)

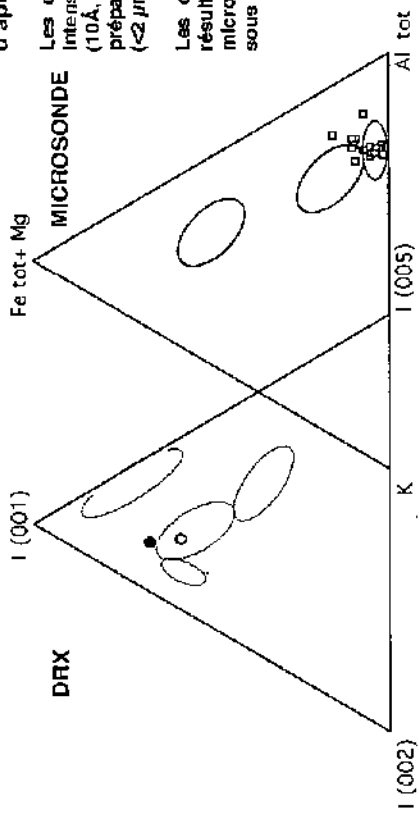


Diagramme 4. Quartzites (Front, Arbalesse, Gault, n° 79)

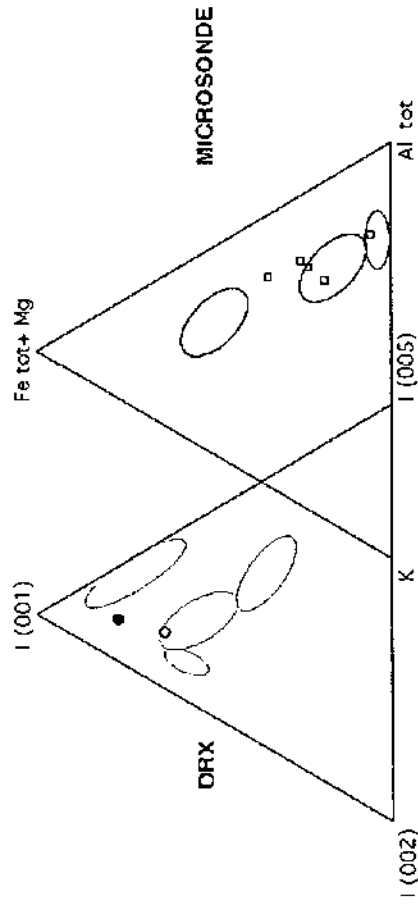
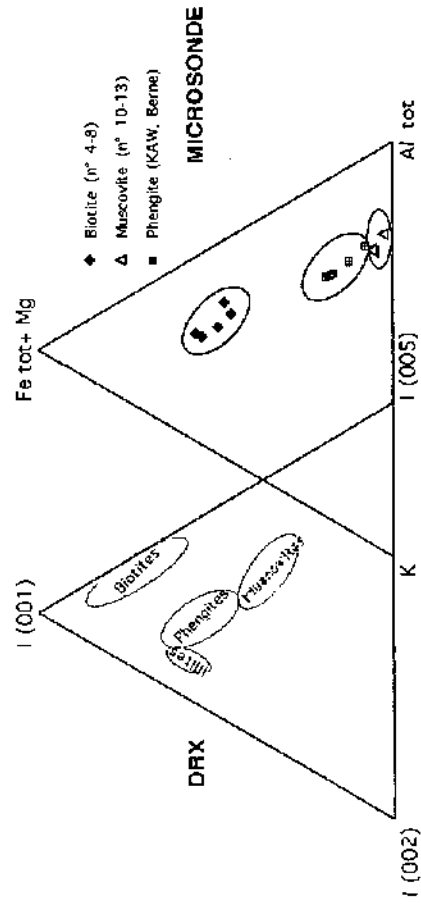


Diagramme de référence



Diagrammes ternaires modifiés d'après Rey-Kübler (1983)

Les diagrammes de gauche figurent les intensités des trois réflexions basales (10Å, 5Å et 2Å) mesurées sur les préparations de fractions fines orientées (<2 µm air-dry (●) et 2-16 µm air-dry (○)).

Les diagrammes de droite montrent les résultats des analyses chimiques à la microsonde. Le fer et l'aluminium sont sous forme totale.

- ◆ Biotite (n° 4-8)
- △ Muscovite (n° 10-13)
- Phengite (KAW, Berne)

Fig. 4.30b. Les micas de la Nappe de Morcles: analyses diffractométriques et microsonde comparées

Diagrammes ternaires modifiés d'après Rey-Kübler (1983)

Les diagrammes de gauche présentent les intensités des trois réflexions basales (10Å, 5Å et 2Å) mesurées sur les préparations de fractions fines orientées ($2 \mu\text{m}$ air-dry (●) et $2-16 \mu\text{m}$ air-dry (○)).

Les diagrammes de droite montrent les résultats des analyses chimiques à la microsonde. Le fer et l'aluminium sont sous forme totale.

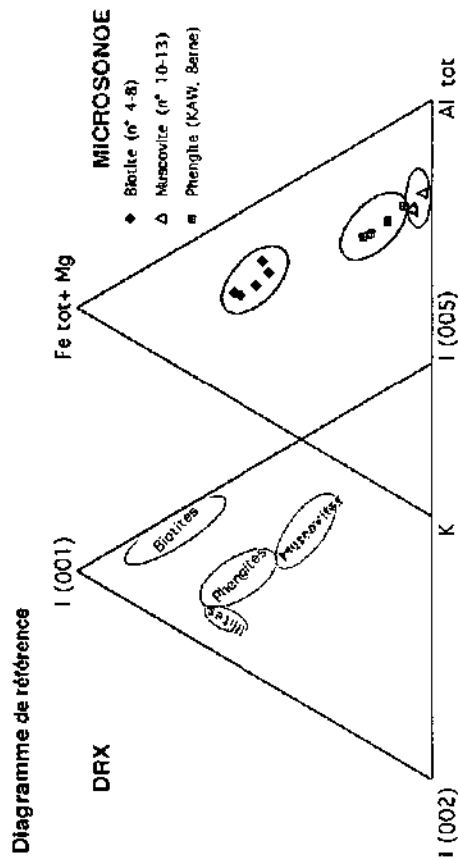


Diagramme 7. Calcaires siliceux (Flanc Inverse, Le Dalley, Bajocien, n° 31)

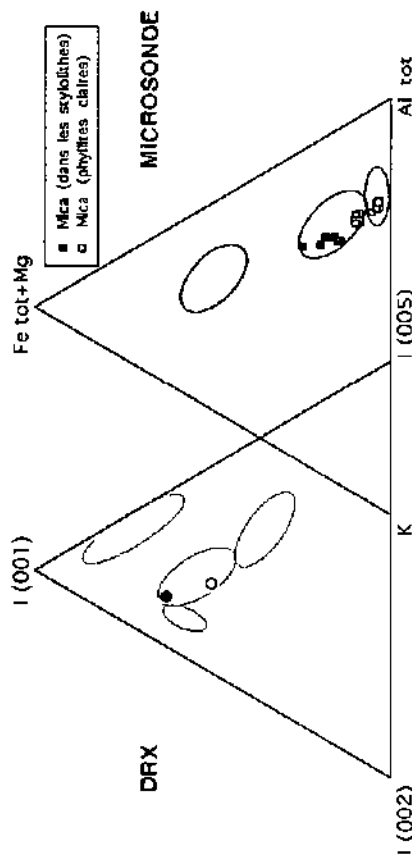


Diagramme 9. Schistes (Racines, La Sarvaz, Aalénien, n° 120)

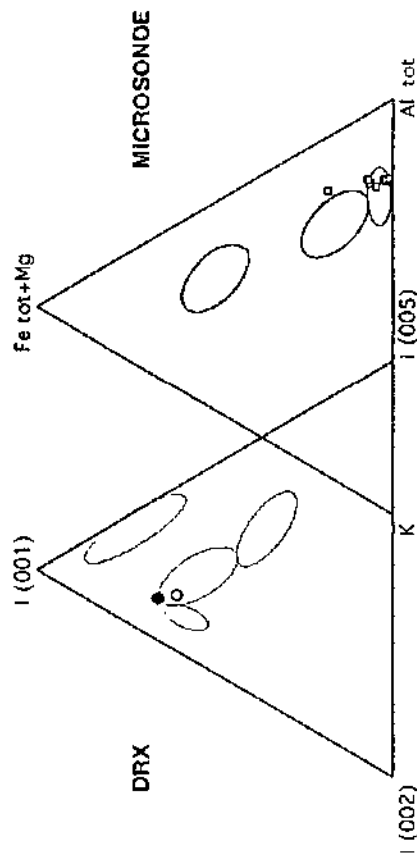


Diagramme 6. Calcaires siliceux (Racines, La Sarvaz, Hauteriviien, n° 111)

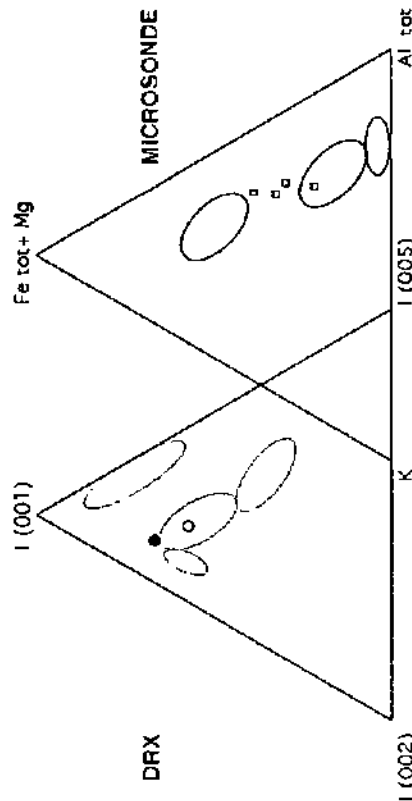
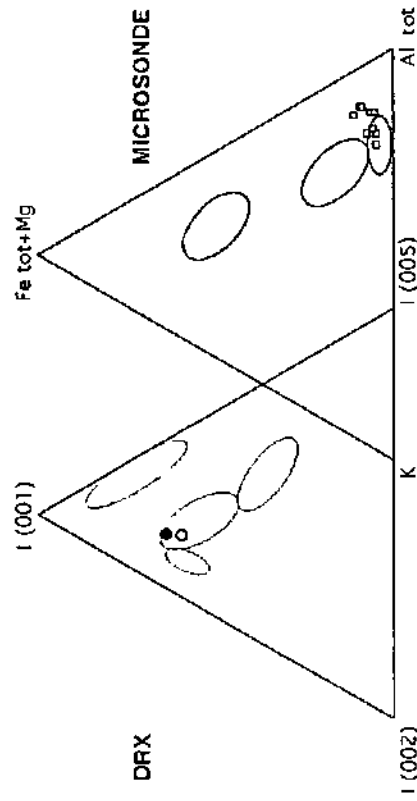


Diagramme 8. Schistes (Flanc Inverse, Tenèvre, Aalénien, n° 27)



Les analyses DX présentent encore une différence assez nette entre la fraction $<2 \mu\text{m}$ et la fraction $2-16 \mu\text{m}$. La fraction plus fine étant proche de la plage des micas trioctaédriques et la fraction plus grossière étant située au sommet de la plage des phengites. Les analyses à la microsonde montrent une analyse située dans la plage des muscovites. Les autres points étant disposés au sommet et en dehors de la plage de phengites. Là encore, les analyses DRX et microsonde sont cohérentes, elles montrent de nouveau deux populations de micas.

Diagramme 5. Calcaires siliceux hauteriviens (Flanc normal, Anzeindaz, n° 267)

L'analyse RX place les micas (les deux fractions $<2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$ étant très proches), dans le bord gauche de la zone des phengites. Dans cette roche, le phyllosilicate analysé à la microsonde s'avère être du préstilpnomélane, après calcul de la formule structurale. Dans ce cas, les analyses DRX et microsonde ne présentent pas le même type de résultats. Ce ne sont donc pas les mêmes populations qui ont été analysées par les deux techniques.

Diagramme 6. Calcaires siliceux (Racines, La Sarvaz, Hauterivien, n° 111)

Les résultats DX, de ce diagramme sont très semblables au diagramme n° 2, c'est-à-dire que les analyses, présentent une différence assez nette entre la fraction $<2 \mu\text{m}$ et la fraction $2-16 \mu\text{m}$, alors que l'analyse microsonde montre une dispersion des résultats entre la plage des phengites et celle des muscovites. On constate de nouveau une discordance entre les deux techniques d'analyse utilisées.

Diagramme 7. Calcaires siliceux (Flanc inverse, Le Dailey, Bajocien, n°31)

L'analyse microscopique montre que les micas contenus dans les stylolites sont néoformés ou du moins recristallisés, tandis que les paillettes plus grandes sont plutôt d'origine détritique.

L'analyse à la microsonde présente clairement deux populations (une population de type phengitique pour les petits micas situés dans les stylolites et une population à tendance muscovitique en ce qui concerne les paillettes de plus grande taille.

Deux populations se distinguent clairement également à l'analyse DX, les micas $<2 \mu\text{m}$ se trouvant au sommet de la plage des phengites, tandis que la fraction $2-16 \mu\text{m}$ se situe au centre de cette dernière.

On peut logiquement en conclure que la population de micas $< 2 \mu\text{m}$ (RX), correspond à la population de type phengitique (stylolites) (analyse microsonde) et que la fraction $2-16 \mu\text{m}$ (RX) correspond plutôt aux micas plus grands à tendance muscovitique.

Diagramme 8. Schistes (Flanc inverse, Tenèvre, Aalénien, n° 27)

Les résultats DX met en évidence deux populations.

La plupart des micas analysés à la microsonde se situent dans ou près de la plage des muscovites.

Ces résultats montrent que l'analyse à la microsonde n'a pas été à même d'individualiser les paillettes plus phengitiques.

Diagramme 9. Schistes (Racines, La Sarvaz, Aalénien, n° 120)

Les résultats DX présentent de nouveau une différence visible entre la fraction $< 2 \mu\text{m}$ et la fraction $2-16 \mu\text{m}$. La plupart des micas analysés à la microsonde se situent dans la plage des muscovites, sauf une exception.

Ces résultats montrent que l'analyse à la microsonde n'a réussi qu'une seule fois à individualiser une paillette plus phengitique.

De nouveau, cet exemple illustre la difficulté à analyser des paillettes très petites avec la microsonde. La plupart des résultats montrent des micas de type muscovitique, qui ne sont pas représentatifs de toutes les fractions argileuses.

Conclusions

1. La fraction $< 2 \mu\text{m}$ est toujours placée plus près du domaine des illites que la fraction $2-16 \mu\text{m}$ par les analyses DX.

2. L'analyse DX ne détecte que rarement des micas purement muscovitiques, car elle ne place pratiquement jamais de micas à l'intérieur de la plage des muscovites (sauf micas du Trias à Saillon), elles sont en général situés plutôt dans la zone des phengites. Ceci peut être dû à des raisons techniques de surévaluation du premier pic ou parce que la fraction fine est souvent en majorité formée de micas de type phengitique.

3. Les analyses à la microsonde présentent souvent deux populations micacées chimiquement différentes: une plus muscovitique et une plus phengitique.

Ce qui confirmerait l'hypothèse que la fraction $< 2 \mu\text{m}$ correspond bien à une population légèrement métamorphisée et que la fraction $2-16 \mu\text{m}$ représenterait plutôt un héritage détritique.

4. Les calculs des formules structurales faits à partir des analyses à la microsonde ne tiennent pas compte du contenu en eau, cette dernière n'étant pas analysée pour des raisons techniques. Ce qui peut expliquer que les analyses à la microsonde indiquent souvent une composition de type plus muscovitique, alors que les analyses DX placent le mica dans la plage des illites.

5. Les populations de très petits micas de type "illite" ne sont donc pas analysées de façon satisfaisante par la microsonde telle qu'elle est pratiquée habituellement, à la fois pour des raisons granulométriques et pour des raisons chimiques (eau non analysée), les deux méthodes d'analyse (microsonde et RX) sont donc complémentaires dans l'étude de la fraction micacée.

La méthode DX restant un outil de choix dans l'étude des minéraux argileux.

Les chlorites

Avec les micas, les chlorites forment la plus grande partie de la fraction argileuse fine des roches de la nappe de Morcles. Leur étude suit la même démarche que l'étude des micas. Il s'agit d'abord de définir leur composition chimique. Cette dernière a été approchée à l'aide de la diffraction RX en utilisant la variation des intensités des réflexions basales, puis à l'aide de la microsonde.

La mesure de la LS a également été appliquée aux chlorites (voir chap. 4.1.2). Elle a montré que les chlorites, comme les micas sont également affectées par l'augmentation du gradient métamorphique. Elles sont mieux cristallisées que les micas pour un degré de métamorphisme identique.

Rappel minéralogique

La structure des chlorites est une alternance de couches de type talc (TOT: Y₃ (Si, Al)₄ O₁₀ (OH)₂) et de couches de type brucite (Y₃ (OH)₆) au lieu d'un cation interfoliaire comme pour les micas (Brown et Bailey, 1962; Shirozou, 1958; Wetzel, 1973). A noter l'absence d'alcalins.

Il existe plusieurs types structuraux qui se distinguent par les différentes orientations de la couche interfoliaire (brucite) par rapport au feuillet TOT (talc) et par l'occupation plus ou moins complète des sites octaédriques.

Les chlorites trioctaédriques possèdent un d (060) variant de 1.53Å à 1.55Å, suivant la teneur en Fe. L'occupation des sites octaédriques est de 12

Les chlorites di-trioctaédriques sont également très répandues (occupation des sites octaédriques est de 10).

Les chlorites dioctaédriques se divisent en deux groupes et possèdent un d(060) variant de 1.49Å à 1.51Å. Le premier à alternance de couches dioctaédriques (O du TOT) et octaédriques (couche interfoliaire) (par ex. sudoïte). Le deuxième à 2 couches dioctaédriques (par ex. donbassite).

Formule chimique (De Caritat et al. 1993):



$u+y+z = 6$ $Z = (y-w-x)/2$, w est voisin de zéro, R^{2+} représente Mg^{2+} ou Fe^{2+} et R^{3+} représente Al^{3+} ou Fe^{3+} . Δ représente les sites vacants.

Hey (1954) a proposé une classification basée sur les quantités relatives de Si et de Al^{IV} dans les sites tétraédriques et les quantités de Fe²⁺ ou de Fe^{tot} occupant les sites octaédriques au détriment du Mg (fig. 5.1).

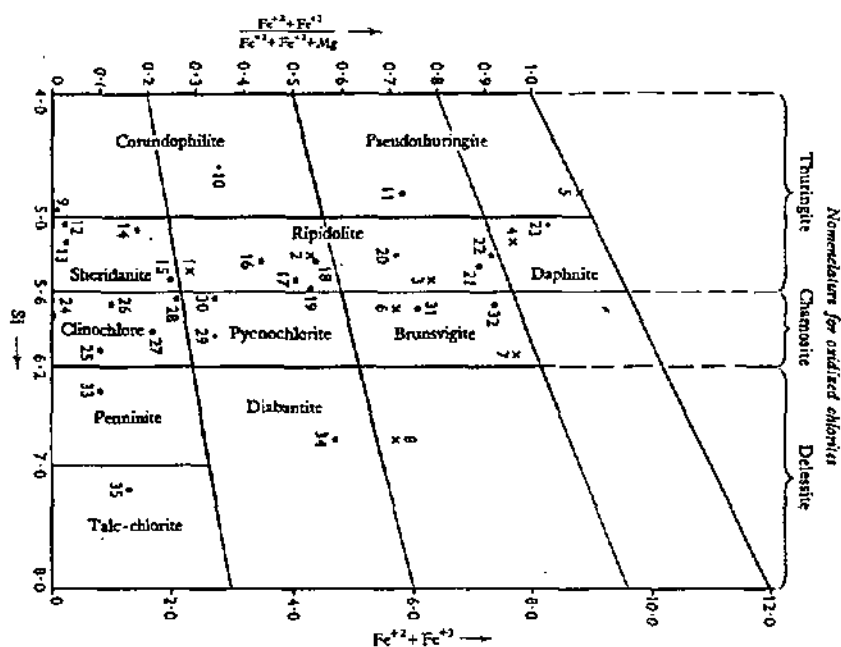


Fig. 5.1. Classification des chlorites selon Hey (1954).

5.1. Analyse DX des chlorites

L'étude de la composition chimique des chlorites a été approchée par de nombreux auteurs à l'aide la variation des intensités des réflexions basales (Brown, 1955; Brindley et Gillery, 1956; Schoen, 1962; Petruk, 1964; Oinuma, Shimoda et Sudo, 1972; Bailey, 1972; Brindley et Brown, 1984; Chagnon et Desjardins, 1991).

5.1.1. Rappel de la méthode Oinuma, Shimoda et Sudo (1972)

La méthode Oinuma, Shimoda et Sudo (1972), présente les résultats sous forme d'abaques (diagrammes ternaires) dessinés à partir de diagrammes de poudres orientées ou désorientées.

Cette méthode utilise la relation entre les intensités des réflexions basales paires et la nature des cations contenus dans les feuillets octaédriques.

Les cations à haut pouvoir réfléchitif tels que Fe, Cr et Mn, augmentent ces réflexions paires, tandis que les réflexions impaires sont influencées par la distribution des cations dans les feuillets hydroxyles et silicatés (fig. 5.2).

La ligne AB représente le type trioctaédrique. La ligne BC représente le passage du type trioctaédrique (B) au type dioctaédrique (C), avec des variétés di. tri.

Y exprime le pourcentage des cations (Fe, Mn, Cr). Les chiffres le long de la ligne BC représentent le % de Al dans les sites dioctaédriques.

L'aire ADBE contient les chlorites ferro-magnésiennes, l'aire BFCG les chlorites aluminenses.

L'aire ADB montre un excès de Fe dans les feuillets silicatés et l'aire ABE un excès de Fe dans les feuillets hydroxylés.

L'aire BFC détermine un excès d' Al dans les sites dioctaédriques des feuillets hydroxylés et l'aire BCG un excès d' Al dans les sites dioctaédriques des feuillets silicatés.

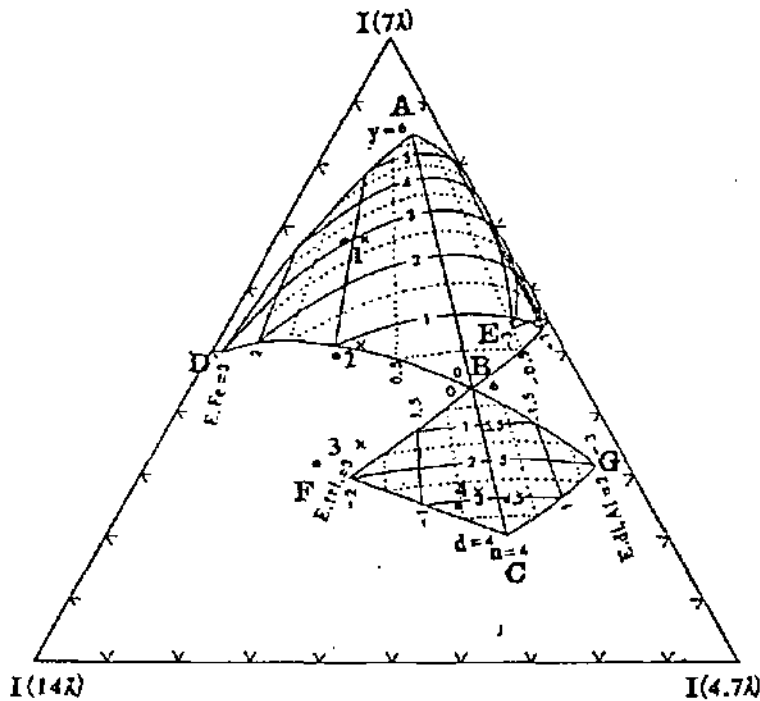


Fig. 5.2. Un diagramme type établi par Oinuma, Shimoda et Sudo (1972).

E Fe montre le nombre de Fe, Mn et Cr dans les feuillets silicatés, moins le nombre de ces même cations dans les feuillets hydroxylés.

E di. Al détermine le nombre de Al dans les sites dioctaédriques des feuillets silicatés, moins le nombre de Al dans les sites dioctaédriques des feuillets hydroxylés.

E tri. indique le nombre de Mg, Al, dans les sites trioctaédriques des feuillets silicatés, moins le nombre de Mg, Al dans les sites trioctaédriques des feuillets hydroxylés.

5.1.2. Méthode type Oinuma simplifiée

La méthode simplifiée que nous avons utilisée donne uniquement la tendance de la composition chimique des chlorites. Elle fait intervenir les intensités des réflexions basales (001), (002) et (003), lues sur les bordereaux en coups par minute (CPM) des préparations de fractions argileuses fines orientées.

Il est aléatoire de représenter les plages de référence telles que les ont dessinées Oinuma et al., les conditions expérimentales utilisées par ces auteurs n'étant pas reconduites.

La première réflexion représente le pôle magnésien, la deuxième réflexion montre la prédominance de cations à haut pouvoir réflecteur (Fe, Mn, Cr). La diminution de ce deuxième pic implique une perte de ces mêmes cations. La troisième réflexion représente le pôle alumineux.

En présence de kaolinite, les intensités des 2ème, 3ème et 4ème pics de la chlorite peuvent être surévaluées. La décomposition des pics permet alors de pallier à cet inconvénient lorsque la discrimination n'est pas suffisante.

Les résultats, obtenus avec la méthode dérivée de Oinuma, Shimoda et Sudo, sont présentés sur les diagrammes des figures 5.3a à 5.3d.

Les chiffres 1 à 3 indiquent la situation sur le diagramme ternaire de trois types de chlorites (éch. n°s 111, 177, 199), qui ayant été analysées à la microsonde électronique servent de référence.

Résultats

Autochtone (Dt. de Morcles, Saillon, Gd. Chavalard, Saxon,) et flanc inverse (Saillon et Triolo) (fig. 5.3a)

Les chlorites d'âge tertiaire et Gault sont les plus ferrifères (sauf une exception).

Les chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) sont alumineuses, de même que celles des niveaux valanginiens.

La tendance alumineuse se retrouve dans les chlorites du Malm, dont les rapports des intensités semblent alignés sur un axe parallèle au coté droit du diagramme (7Å-4.7Å), ce qui indiquerait une transformation, avec un échange de cations (substitution) du pôle ferrifère au pôle alumineux.

Les couches liasiques possèdent des chlorites d'un chimisme plus dispersé, également alumineux, avec une tendance plus magnésienne.

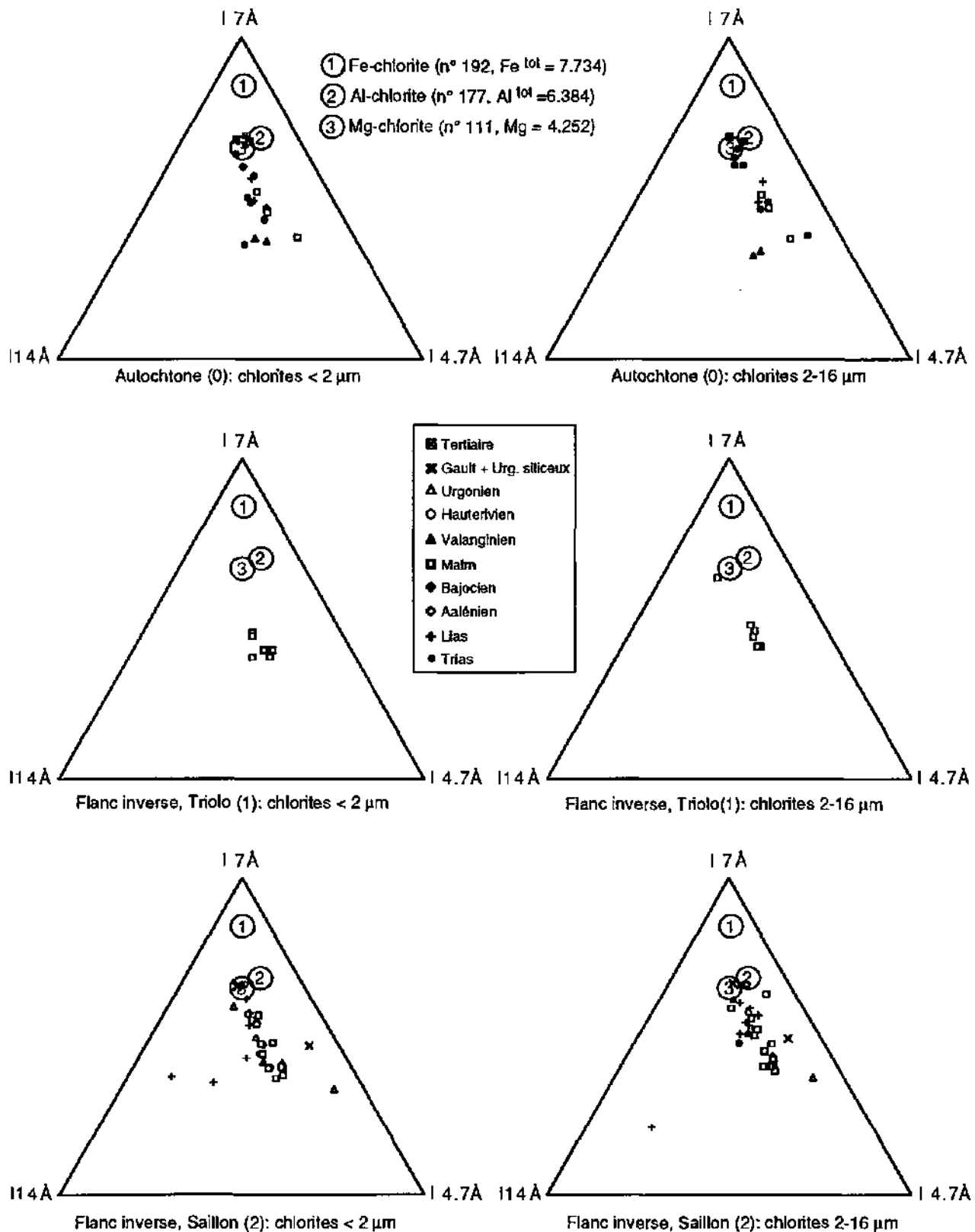
Les chlorites du Trias sont réparties entre le pôle ferrifère et le pôle alumineux.

De nouveau, comme pour les micas, on constate que les points sont répartis selon un axe parallèle au coté droit du triangle. Ce qui fait penser à la présence d'un phénomène de substitution lié au métamorphisme.

Flanc inverse (Le Dailey), (fig. 5.3b)

Les chlorites des schistes noirs aaléniens sont bien groupées. Elles possèdent un chimisme homogène de type ferro-magnésien. Les chlorites des niveaux bajociens, Malm ou valanginiens se rapprochent du pôle 4.7Å. Elles sont donc plus alumineuses que les chlorites de l'Aalénien.

Fig. 5.3a. Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): autochtone (0) et flanc inverse (1 et 2)



Légende:

Autochtone (Dt. de Morcles, Saillon, Gd. Chevalard, Saxon,) et flanc Inverse (Saillon et Triolo):

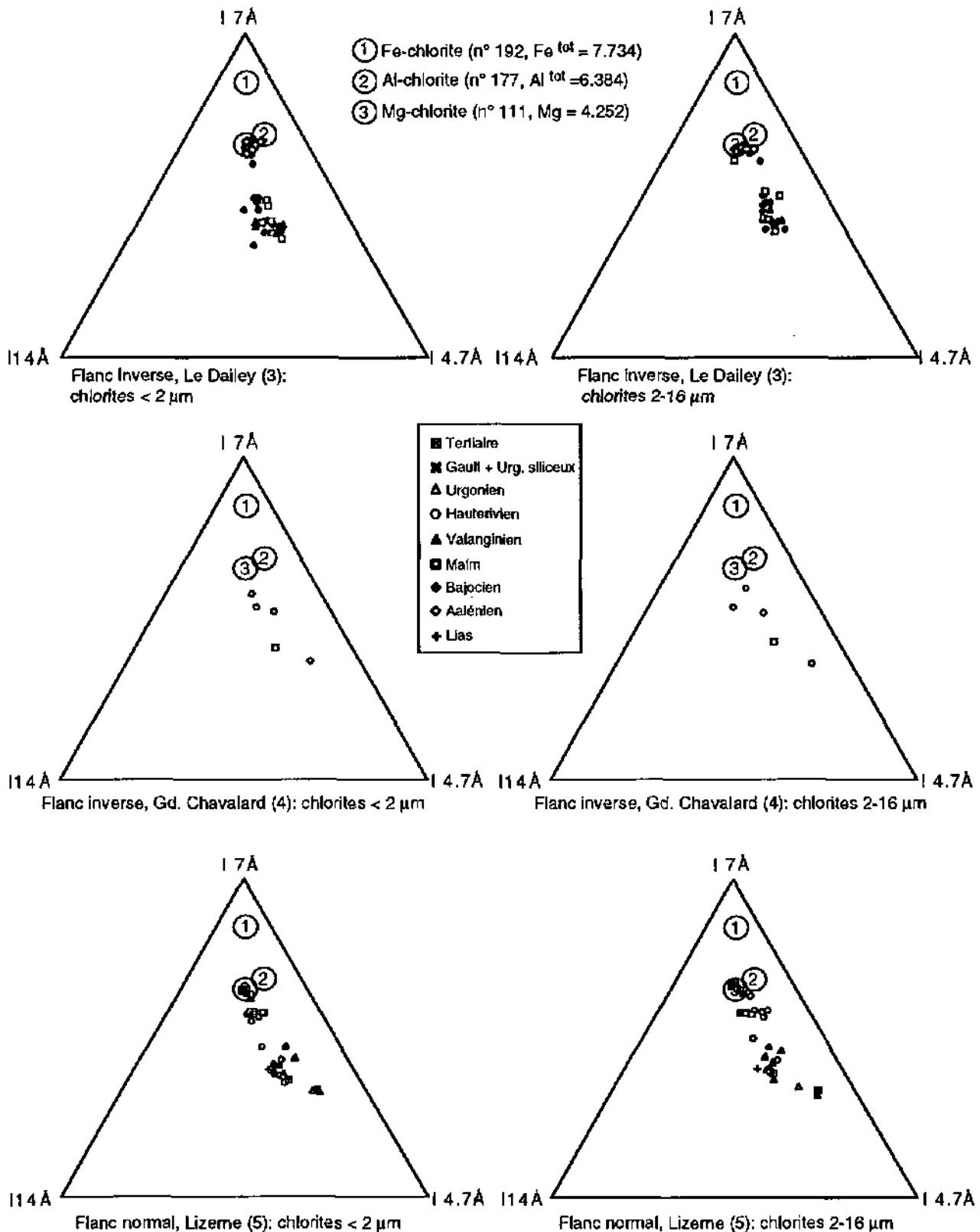
Les chlorites d'âge tertiaire et Gault sont les moins alumineuses (sauf une exception).

Les chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) sont alumineuses, de même que celles des niveaux valanginiens

La tendance alumineuse se retrouve dans les chlorites du Malm, dont les rapports des intensités semblent alignés sur un axe parallèle au côté droit du diagramme (7Å - 4.7Å), ce qui indiquerait une transformation, avec un échange de cations du pôle fertile au pôle alumineux.

Les couches liasiques montrent des chlorites d'un chimisme plus dispersé, également alumineux, avec une tendance plus magnésienne.

Fig. 5.3b. Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): flanc inverse (3 et 4) et flanc normal (5)



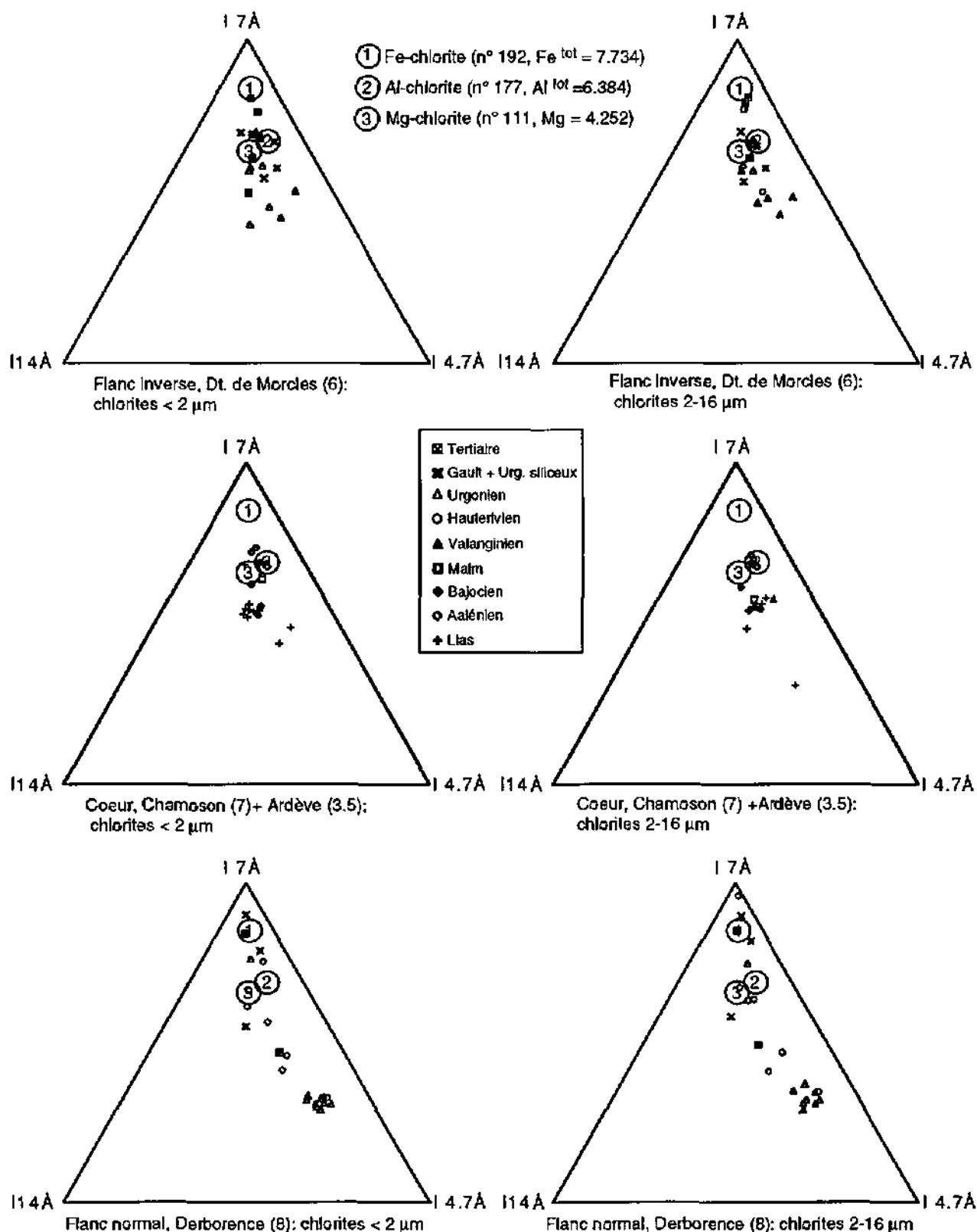
Légende:

Flanc inverse (Le Dailey) (Aalénien, Bajocien, Malm, Valanginien): Les chlorites des schistes noirs aaléniens sont groupées. Elles montrent un chimisme homogène de type ferro-magnésien. Les chlorites des niveaux bajociens, Malm ou valanginiens se rapprochent du pôle 4.7Å. Elles sont donc plus alumineuses que les chlorites de l'Aalénien.

Flanc Inverse (Gd. Chavalard): Les chlorites prélevées sous le Gd. Chavalard ont tendance à se répartir sur l'axe 7Å-4.7Å (tendance alumineuse marquée), pour les chlorites provenant de calcaires hauterviens ou d'un échantillon de calcaire d'âge Malm.

Flanc normal (Lizeme): Les chlorites provenant d'échantillons valanginiens sont très alumineuses, de même que certaines chlorites de l'Urgonien et d'une partie des niveaux tertiaires. Les chlorites d'âge Malm et hautervien sont moins alumineuses, de même qu'une autre série d'échantillons tertiaires.

Fig. 5.3c. Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): flanc inverse (6), coeur (7+3.5) et flanc normal (8)



Légende:

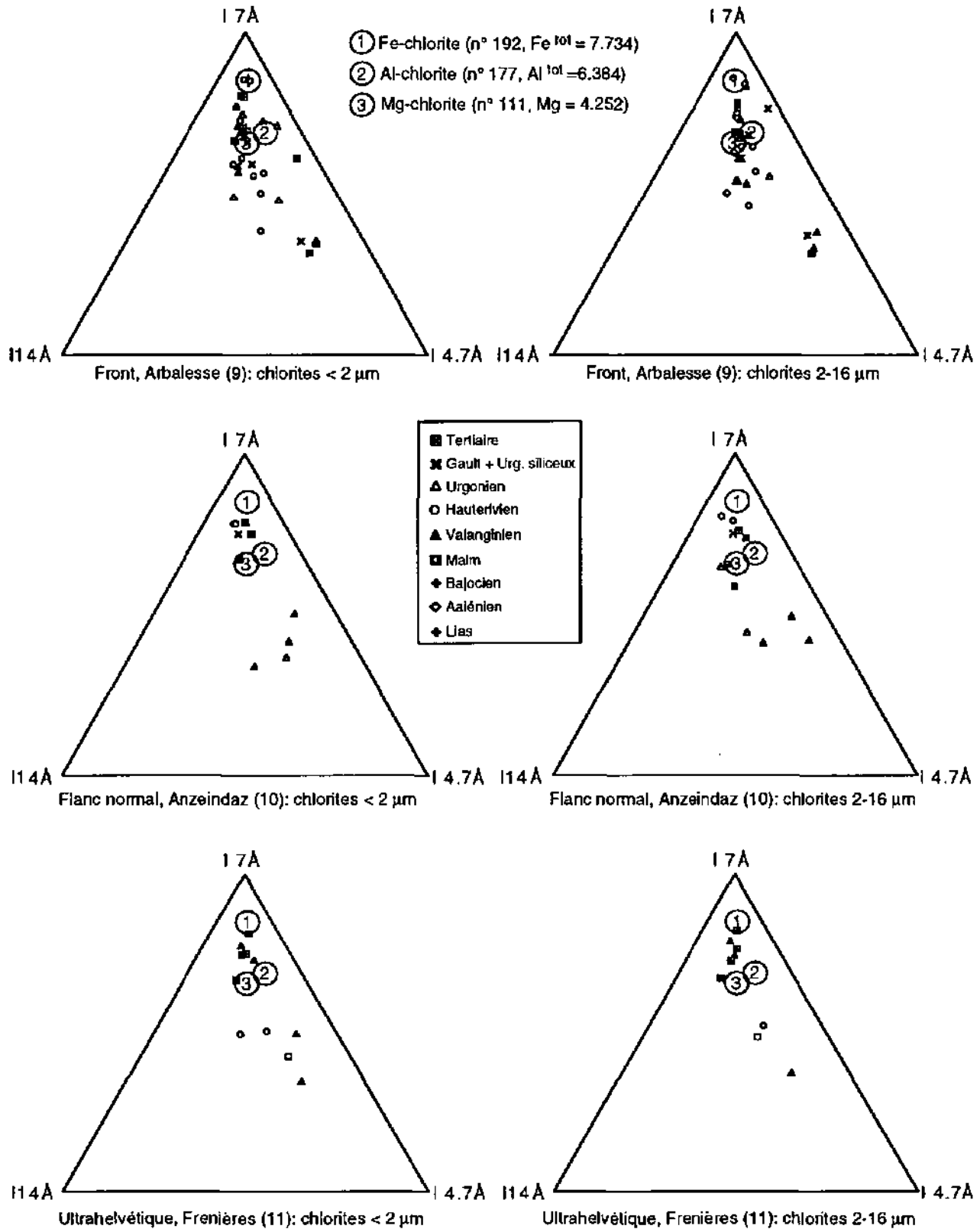
Flanc inverse (Dt. de Morcles): Les chlorites de divers niveaux lithologiques et âges (Gault, Barrémien et Tertiaire) sont moins alumineuses et se rapprochent du pôle 7Å.

Coeur (Chamoson, Ardève): Au coeur de la nappe, les chlorites de l'Aalénien sont de nouveau groupées, comme celles du flanc inverse. Elles montrent un chimisme de type ferro-magnésien. Les chlorites des niveaux liasiques, bajociens, du Malm ou valanginiens se rapprochent du pôle 4.7Å. Elles sont donc plus alumineuses que les chlorites de l'Aalénien.

Flanc normal (Derborence): Les chlorites des niveaux urgoniens sont très proches du pôle 4.7Å, elles sont donc pour la plupart de nature alumineuse.

Les chlorites des niveaux hauteriviens se rapprochent du pôle ferrière et certaines chlorites de niveaux tertiaires, du Gault ou de l'Hauterlvien sont très ferrières.

Fig. 5.3d. Résultats RX: intensités des trois premières réflexions basales des chlorites des fractions fines < 2 µm et 2-16 µm (air-dry): front (9), flanc normal (10) et Ultrahelvétique



Légende:

Front (Arbalesse): Dans cette région les chlorites quoique plus dispersées sur le diagramme sont de nature en général moins alumineuse que celles des diagrammes précédents, sauf pour des chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) et du Valanginien, qui montrent souvent un chimisme plus alumineux que les autres lithologies.

Flanc normal (Anzeindaz): Les chlorites du Tertiaire, du Gault ou de l'Hauterivièn sont proches du pôle ferrifère tandis que les chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) et du Valanginien montrent un chimisme plus alumineux que les autres lithologies.

Ultrahelvétique (Frenières): Ce diagramme montre deux populations de chlorites: une population à prédominance ferrifère (Tertiaire et Valanginien) et une population à tendance alumineuse (Malm, Valanginien et Hauterivièn).

Flanc inverse (Gd. Chavalard), (fig. 5.3b)

Les chlorites prélevées sous le Gd. Chavalard ont tendance à se répartir sur l'axe 7Å-4.7Å. Les chlorites provenant de calcaires hauteriviens ou d'un échantillon de calcaire du Malm montrent une tendance alumineuse marquée.

Flanc normal (Lizerne), (fig. 5.3b)

Les chlorites provenant d'échantillons valanginiens sont très alumineuses, de même que certaines chlorites de l'Urgonien et d'une partie des niveaux tertiaires. Les chlorites du Malm et de l'Hauterivien sont moins alumineuses.

Flanc inverse (Dt. de Morcles), (fig. 5.3c)

Les chlorites de divers niveaux lithostratigraphiques (Gault, Barrémien et Tertiaire) sont moins alumineuses et se rapprochent du pôle 7Å.

Coeur (Chamoson, Ardèche), (fig. 5.3c)

Au coeur de la nappe, les chlorites de l'Aalénien sont de nouveau groupées, comme à la fig. 5.3b. Elles ont un chimisme homogène de type ferro-magnésien.

Les chlorites des niveaux liasiques, bajociens, du Malm ou valanginiens se rapprochent du pôle 4.7Å. Elles sont plus alumineuses que les chlorites de l'Aalénien.

Flanc normal (Derborence), (fig. 5.3c)

Les chlorites des niveaux urgoniens sont très proches du pôle 4.7Å, elles sont pour la plupart, de nature alumineuse.

Les chlorites des niveaux du Gault ou de l'Hauterivien sont plus ferrifères.

Front (Arbalesse), (fig. 5.3d)

Quoique plus dispersées sur le diagramme, les analyses montrent des chlorites de nature en général moins alumineuse que celles des diagrammes précédents, sauf pour des chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) et du Valanginien, qui possèdent souvent un chimisme plus alumineux que les autres lithologies.

Flanc normal (Anzeindaz), (fig. 5.3d)

Les chlorites du Tertiaire, du Gault ou de l'Hauterivien sont proches du pôle ferrifère tandis que les chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) et du Valanginien indiquent un chimisme plus alumineux que les autres lithologies.

Ultrahelvétique (Frenières), (fig. 5.3d)

Ce diagramme présente deux populations de chlorites: une population à prédominance ferrifère (Tertiaire et Valanginien) et une population à tendance alumineuse (Malm, Valanginien et Hauterivien).

Conclusions

1. Le chimisme des chlorites dépend avant tout de la nature lithologique de la roche d'origine.
2. Il n'y a pas de différence de chimisme notable entre les chlorites des deux fractions granulométriques (< 2 μm et 2-16 μm).
3. L'analyse DRX fait supposer que les chlorites, comme les micas sont également affectées par l'augmentation du gradient métamorphique.
4. Elles semblent être le siège de substitutions ioniques qui se traduisent par un alignement des points de mesure sur un axe.
5. La migration le long de l'axe 7Å-4.7Å, qui préfigure la substitution Fe-Al, ne dépend pas uniquement du niveau lithologique, mais bien du degré métamorphique.
6. La migration en direction du pôle à 14Å est également présente, quoique moins marquée.
7. Cet alignement sur un axe, déjà constaté chez les micas, est dû à des substitutions ioniques que cette méthode ne permet pas de définir avec précision. Pour essayer de préciser la nature de ces substitutions, nous avons analysé plusieurs types de chlorites à la microsonde électronique.

5.2. Analyse des chlorites par microsonde électronique

L'analyse à la microsonde permet de préciser la composition chimique des chlorites, composition déjà approchée avec l'analyse RX. On peut également juger dans quelle mesure, ce type d'analyse reflète la composition chimique individuelle des chlorites.

L'homogénéité ou le cas échéant l'hétérogénéité du chimisme des chlorites peuvent être appréhendées, ainsi qu'un ou plusieurs phénomènes de substitution à l'intérieur de ces minéraux.

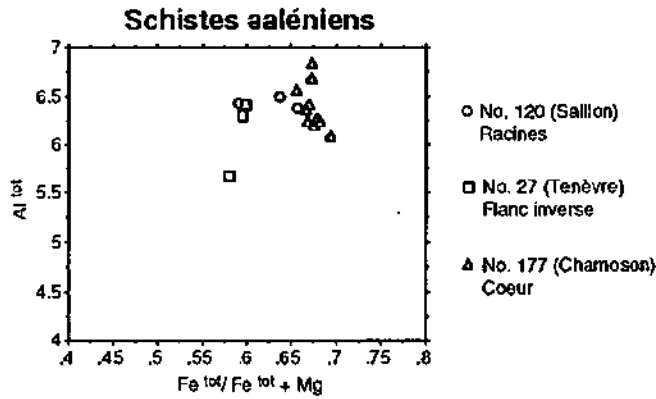
Les chlorites ont été analysées par microsonde électronique à partir de lames minces taillées dans douze roches représentatives de diverses lithologies et divers sites tectoniques de la nappe de Morcles.

Lors du passage de la diagenèse à l'anchizone, il a été constaté que l'occupation de sites octaédriques augmente (Hillier et Velde, 1991). Donc cette occupation serait fonction (entre autres) de la température.

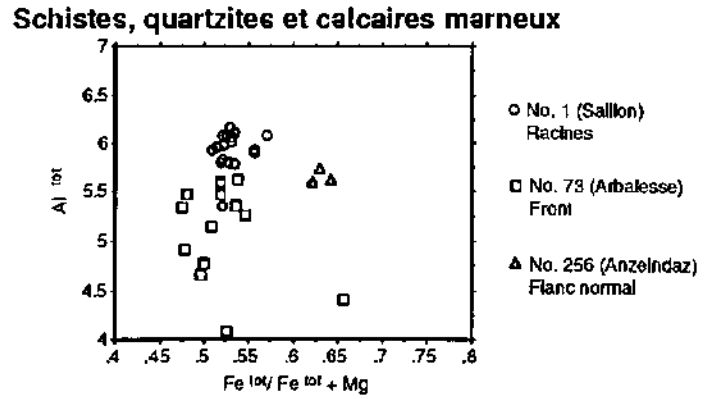
Les formules structurales anhydres des chlorites ont été calculées avec 28 oxygènes. Les tableaux des compositions chimiques (en poids d'oxydes) et des formules structurales des chlorites figurent en annexe 3.

Les résultats des analyses sont présentés par les figures 5.6a et 5.6b et présentent les variations des cations Si, Al^{tot}, Fe^{tot} et Mg (relativement à Fe^{tot}).

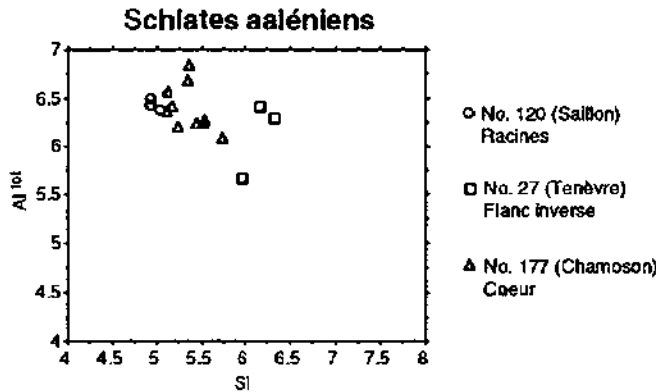
Fig. 5.6a. Evolution de la composition chimique des chlorites de la Nappe de Morcles: schistes, quartzites et calcaires marneux.



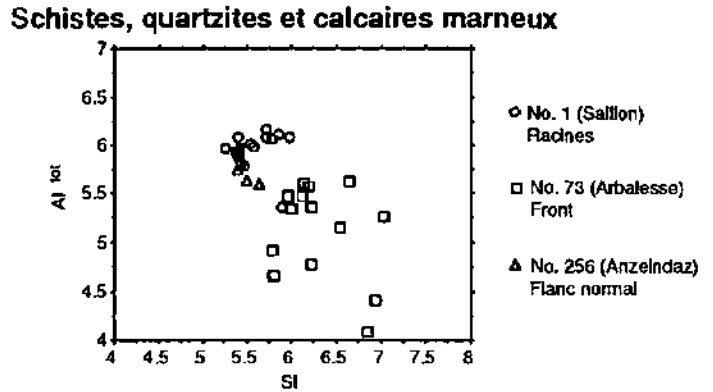
Schistes aaléniens: Il semble y avoir une perte de Fe et un enrichissement en Al, lorsqu'on se dirige du coeur de la nappe aux racines



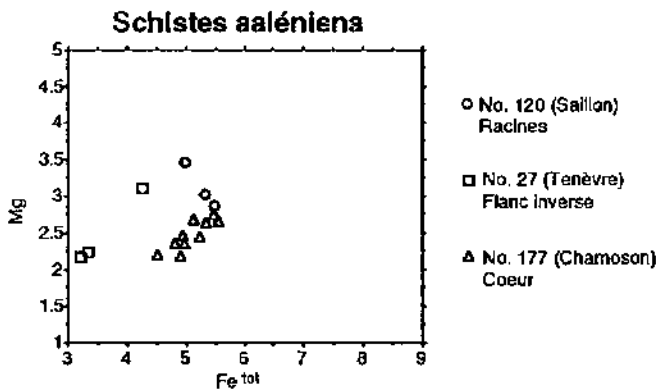
Schistes, quartzites et calcaires marneux: Il semble y avoir une perte du Fe et un enrichissement en Al, lorsqu'on se dirige du front de la nappe aux racines



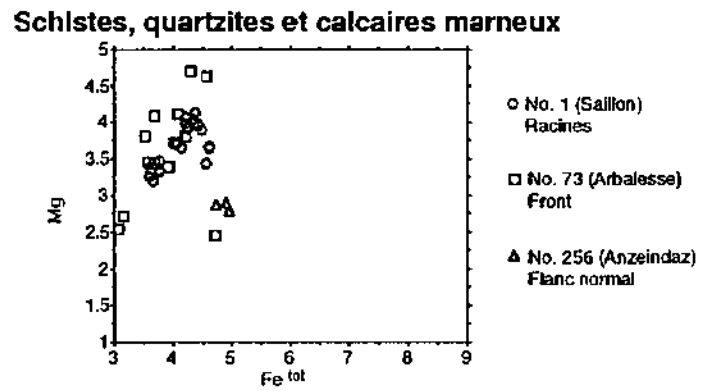
Schistes aaléniens: L'enrichissement en Al se fait au dépens du Si, lorsqu'on se dirige du coeur de la nappe aux racines.



Schistes, quartzites et calcaires marneux: L'enrichissement en Al se fait au dépens du Si, lorsqu'on se dirige du front de la nappe aux racines.



Schistes aaléniens: il semble y avoir une augmentation du Mg et une diminution du Fe, lorsque le métamorphisme augmente.



Schistes, quartzites et calcaires marneux: il semble y avoir une augmentation du Mg et une diminution du Fe, lorsque le métamorphisme augmente.

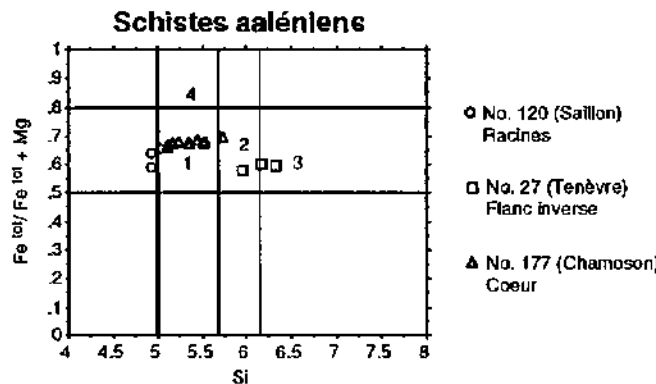


Diagramme d'après Hey (1954). Les chlorites des schistes d'âge aalénien, se situent entre le domaine de la Ripidolite (1) et le domaine de la Brunsvigite (2).

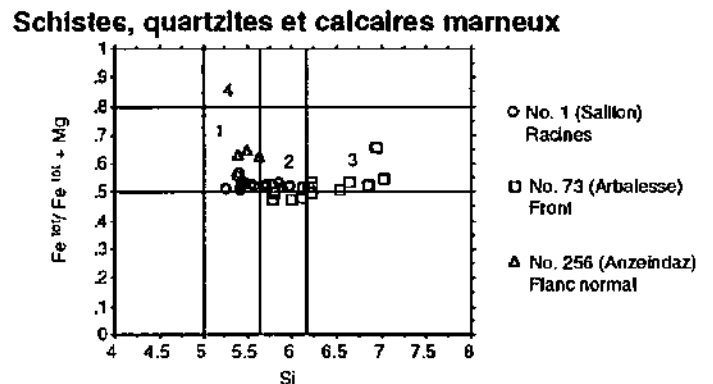
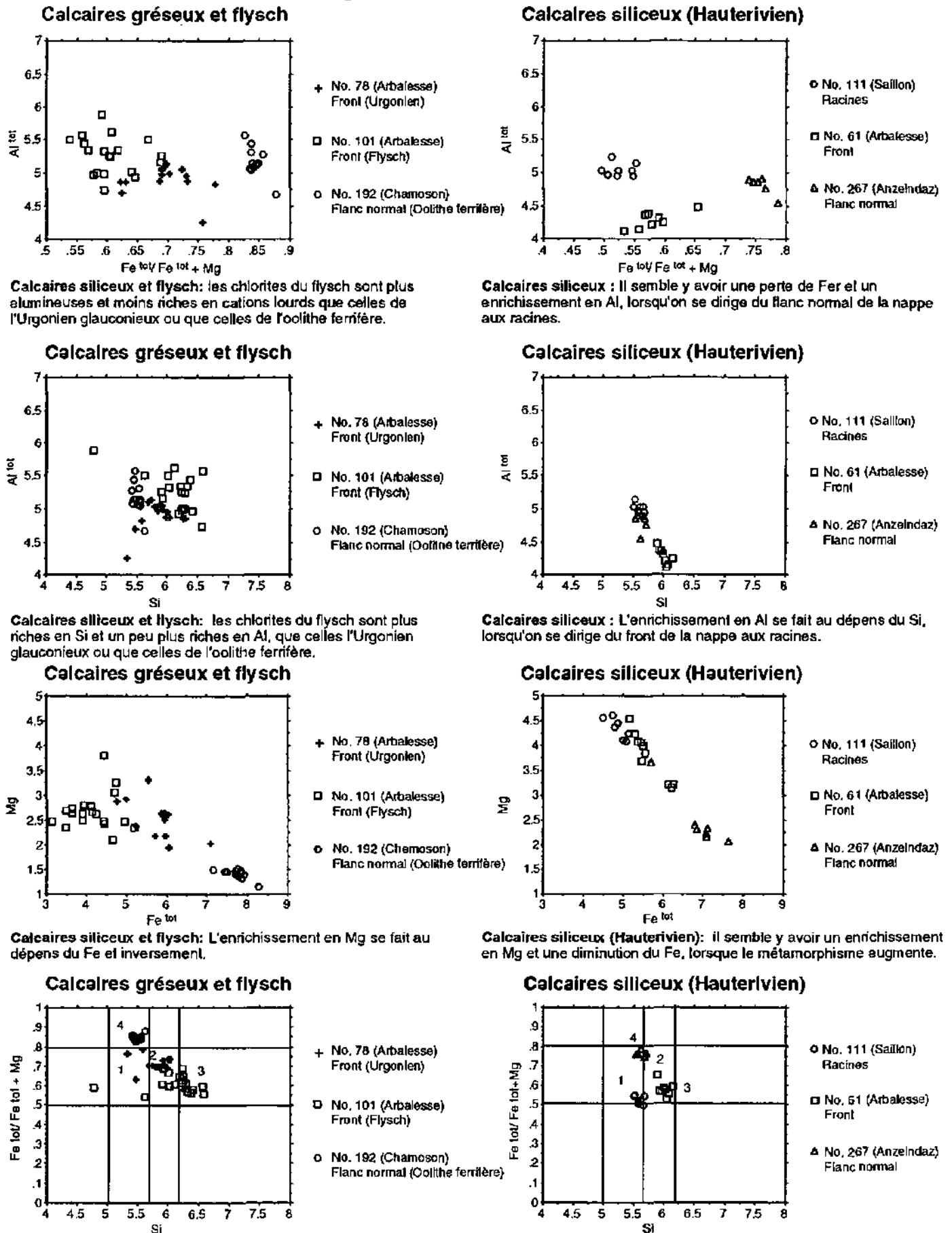


Diagramme d'après Hey (1954). Les chlorites des marnes à Globigérines se situent dans le domaine de la Ripidolite (1). Les schistes verts du plan de chevauchement sont répartis entre le domaine de la Ripidolite et le domaine de la Brunsvigite (2). Les chlorites des grès d'âge Gault sont répartis entre le domaine de la Brunsvigite (2) et le domaine de la Delessite (3).

Pour les chlorites des lithologies schisteuses et gréseuses, l'augmentation du degré de métamorphisme semble impliquer les changements chimiques suivants: diminution de Fe et de Si et augmentation de Al et Mg.

Fig. 5.6b. Evolution de la composition chimique des chlorites de la Nappe de Morcles, calcaires siliceux et grès.



Calcaires siliceux et flysch: les chlorites du flysch sont plus alumineuses et moins riches en cations lourds que celles de l'Urgonien glauconieux ou que celles de l'oolithe ferrifère.

Calcaires siliceux : Il semble y avoir une perte de Fer et un enrichissement en Al, lorsqu'on se dirige du flanc normal de la nappe aux racines.

Calcaires siliceux et flysch: les chlorites du flysch sont plus riches en Si et un peu plus riches en Al, que celles l'Urgonien glauconieux ou que celles de l'oolithe ferrifère.

Calcaires siliceux : L'enrichissement en Al se fait au dépens du Si, lorsqu'on se dirige du front de la nappe aux racines.

Calcaires siliceux et flysch: L'enrichissement en Mg se fait au dépens du Fe et inversement.

Calcaires siliceux (Hauterivien): il semble y avoir un enrichissement en Mg et une diminution du Fe, lorsque le métamorphisme augmente.

Diagramme d'après Hey (1954). Les chlorites des calcaires gréseux (Urgonien) situés au front de la nappe se situent pour la plupart dans le domaine des Brunsvigites (2) et les chlorites du flysch, se situent en grande partie dans le domaine de la Delessite (3), les chlorites provenant du flanc normal de la nappe (Oolithe ferrifère) sont très riches en Fe (Daphnite (4)).

Diagramme d'après Hey (1954). Les chlorites des schistes d'âge hauterivien (flanc inverse et racines), se situent entre le domaine de la Ripidolite (1) et le domaine de la Brunsvigite (2), les chlorites provenant du front de la nappe sont plus riches en Fe (Daphnite (4))

Pour les chlorites des lithologies calcaro-gréseuses, l'augmentation du degré de métamorphisme semble impliquer les changements chimiques suivants: diminution de Fe et de Si et augmentation de Al et Mg.

1. Lithologies à dominante schisteuse

Racines de la nappe (Saillon)

- Schistes aaléniens (n° 120)
- Schistes verts (Gault, n° 1)

Flanc inverse (Tenèvre)

- Schistes aaléniens (n° 27)

Coeur de la nappe (Chamoson)

- Schistes aaléniens (n° 177)

Flanc normal (Anzeiadaz)

- Marnes à Globigérines (Priabonien, n° 256)

2. Lithologies à dominante calcaro-gréseuse (calcaires gréseux, flysch et quartzites)

Racines de la nappe (Saillon)

- Calcaires gréseux (Hauterivien, n° 111)

Front de la nappe (région de Pont-de-Nant-Arbalesse)

- Calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 61)
- Calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78)
- Quartzites glauconieux (Gault, n° 73)
- Flysch (Priabonien, n° 101)

Région du flanc normal (Anzeindaz)

- Calcaires gréseux Hauterivien, n° 267)

Région du flanc normal (Chamoson-Mine de Fer)

- Oolithe ferrifère (Callovo-oxfordien, n° 192)

5.2.1. Lithologies à dominante schisteuse

Racines de la nappe (Saillon)

Schistes aaléniens (n° 120)

Dans cette roche, il n'y a que trois analyses, qui peuvent être prises en compte. Toutefois ces dernières sont assez homogènes et se situent dans le domaine de la Pseudothuringite selon Hey (1954).

Schistes verts (Gault, n° 1)

Ces schistes verts sont situés au plan de chevauchement de la nappe. Les analyses des chlorites, provenant de schistes verts, d'aspect prasinitique sont assez homogènes et semblent indiquer une substitution Si/Al.

Flanc inverse (Tenèvre)

Schistes aaléniens (n° 27)

Les phyllites sont souvent composées de feuillets alternants de mica et de chlorite. Des biotites altérées pourraient être à l'origine de ces feuillets de mica et de chlorite intercalés (Jiang *et al.*, 1994). Il y a également des paillettes isolées de micas très finement cristallisées.

Ici nous ne disposons que de trois analyses assez hétérogènes. Les conditions d'analyse étant très difficiles à cause de la faible taille des phyllites, qui ont une tendance Delessite.

Coeur de la nappe (Chamoson)

Schistes aaléniens (n° 177)

La chlorite se présente souvent sous forme de paillettes formées de feuillets alternants de mica et de chlorite. Elle est accompagnée de cristaux de carbonates sont parfois zonés de brun à l'intérieur. Des nodules de pyrite sont englobés dans les carbonates ou alignés le long de la schistosité.

Les chlorites de cette roche semblent présenter une substitution entre l'aluminium et le fer. Les quantités de fer et de magnésium étant directement proportionnelles.

Les chlorites des schistes aaléniens, se situent pour la plupart dans le domaine de la Ripidolite et de la Brunsvigite, avec une tendance Pseudothuringite aux racines et une tendance Delessite dans le flanc inverse.

Flanc normal (Anzeindaz)

Marnes à Globigérines (Priabonien, n° 256)

Dans cette roche, la chlorite se présente sous forme de petites paillettes brunes allongées et minces. Elle est accompagnée de calcite et de micas (voir chap. 4). Les chlorites sont relativement riches en fer et pauvres en silice, ce qui les place dans le domaine de la Ripidolite (Hey, 1954).

5.2.2. Lithologies à dominante calcaro-gréseuse

Les chlorites des calcaires siliceux hauteriviens ont été analysées dans trois sites tectoniques différents: au front, au flanc normal et aux racines de la nappe.

Racines de la nappe (Saillon)

Calcaires gréseux (Hauterivien, n° 111)

Les chlorites de ces calcaires présentent une substitution Fe^{tot}/Mg assez marquée. Les chlorites étant très magnésiennes, elles se situent dans le domaine de la Ripidolite. Les roches carbonatées et évaporitiques sont souvent citées comme étant à l'origine de ce type de chlorites, qui tireraient leur magnésium des carbonates (Hillier et Velde, 1993).

Front de la nappe (région de Pont-de-Nant-Arbalèsse)

Calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 61)

Ces calcaires glauconieux sont massifs de couleur gris brun foncé. Ils présentent une patine grise. Ils contiennent du mica, du plagioclase, du stilpnomélane, du quartz et de la dolomite. Au microscope, on note des débris d'échinodermes, les grains de quartz sont réorientés dans la schistosité, soulignée par des dépôts d'opacités noirs. Il y a du mica brun-doré néoformé, des nodules phosphatés, des micas blancs détritiques et des grains de glauconite brune très déformés. Des nodules de pyrite sont entourés et reliés par des néoformations de chlorite pratiquement incolore à biréfringence très basse, probablement syncinématique (fig. 5.4). Les analyses indiquent une substitution entre le Fe^{tot} et le Mg. Ces chlorites, riches en fer et en silicium, se situent dans le domaine de la Brunsvigite (Hey, 1954).

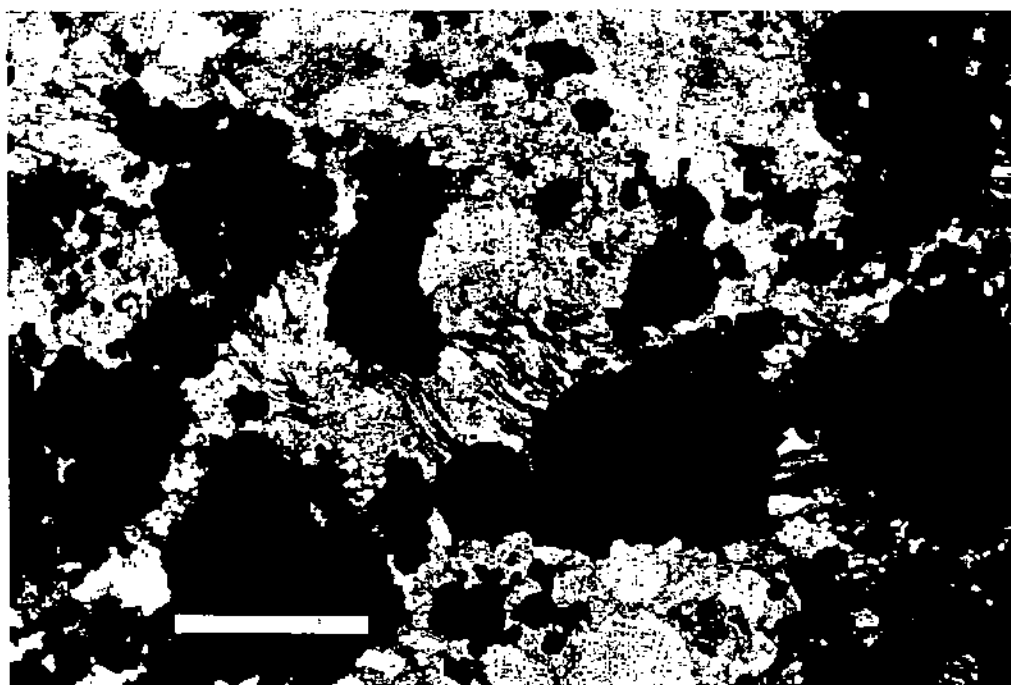


Fig. 5.4. Néoformations de chlorite, au centre (calcaires gréseux et glauconieux, Hauterivien, n° 61, barre = 0.2 mm, lumière polarisée).

Calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78)

Ce sont des calcaires gréseux et glauconieux, avec stilpnomélane, quartz et dolomite. Dans cette roche, les chlorites se situent pour la plupart dans le domaine des Brunsvigites. Les analyses déterminent une substitution Fe/Mg et une substitution Al/Si, la forte teneur en titane de certaines analyses (60E), provient probablement de l'héritage détritique (altération de biotite).

Le produit intermédiaire mica-chlorite (analyses 59E et 82R) est peut être un artefact dû au fait que les paillettes de mica étant souvent intercalées avec les paillettes de chlorite, l'analyse est contaminée par la paillette voisine ou légèrement enrichie en silice par contamination également.

Quartzites glauconieux (Gault, n° 73)

Il s'agit d'un quartzite sombre en petits bancs, formé d'une matrice de grains de quartz, réorientés, à extinction légèrement roulante, parfois fissurés, entourés de grains de glauconite aplatis qui moulent les grains de quartz. Ces derniers sont parfois recristallisés et bourrés d'inclusions variées.

Des grains de zircon, de tourmaline et de sphère xénomorphes (arrondis) occupent les zones intergranulaires. La pyrite est abondante. Il n'y a pas de calcite.

Les paillettes de micas détritiques sont rares et semblent être en grande partie recristallisées. Dans cette roche également, il y a une phyllite intermédiaire mica-chlorite (analyses 77W-80W et 92Y et 93O). La chlorite se présente parfois sous forme de "bouquets" (93O et 94O) et elle est en général de couleur brune.

Les analyses indiquent une tendance à la substitution Fe/Mg. La chlorite est également présente sous forme de matière brune sans aucune forme cristalline (très riche en fer) ou de plages opaques d'un habitus tout à fait atypique.

Flysch (Priabonien, n° 101)

Les chlorites du Flysch recouvrent les domaines de la Pseudothuringite, de la Ripidolite, de la Brunsvigite et de la Delessite. Elles possèdent une assez grande variété de composition dû à un apport détritique varié. La composition chimique n'est encore que faiblement marquée par le métamorphisme.

Région du flanc normal (Anzeindaz)

Calcaires gréseux (Hauterivien, n° 267)

Ce sont des calcaires gréseux à stilpnomélane, quartz et dolomite (Hauterivien, n° 267).

Les analyses des chlorites sont assez homogènes. Selon la nomenclature de Hey (1954), les chlorites de cet échantillon se situent dans le domaine de la Daphnite (chlorites riches en fer). Les chlorites présentent une légère substitution Fe^{tot}/Mg.

Conclusion

Les analyses microsonde des calcaires gréseux hauteriviens confirment les constatations de l'analyse RX, c'est à dire la perte de Si correspondant à une augmentation de Al avec des conditions de métamorphisme croissant (Hillier et Velde, 1991). Pour certaines lithologies, on a également une substitution du Fe en faveur du Mg, lorsque le métamorphisme augmente. Par exemple du flanc normal (chlorites de type Daphnite), en passant par le front (chlorites de type Brunsvigite) et pour arriver aux racines (chlorites de type Ripidolite).

Oolithe ferrifère (Callovo-oxfordien, n° 192)

Il s'agit de lentilles ferrugineuses incluses dans des marnes gris-brun satinées. Macroscopiquement, cette oolithe est brun-rouge foncé, elle présente de nombreuses fractures remplies de carbonates et de quartz. La fraction argileuse fine contient très peu de mica, de la chlorite et un peu de kaolinite. Dans cette même roche, Delaloye (1966) déterminait de la ferrochlorite et de la ferrokaolinite. Hillier et Velde (1992) citent la présence dans ce type de lithologie (ironstones), mais dans un contexte diagénétique, d'un interstratifié berthierine-chamosite ou kaolinite-chlorite qui pourrait être le précurseur de la ferrochlorite et de la ferrokaolinite.

Au microscope, les fibres de carbonates présentent une orientation perpendiculaire à la fissure et sont légèrement déformés, la déformation a donc été encore perceptible après la fracturation.

Les grains de quartz présentent un bord de grain sinueux et engrené de même qu'une texture lamellaire et une extinction roulante due au fort écrasement. Comme les fibres de carbonates, les grains de quartz sont perpendiculaires aux fractures.

Les niveaux oolithiques sont sillonnés de fines fractures remplies de carbonates. Les oolithes sont déformées et réorientées (fig. 5.5). Certaines oolithes sont complètement recristallisées et remplies de carbonates (calcite et ankérite) et d'oxydes de fer, d'autres présentent une structure en pelure d'oignon constituée par un minéral de faible biréfringence, qui s'avère être de la chlorite.



Fig. 5.5. Oolithes (Callovo-oxfordien, n° 192) présentant une structure en pelure d'oignon constituée en partie par de la chlorite (lumière polarisée, barre = 1 mm).

L'analyse microsonde des chlorites de cette "oolithe" présente une composition chimique très riche en fer. Par contre, elles possèdent un contenu en silicium légèrement inférieur à 5.6 atomes de Si, ce qui place nos analyses juste à côté du domaine des chamosites de Hey, dans le domaine des daphnites. Cette différence pourrait s'expliquer par des méthodes d'analyse non comparables (analyse chimique classique selon Hey versus microsonde).

5.3. Comparaisons des résultats obtenus avec les analyses à la microsonde et l'analyse DRX.

Pour juger dans quelle mesure les résultats DRX sont représentatifs du chimisme des chlorites, nous avons établi diverses représentations graphiques corrélant ces deux types de mesures.

La première représentation corrèle le contenu en cations lourds (Fe, Cr, Mn) et les rapports des intensités des réflexions basales (mesurées sur les diagrammes RX) de type $I(002)+I(004)/I(003)$.

La deuxième représentation compare les résultats de l'analyse DRX (représentation graphique sous forme de diagrammes ternaires) et le contenu en cations lourds (Fe, Cr, Mn) analysé à la microsonde (représentation graphique sous forme de diagrammes ternaires également).

5.3.1. Comparaisons des résultats obtenus avec les analyses à la microsonde et l'analyse DRX avec des valeurs théoriques.

Petruk (1964) et Brindley et Brown (1984) ont donné des valeurs à la fois de l'asymétrie (D) et du contenu en cations lourds (γ) (tab. 5.1).

Ces valeurs ont été calculées sur la base de formules structurales théoriques.

L'asymétrie D, définie comme la différence de distribution des cations lourds (Fe, Cr, Mg) dans la couche octaédrique et dans la couche hydroxyde ($D = \text{Sil.Fe-Hydr.Fe}$).

Elle peut selon Schoen (1962) être approchée par la mesure du rapport $F(003)/F(001)$ (F: amplitude structurale).

Tab. 5.1. Asymétrie (D) et contenu en cations lourds (γ), valeurs calculées sur la base de formules structurales théoriques (Brindley et Brown 1984) et mesurées (Morcles).

Brindley et Brown, 1984		Morcles		Brindley et Brown, 1984		Morcles	
D	$I(003)/I(001)$	n° éch	$I(003)/I(001)$ <2 $\mu\text{m AD}$	γ	$I(002)+I(004)/I(003)$	$\gamma = \text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg}$ (moyennes)	$I(002)+I(004)/I(003)$ <2 $\mu\text{m AD}$
+6	0.016	1	0.867	0	2.362	7.88	6.59
+5	0.031	27	1.082	2	3.544	5.50	5.84
+4	0.056	61	0.900	4	4.972	9.46	18.56
+3	0.102	73	1.202	6	6.664	7.51	4.76
+2	0.189	78	0.953	8	8.604	8.15	8.97
+1	0.363	101	0.944	10	10.810	7.11	12.21
0	0.754	111	1.152	12	13.350	8.99	6.34
-6	1.821	120	2.259			8.38	5.35
-5	5.874	177	1.692			7.56	6.06
-4	25.840	192	0.894			9.13	17.83
-3	15.900	256	1.364			7.73	8.26
-2	5.434	267	0.661			9.24	12.71
-1	2.742						

Le contenu total en cations lourds peut être évalué par la valeur absolue de F(002). On constate, qu'il y a une corrélation de type logarithmique (fig. 5.7) entre la quantité de cations lourds (Y= Fe+ Mg) et les rapports des intensités des réflexions basales (mesurées sur les diagrammes RX) de type I(002)+I(004)/I(003).

La meilleure corrélation est obtenue avec les rapports mesurés sur les diagrammes des fractions < 2 µm air-dry.

Ceci pour les deux types de mesures que ce soit celles données par Brown et Brindley (1984) où le coefficient de corrélation r^2 est de .987 ou par les valeurs obtenues à partir des chlorites de la nappe de Morcles.

Pour ces dernières valeurs, la corrélation est assez bonne ($r^2 = .329$), malgré le fait que la courbe soit dessinée avec des valeurs provenant d'analyses faites sur des chlorites naturelles et non avec des valeurs calculées à partir de formules structurales théoriques.

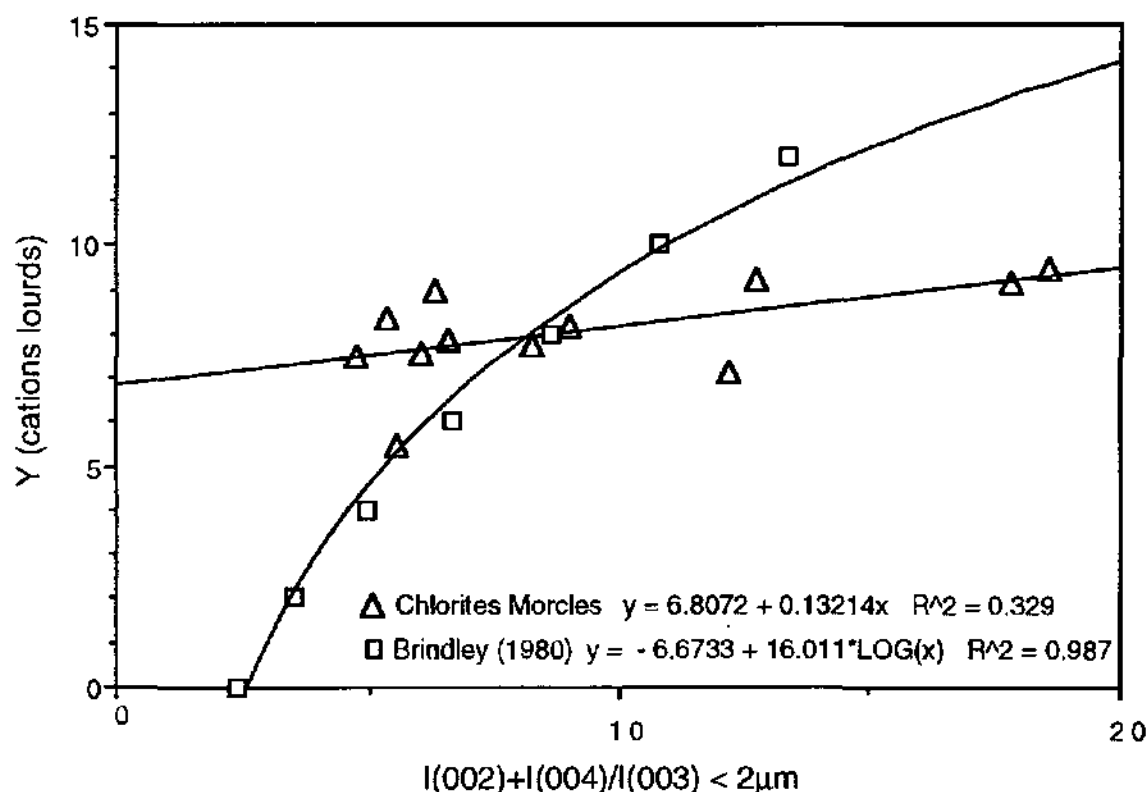


Fig. 5.7. Corrélations entre la quantité de cations lourds (Y) et les rapports des intensités des réflexions basales.

Si l'on compare la courbe obtenue avec les valeurs de Brindley et Brown (1984), à celle que nous avons obtenue à l'aide des diagrammes RX de poudres orientées et d'analyses chimiques à la microsonde de chlorites de diverses lithologies du front aux racines en passant par le flanc normal et le coeur de la nappe de Morcles, on constate que l'augmentation du rapport I(002)+I(004)/I(003) est plus rapide que l'augmentation du contenu en cations lourds pour les valeurs obtenues à partir des chlorites de la nappe de Morcles que pour les valeurs données par Brindley et Brown.

5.3.2. Comparaisons des résultats obtenus avec les analyses à la microsonde et l'analyse DRX

La figure 5.8 met en évidence les corrélations entre les analyses chimiques (nombre de cations Al^{tot} , Mg et Fe^{tot}) et les analyses diffractométriques (variation des rapports des intensités des trois premières réflexions basales) figurées sur des diagrammes ternaires.

Les diagrammes de gauche représentent les intensités des trois premières réflexions basales mesurées sur les préparations de fractions fines orientées, < 2 μm air-dry (petit figuré) et 2-16 μm air-dry (figuré plus grand).

Les diagrammes de droite présentent les résultats des analyses chimiques à la microsonde. Le fer et l'aluminium étant sous forme totale.

On constate que les diagrammes ternaires réalisés avec les intensités des réflexions basales (RX) n'offrent pas une très bonne discrimination, mais permettent quand même d'approcher la composition chimique et de différencier diverses populations de chlorites.

Les corrélations entre les rapports des 3 premières réflexions basales des chlorites et les teneurs en Al^{tot} , Mg et Fe^{tot} ne sont pas très bonnes (fig. 5.9a et 5.9b). Ceci est dû en partie au fait que les paillettes de chlorites sont très fines et sont parfois légèrement contaminées par les paillettes de micas adjacentes.

D'autre part, dans les échantillons analysés, la composition de la chlorite est assez variable d'une paillette à l'autre, surtout si le métamorphisme est très faible, si le métamorphisme augmente, la composition des cristaux de chlorite d'une roche est plus homogène.

Les analyses diffractométriques donnent une composition moyenne des chlorites, il n'est donc pas étonnant que la meilleure corrélation entre les rapports des 3 premières réflexions basales des chlorites et les teneurs en Al^{tot} , Mg et Fe^{tot} n'excède pas un coefficient de corrélation (r^2) de .493.

Toutefois, des corrélations significatives ayant été trouvées entre l'intensité du pic (002) et la quantité de fer et l'intensité du pic (003) et la quantité d'aluminium, l'emploi des méthodes type Oinuma, Shimoda et Sudo peuvent être envisagées tout en étant conscient de leurs imprécisions.

5.3.3. Variation du chimisme des chlorites et LS

Pour mettre cette tendance en évidence, nous avons corrélé l'évolution du chimisme des chlorites représenté par le rapport de l'intensité du premier pic sur l'intensité de la deuxième réflexion de la chlorite et la mesure de la LS sur le premier pic du mica à 10Å. Cette dernière étant utilisée comme une variable représentant l'intensité du métamorphisme.

Ces graphes (fig. 5.10 et 5.11) illustrent des niveaux géologiques représentés aussi bien au front qu'aux racines de la nappe, en passant par le flanc inverse et le flanc normal.

Fig. 5.8. Les chlorites de la Nappe de Morcles: analyses diffractométriques et microsonde comparées

Diagramme 1 : Flysch et marnes à Giobigérites

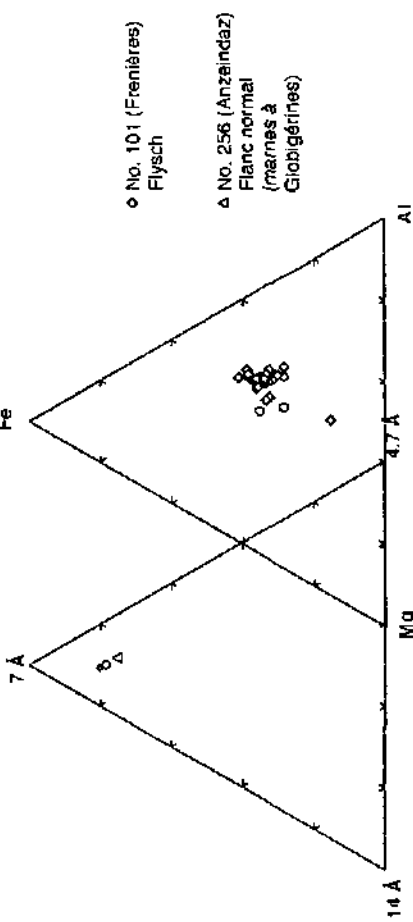


Diagramme 3 : Calcaires siliceux (Hauteriviens)

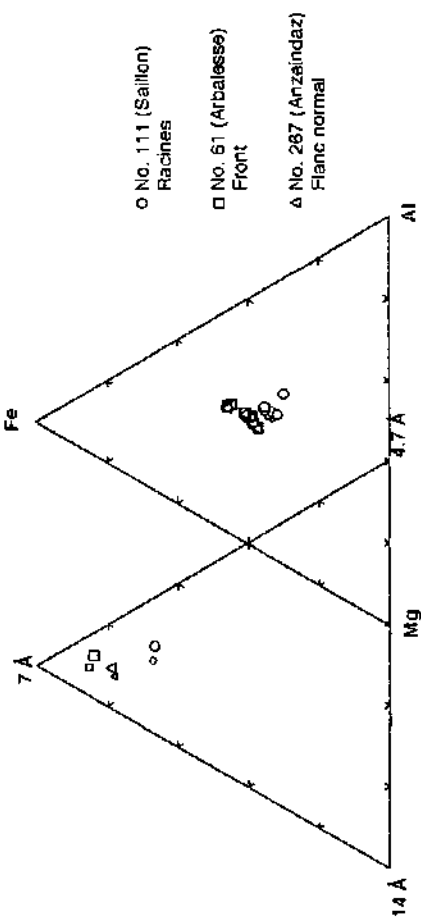


Diagramme 5 : Schistes (Aaléniens)

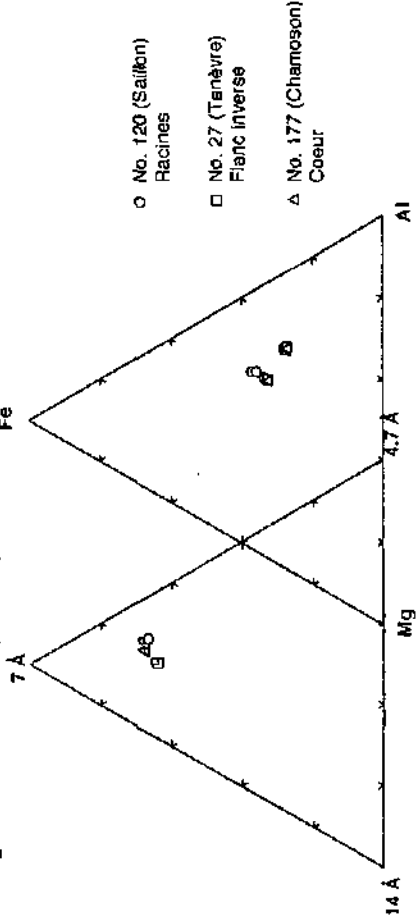


Diagramme 2 : Schistes et quartzites (Gault)

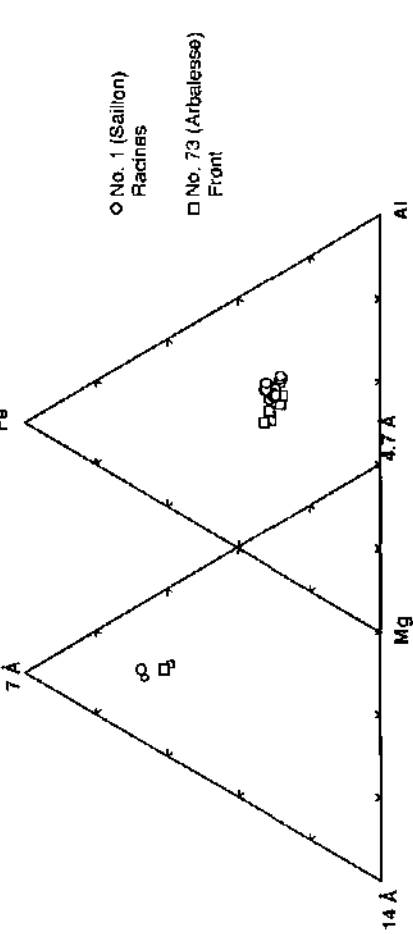
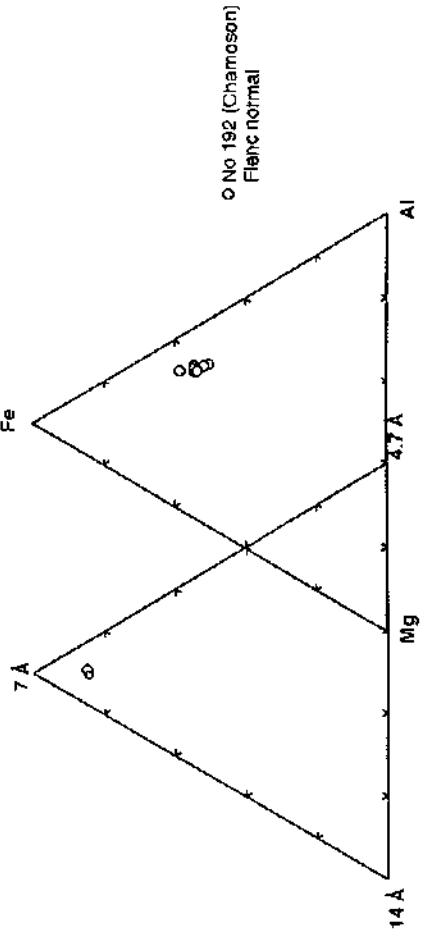


Diagramme 4 : Ooïthe ferrifère (Callovien)



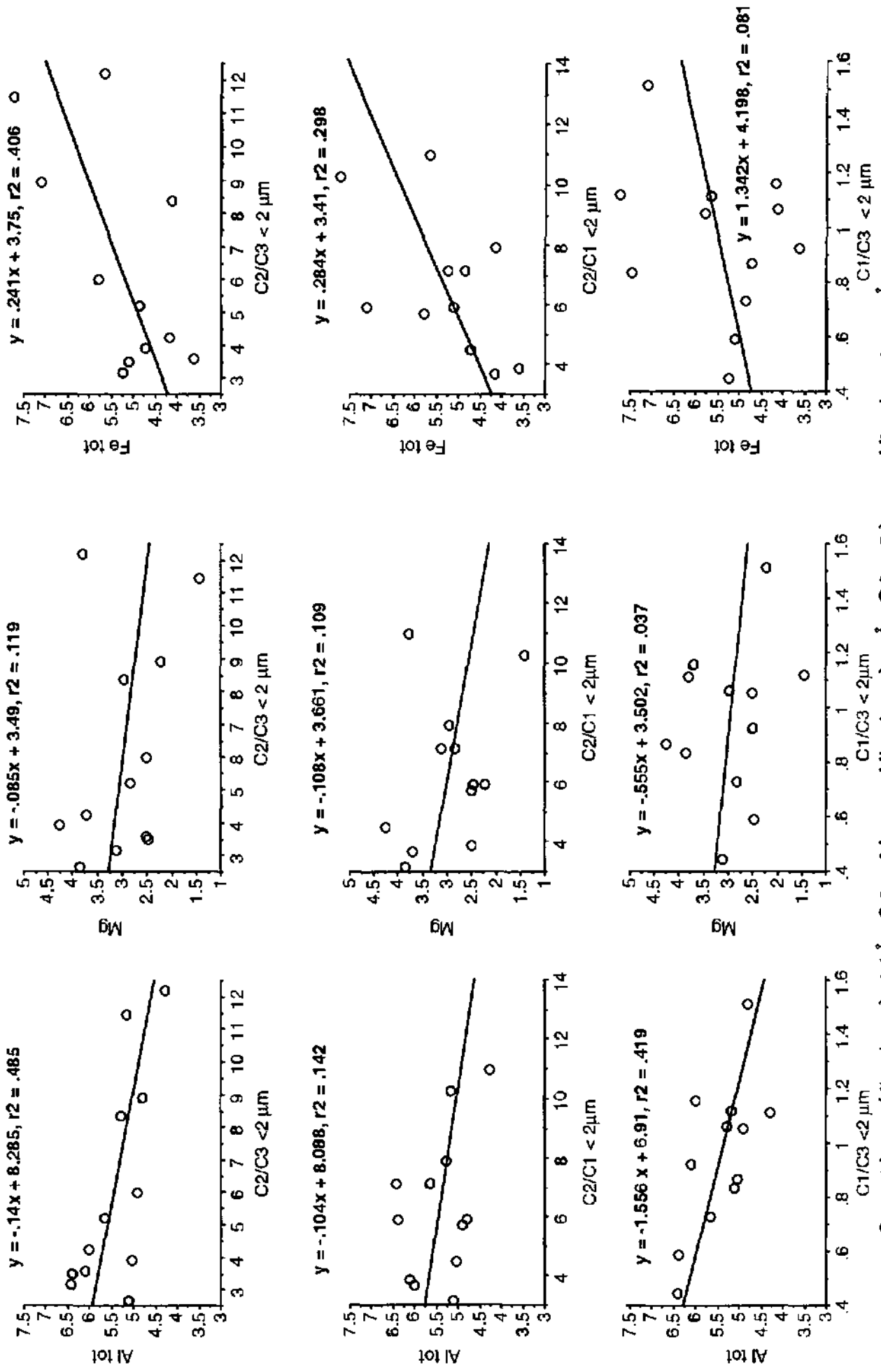
Diagrammes ternaires modifiées d'après Olnuma, Shimoda et Sudo (1972)

Les diagrammes de gauche figurent les intensités des trois premières réflexions basales mesurées sur les préparations de tractions fines orientées $2 \mu\text{m}$ air-dry (petit figuré) et $2-16 \mu\text{m}$ air-dry (grand figuré). Les diagrammes de droite montrent les résultats des analyses chimiques à la microsonde. Le fer et l'aluminium étant sous forme totale.

- Diagramme 1 : Les chlorites du Flysch montrent une assez grande variété de composition (epport détritique varié), tandis que les chlorites des marnes à Giobigérites sont plus homogènes.
- Diagramme 2 : Les chlorites des schistes du Gault sont plus alumineuses aux racines qu'au front de la nappe.
- Diagramme 3 : Les chlorites des schistes de l'Hauteriviens sont plus alumineuses dans la zone des racines qu'au front ou dans le flanc normal de la nappe.
- Diagramme 4 : Les chlorites de l'ooïthe ferrifère sont des Daphnites.
- Diagramme 5 : La tendance alumineuse lorsqu'on se dirige vers les racines n'est pas claire.

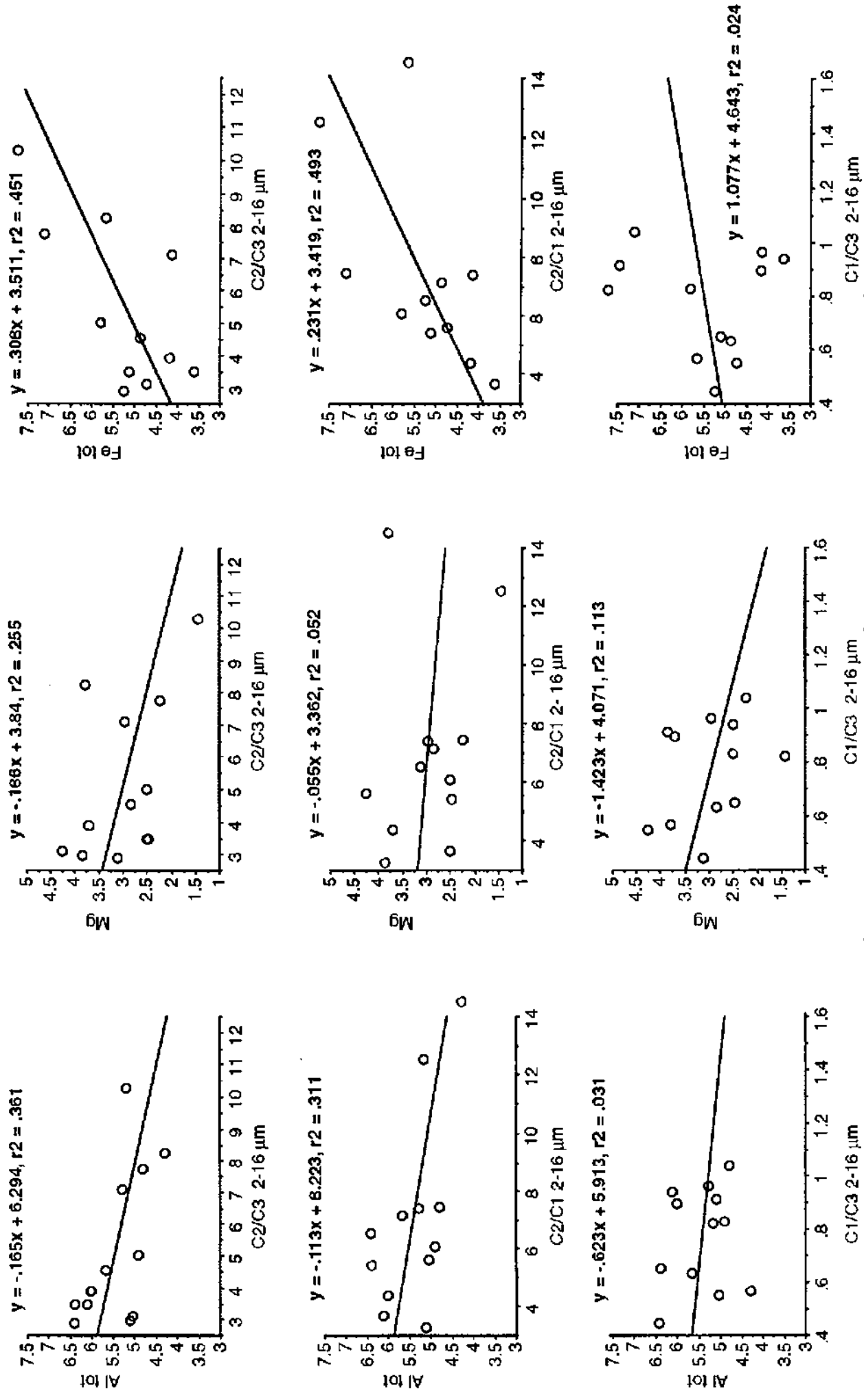
Les analyses à la microsonde montrent, comme les analyses diffractométriques, une variation du chimisme des chlorites en fonction du degré de métamorphisme. Bien que faiblement marquée cette tendance se traduit par une migration des chlorites vers les pôles alumineux et magnésiens, lorsque le métamorphisme augmente.

Fig. 5.9a. Variation des rapports des 3 premières réflexions basales des chlorites en fonction de la teneur en Al tot, Mg et Fe tot (fractions fines < 2µm)



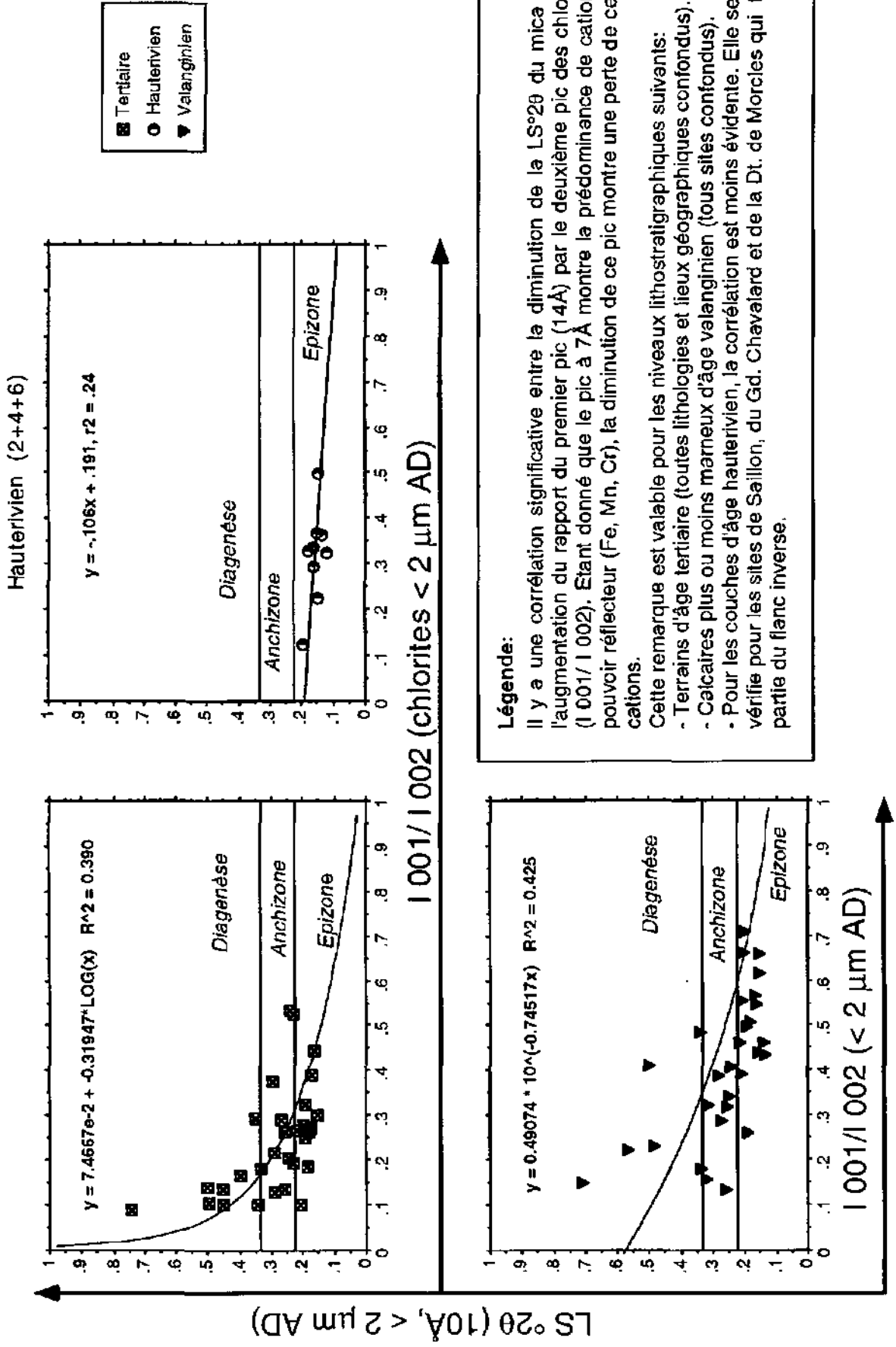
C1= 1ère réflexion à 14Å, C2= 2ème réflexion à 7Å, C3= 3ème réflexion à 4.7Å

Fig. 5.9b. Variation des rapports des 3 premières réflexions basales des chlorites en fonction de la teneur en Al tot, Mg et Fe tot (fractions fines 2-16 µm)



C1= 1ère réflexion à 14Å, C2= 2ème réflexion à 7Å, C3= 3ème réflexion à 4.7Å

Fig. 5.10. Rapports des intensités basales de la chlorite à 14Å et à 7Å (001/002) en fonction de la LS°2θ du mica dans la fraction fine < 2 µm (air-dry)



Légende:

Il y a une corrélation significative entre la diminution de la LS°2θ du mica à 10Å et l'augmentation du rapport du premier pic (14Å) par le deuxième pic des chlorites (7Å) (I 001/ I 002). Etant donné que le pic à 7Å montre la prédominance de cations à haut pouvoir réflecteur (Fe, Mn, Cr), la diminution de ce pic montre une perte de ces mêmes cations.

Cette remarque est valable pour les niveaux lithostratigraphiques suivants:

- Terrains d'âge tertiaire (toutes lithologies et lieux géographiques confondus).
- Calcaires plus ou moins marneux d'âge valanginien (tous sites confondus).
- Pour les couches d'âge hauterivien, la corrélation est moins évidente. Elle se vérifie pour les sites de Saillon, du Gd. Chavalard et de la Dt. de Morcles qui font partie du flanc inverse.

Il y a une corrélation significative entre la diminution de la $LS^{2\theta}$ du mica à 10\AA et l'augmentation du rapport composé par le premier pic à 14\AA , divisé par le deuxième pic des chlorites à 7\AA ($I(001)/I(002)$) (donc à la diminution de l'intensité du deuxième pic).

Cette remarque est surtout valable pour les terrains d'âge tertiaire (toutes lithologies et lieux géographiques confondus) et les calcaires plus ou moins marneux d'âge valanginien (tous lieux géographiques confondus).

Pour les couches d'âge hauterivien, la corrélation est moins évidente et ne se vérifie que pour les lieux géographiques suivants: Saillon, Gd. Chavalard et Dt. de Morcles, qui font partie du flanc inverse.

Dans la région du "Le Dailey" (flanc inverse), une telle relation a pu être mise en évidence aussi bien pour les fractions fines $< 2\ \mu\text{m}$ que pour les fractions $2\text{-}16\ \mu\text{m}$ (fig. 5.11).

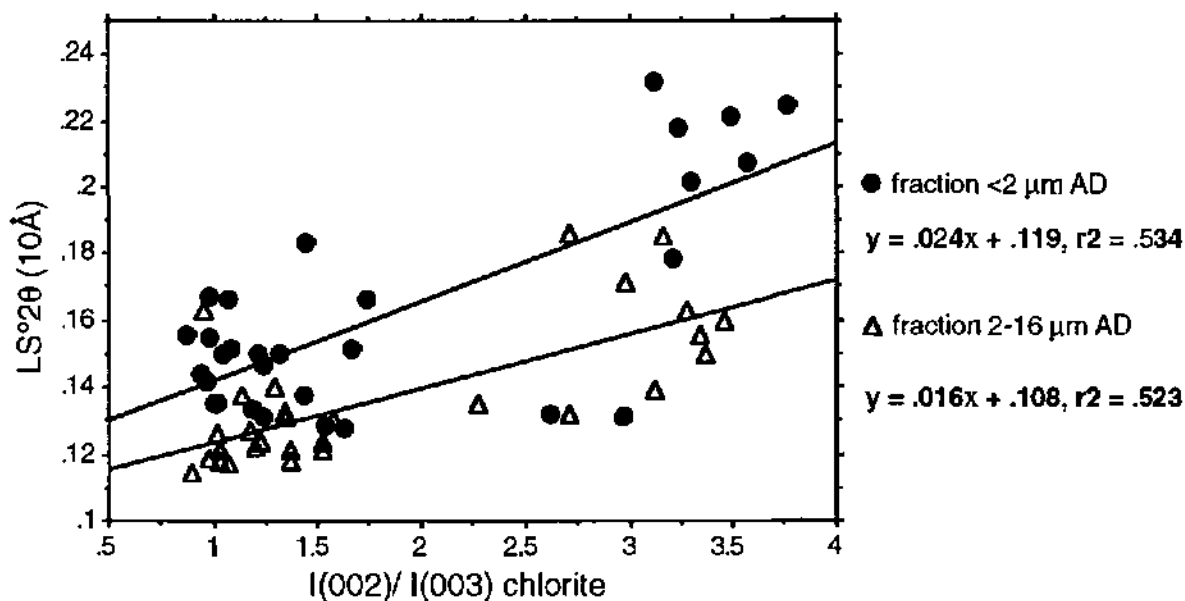


Fig. 5.11. Chlorites de la région du Dailey (flanc inverse), rapports du deuxième pic sur le troisième pic des chlorites en fonction de la $LS^{2\theta}$ (du mica), respectivement pour les fractions fines $< 2\ \mu\text{m}$ et pour les fractions $2\text{-}16\ \mu\text{m}$.

Nous avons vu précédemment (fig. 5.7), que la diminution du taux de cations lourds correspond également à la diminution de la réflexion 002 de la chlorite.

La figure 5.11 montre que cette diminution de la réflexion 002 correspond également à une diminution de la LS du mica ou à une augmentation de la cristallinité, donc à un métamorphisme croissant.

Il y a donc une perte des cations lourds (Fe, Cr, Mn) et du Si correspondant à une augmentation du Mg et du Al avec des conditions de métamorphisme croissant.

Ce qui confirme les observations mentionnées par Cathelineau et Nieva (1985); Cathelineau (1988); Spötl *et al.* (1994).

5.3.4. La chlorite comme géothermomètre?

Introduction

De Caritat *et al.* (1993) ont publié une revue des formules utilisées pour calculer la température de cristallisation des chlorites. Nous avons appliqué la formule de Cathelineau (1988): $\{T^{\circ} = - 61.92 + 321.98Al^{IV}\}$ à nos analyses à titre d'exemple étant donné que celle semble appropriée à notre problématique (Rahn *et al.* 1994), tout en restant conscients que l'interprétation des résultats doit être entourée de précautions et que les températures citées restent sujettes à caution.

Nous avons corrélié les températures calculées à la somme des cations octaédriques et constaté que ces deux variables sont dans la plupart des cas directement proportionnelles (fig. 5.12).

Si l'on considère d'abord les lithologies à dominante schisteuse, on constate que les chlorites des schistes aaléniens (n°120) aux racines de la nappe ont une teneur en Al^{IV} et donc une T° calculée assez élevée. Mais il n'y a que trois mesures.

Au flanc inverse, les chlorites des schistes aaléniens (n°27) possèdent une composition assez hétérogène.

Au coeur de la nappe, les schistes aaléniens (n°177), montrent des points d'analyse repartis sur une droite.

Les schistes verts (Gault, n°1) situés pratiquement sur le plan de chevauchement de la nappe montrent une corrélation significative entre la somme des cations octaédriques et la température, donc la teneur en Al^{IV} .

Aux racines de la nappe, les chlorites des calcaires gréseux (Hauterivien, n°111), ont une composition assez stable.

Au front de la nappe (région de Pont-de-Nant-Arbalès), ce même type de calcaires gréseux (Hauterivien, n° 61), contient des chlorites de composition assez homogène, donc les températures calculées le sont également.

Des calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n°78) de la même région possèdent une composition plus variée. Les points d'analyse des chlorites sont disposés sur une droite.

Les chlorites des quartzites glauconieux (Gault, n°73), présentent une population hétérogène répartie sur une droite.

Les chlorites du flysch (n°101) montrent également la présence d'une population hétérogène répartie sur une droite.

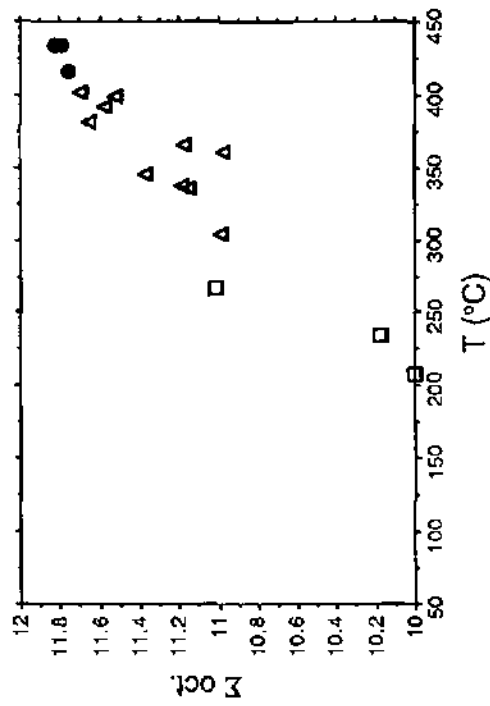
Au flanc normal (Anzeindaz), les chlorites des marnes à Globigérines (Priabonien, n°256) sont également situées sur une droite de substitution, mais les mesures sont trop peu nombreuses pour en tirer des conclusions claires.

Les calcaires gréseux (Hauterivien, n°267), possèdent une certaine homogénéité. Les températures calculées semblent un peu trop élevées par rapport à la mesure de la LS.

Les chlorites de l'oolithe ferrifère (Callovo-oxfordien, n° 192) de la région du flanc normal (Chamoson-Mine de Fer) montrent une composition très homogène que les analyses soient effectuées sur les oolithes ou dans la chlorite de fissure.

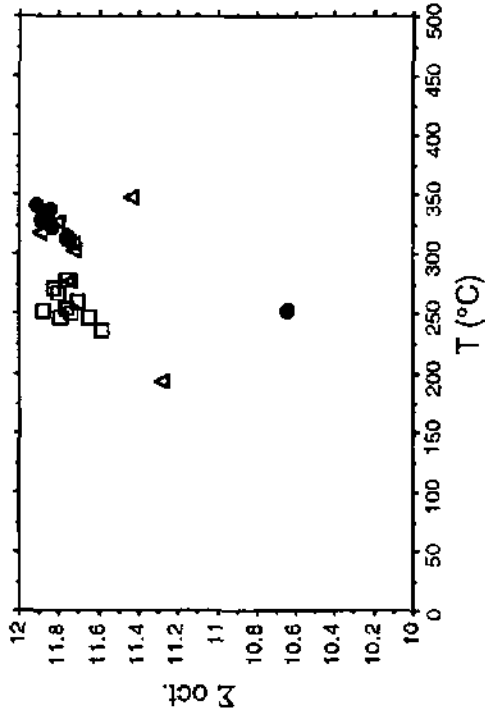
Fig. 5.12. Chlorites: températures versus occupation octaédrique.

Schistes aaléniens



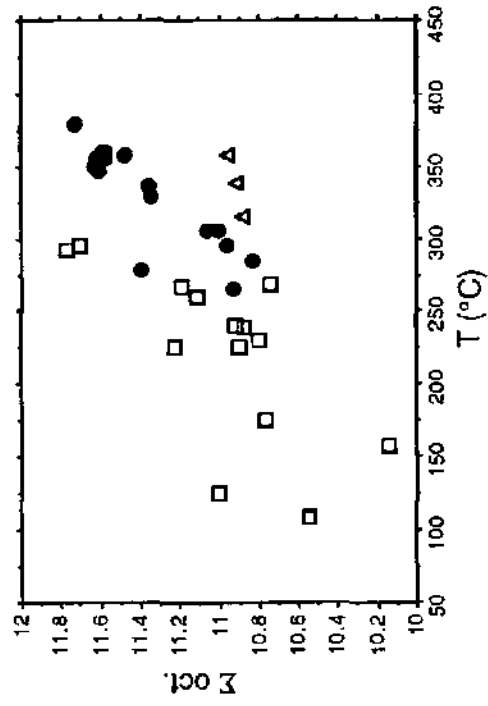
- No. 120 (Sellion)
Racines
- No. 27 (Tanèvre)
Flanc inverse
- △ No. 177 (Chamoson)
Coeur

Calcaires siliceux (Hauterivien)



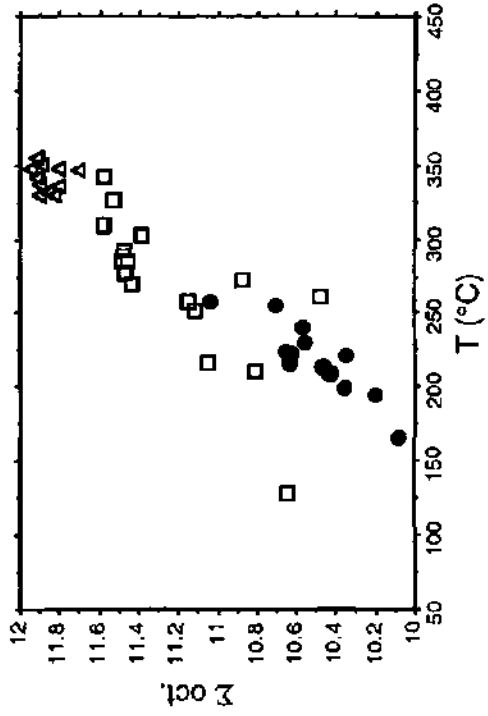
- No. 111 (Sallion)
Racines
- No. 61 (Arbalesse)
Front
- △ No. 267 (Anzeindaz)
Flanc normal

Schistes, quartzites et calcaires marneux



- No. 1 (Sallion)
Racines
- No. 73 (Arbalesse)
Front
- △ No. 256 (Anzeindaz)
Flanc normal

Calcaires gréseux et flysch



- No. 101 (Arbalesse)
Front (Flysch)
- No. 78 (Arbalesse)
Front (Urgonien)
- △ No. 192 (Chamoson)
Flanc normal
(Oolithe ferrifère)

Le tableau 5.2 présente les températures calculées d'après la formule de Cathelineau (1988) associées aux mesures de la LS moyennes (voir chap. 4). Les mesures semblent assez cohérentes.

Tab. 5.2. Tableau récapitulatif des températures moyennes des chlorites.

Zone tectonique	LS ^{°2θ} 10Å < 2 μm air-dry (moyennes)	N° éch.	T° (moyennes) Cathelineau (1988)	
Racines (Saillon)	.153 ±.022 n=39	1	331° ±33	E P I Z O N E
		111	317° ±27	
		120	428° ±8	
Flanc normal (Mine de fer)	.188 ±.055 n=8	192	340° ±8	
Limite Epizone - Anchizone (LS = 0.22 °2θ)				
Coeur (Chamoson)	.238 ±.049 n=14	177	363° ±32	A N C
Flanc inverse (Tenèvre)	.212 ±.018 n=7	27	207° ±60	H I Z
Front (Arbalesse)	.293 ±.142 n=33	61	256° ±13	O N E
		78	246° ±95	
		73	213° ±65	
		101	230° ±63	
Limite Anchizone - Diagenèse (LS = 0.33 °2θ)				
Flanc normal (Anzeindaz)	.347 ±.104 n=15	256 267	337° ±20 303° ±45	D I A G

Aux racines de la Nappe à Saillon, la mesure de la LS montre des conditions épizonales. Près du plan de chevauchement, les températures calculées varient entre 330° et 430°. Kirschner et al. (1995) donnent des températures variant entre 300° et 350° pour les veines syntectoniques de Leytron (coeur de la nappe de Morcles).

Les chlorites de l'oolithe ferrifère, au flanc normal (Mine de fer, Chamoson) montrent une T° moyenne calculée de 340°. Ces températures placent les chlorites de ces deux sites dans l'épizone. Ce qui est cohérent avec les mesures de la LS et les minéraux index.

Au flanc inverse (Tenèvre) les schistes aaléniens, montrent une T° moyenne calculée de 207°, alors que ces mêmes schistes plus au coeur de la nappe montrent une T° moyenne calculée de 363°. Le coeur de la nappe serait plus métamorphisé que cette région du flanc inverse, alors que les mesures de la LS font penser le contraire.

Au front de la nappe (Arbalesse), les T° moyennes calculées des chlorites néoformées varient de 213° à 256°, ce qui semble concorder avec les mesures de la LS, qui placent ce site dans l'anchizone. Certains échantillons (flysch) montrent également la présence d'une deuxième voire d'une troisième population de chlorites.

Dans le flanc normal (Anzeindaz): les calcaires gréseux (Hauterivien, n°267), possèdent une certaine homogénéité. Il n'y a qu'une analyse qui soit légèrement décalée. Les températures calculées sont un peu trop élevées par rapport aux mesures de la LS. Les chlorites sont très labiles et répondent aux variations de leur environnement thermodynamique. Dans les

conditions de basses pressions et températures qui caractérisent le faible métamorphisme, on a une grande variété de chlorites qui tendent à l'état d'équilibre de façon différente suivant la taille et la composition chimique de départ des cristallites, ainsi que de la composition totale de la roche qui les englobe. La thermométrie de tels systèmes est donc d'approche très complexe, voire approximative (Essene et Peacor, 1995).

Conclusions

1. Le chimisme des chlorites dépend avant tout de la nature lithologique de la roche d'origine.

Les chlorites du Trias sont réparties entre le pôle ferrifère et le pôle alumineux.

Les conches liasiques possèdent des chlorites d'un chimisme plus dispersé, également alumineux, avec une tendance plus magnésienne.

Les chlorites de l'Aalénien ont la plupart du temps un chimisme homogène de type aluminomagnésien.

Les chlorites du Tertiaire, du Gault ou de l'Hauterivien sont souvent proches du pôle ferrifère tandis que les chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) et du Valanginien indiquent un chimisme plus alumineux que les autres lithologies.

2. Il n'y a pas de différence de chimisme notable entre les chlorites des deux fractions granulométriques ($< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$).

3. Comme pour les micas, on constate que les points sont répartis selon un axe parallèle au côté droit du triangle (7\AA à 4.7\AA).

Cet alignement sur un axe (déjà) constaté chez les micas est dû à des substitutions ioniques liées au métamorphisme.

4. Les analyses à la microsonde confirment les substitutions chimiques, déjà indiquées par les analyses diffractométriques. Cette variation du chimisme des chlorites est fonction du degré de métamorphisme.

5. La diminution de la deuxième réflexion de la chlorite correspond à une diminution de la LS du mica donc à un degré de métamorphisme croissant.

6. Bien que faiblement marquée cette tendance se traduit par une migration des chlorites vers les pôles alumineux et magnésiens, correspondant à une diminution de la quantité de silice et de la quantité de cations lourds (Fe, Mn, Cr), lorsque le métamorphisme augmente.

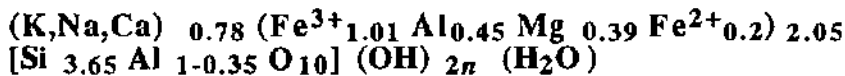
Les glauconites et le stilpnomélane

6.1. Les glauconites

6.1.1. Rappel minéralogique

La glauconite est un phyllosilicate monoclinique pseudo-hexagonal hydraté. Sa forme habituelle est celle de grains à agrégation concentrique. Des formes à cristallisation plus poussée peuvent également exister. La glauconite se trouve presque exclusivement dans les sédiments marins (sables verts) (Deer *et al.* 1962; Odin et Velde, 1975; Velde, 1976; Odin, Velde et Bonhomme 1977; Odin, 1988,).

Formule théorique: (Weaver et Pollard, 1973)



Selon Weaver et Pollard (1973), les cations présents dans les glauconites peuvent varier dans les proportions suivantes:

$$\begin{aligned} 0.5 < K + Na + Ca < 1 \\ 0.5 < Al^{tot} < 1 \\ 3 < Si < 4 \\ 1 < Fe^{tot} < 1.5 \\ Mg = 0.39 \end{aligned}$$

Caractères optiques: (Roubault *et al.*, 1963; Tröger *et al.*, 1971)

- habitus: globules et agrégats
- couleur: X: vert foncé
Y: jaune-vert-olive
Z: jaune-vert-olive
- réfringence assez forte (1.66-1.54)
- biréfringence faible (0.022-0.032)
- biaxe négatif (10-25°)

Occurrence de la glauconite dans la nappe de Morcles

La glauconite peut être une composante importante de la fraction argileuse des niveaux lithostratigraphiques du Crétacé inférieur appartenant à la nappe de Morcles.

Au front de la nappe dans la région de l'Arbalesse, ce minéral a été détecté au microscope optique (tab. 6.1) dans des calcaires gréseux massifs à nodules pyriteux (Hauterivien), dans des calcaires attribués à l'Urgonien supérieur et dans des grès (Albien-Gault).

La glauconite a également été mise en évidence dans son flanc inverse (Dt. de Morcles) et dans son flanc normal (Anzeindaz) dans des calcaires gréseux (Hauterivien).

Dans les roches analysées (calcaires gréseux), la glauconite est presque toujours accompagnée de stilpnomélane. La dolomite est souvent présente de même que la chlorite et la pyrite. Les plagioclases et les feldspaths potassiques se rencontrent occasionnellement (tab. 6.1).

Tab. 6.1. Paragenèse de la glauconite dans la roche totale (DX).

N° échantillon	Cc 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.18Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Chlo ~7Å	St ~12Å	Pyrite 2.27Å
284 Anzeindaz	+	+		+	+		+	
265 Anzeindaz	+	+	+		+		+	
266 Anzeindaz	+	+	+		+		+	
61 Arbalesse	+	+		+	+	+	+	+
88 Arbalesse	+	+	+		+	+	+	+
78 Arbalesse	+	+				+	+	
73 Arbalesse	+	+				+		

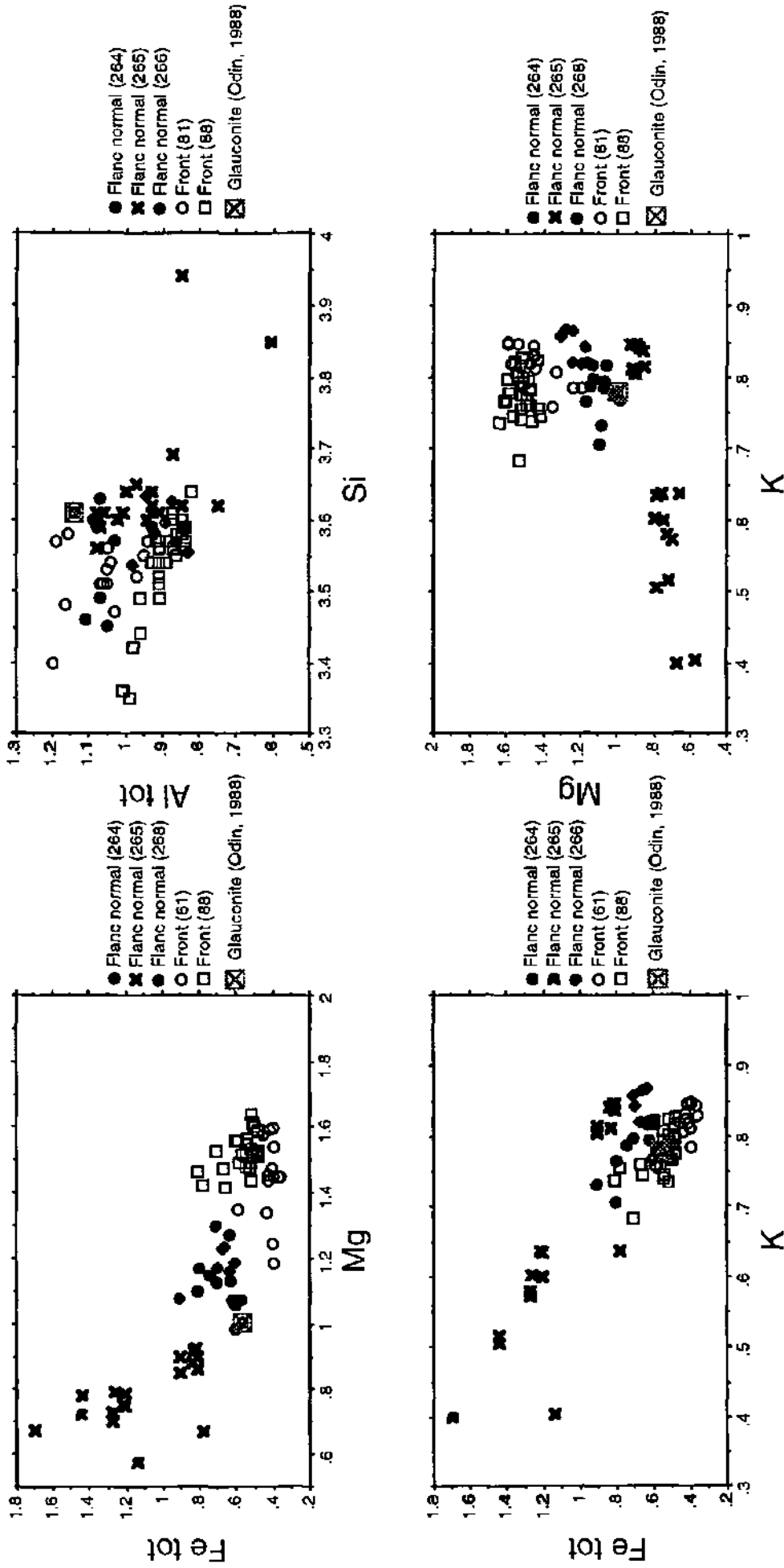
6.1.2. Analyse à la microsonde électronique

Pour préciser la composition chimique des glauconites et pour rendre compte des éventuelles substitutions, l'analyse à la microsonde a été entreprise.

Les formules structurales (anhydres) des glauconites sont calculées avec 11 oxygènes (les chiffres indiquent le n° de l'analyse, tandis que les lettres indiquent le site de l'analyse, une même lettre correspondant à un même grain).

Les tableaux des compositions chimiques (en poids d'oxydes) et des formules structurales des glauconites figurent en annexe 3.

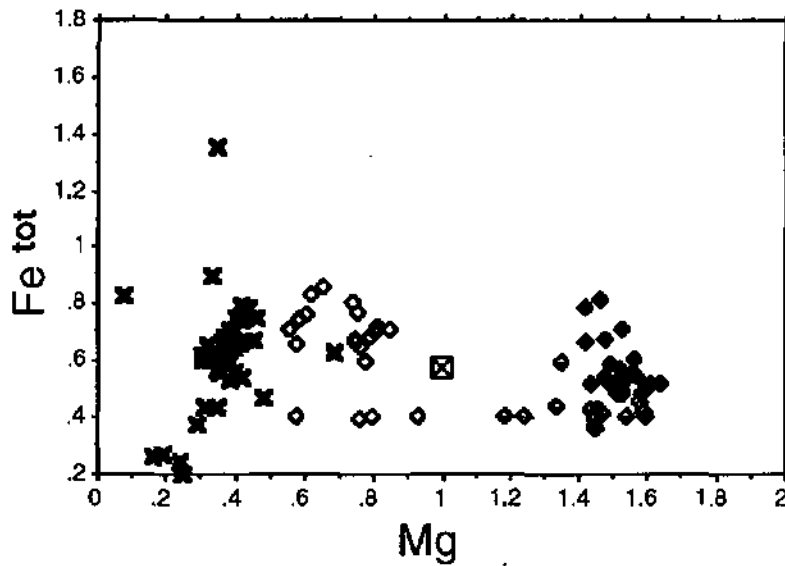
Fig. 6.1. Composition chimique des glauconites des calcaires siliceux (Hauterivien): front de la nappe (Arbalesse) et flanc normal (Anzeindaz).



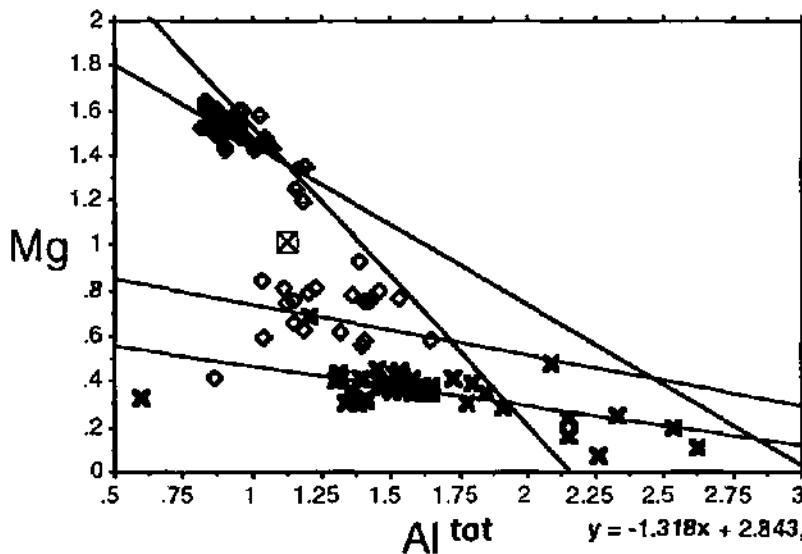
Légende:

Selon Weaver & Pollard (1973), les caillons présents dans les glauconites varient dans les proportions suivantes: $0.5 < K + Na + Ca < 1$, $.5 < Al_{tot} < 1$ et $3 < Si < 4$, $1 < Fe_{tot} < 1.5$ et $Mg = .39$. Les glauconites de la nappe de Morcles sont en général plus magnésiennes, par contre elles sont souvent moins riches en fer, que celles décrites par Weaver & Pollard (1973). Il semblerait qu'au cours de l'évolution métamorphique le Mg + le K augmentent, par contre le Fe diminue. Il y a aussi une substitution entre l'Al et le Si, mais cette tendance est moins claire.

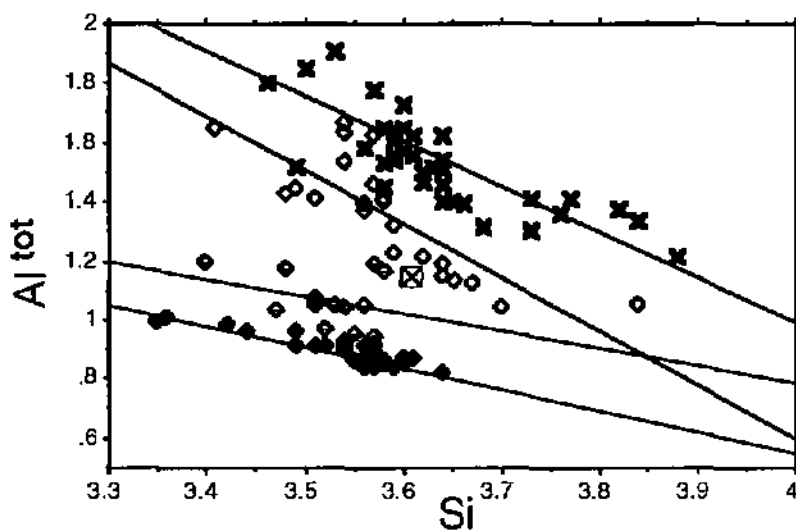
Fig. 6.3. Calcaires siliceux et grès du front de la nappe de Morcles: composition chimique des glauconites



- Grès (Gault, n° 73)
- Calcaires siliceux (Urgonien, n°78)
- Calcaires siliceux (Hauterivien, n° 61)
- ◆ Calcaires siliceux (Hauterivien, n° 88)
- Glauconite (Odin, 1988)



- Grès (Gault, n° 73)
- Calcaires siliceux (Urgonien, n°78)
- Calcaires siliceux (Hauterivien, n° 61)
- ◆ Calcaires siliceux (Hauterivien, n° 88)
- Glauconite (Odin, 1988)



- Grès (Gault, n° 73)
- Calcaires siliceux (Urgonien, n°78)
- Calcaires siliceux (Hauterivien, n° 61)
- ◆ Calcaires siliceux (Hauterivien, n° 88)
- Glauconite (Odin, 1988)

Légende:

Les glauconites du front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) diffèrent suivant les lithologies. Elles montrent une substitution entre le Si et l'Al, qui intervient dans divers niveaux stratigraphiques. La quantité d'Al est inversement proportionnelle au Mg. Ces phénomènes sont d'autant plus marqués que le niveau lithologique est récent.

Pour l'analyse des glauconites deux sites de la nappe ont été choisis:

1. Au flanc normal de la nappe (région d'Anzeindaz) des calcaires gréseux (Hauterivien, n° 264, 265 et 266) ont été analysés (fig. 6.1).

2. Au front de la nappe, (région de Pont-de-Nant-Arbalès) ont été analysés des calcaires échinodermiques siliceux (Hauterivien, n° 61 et 88), des calcaires (Urgonien sup., n° 78) et des grès (Albien-Gault, n° 73) (fig. 6.1 et fig. 6.3).

A noter que dans la région des racines, la glauconite n'apparaît plus, les conditions de métamorphisme étant trop élevées.

1. Glauconites provenant du flanc normal de la nappe (région d'Anzeindaz): calcaires gréseux (Hauterivien, n° 264, 265 et 266).

- Calcaires gréseux (Hauterivien, n° 264)

Dans cette roche les glauconites ont une couleur brun clair à brun doré. Elles côtoient des carbonates légèrement ferrifères et magnésiens.

L'analyse de ces glauconites montre une légère substitution entre Si et Al. Il y a une corrélation directement proportionnelle ($r^2 = .536$) entre la quantité de fer et celle de magnésium. Il y a une corrélation inversement proportionnelle entre le Fe et le K.

Du feldspath potassique cristallisé sous forme de baguettes (néoformation probable) a pu être mis en évidence.

- Calcaires gréseux (Hauterivien, n° 265)

La glauconite de cet échantillon présente des néoformations de calcite en bordure et parfois à l'intérieur. La couleur des glauconites peut être verte ou brune, ceci sans différence importante de composition chimique.

Dans cette roche les glauconites sont plus ferrifères et il semble y avoir une corrélation inversement proportionnelle entre le Fe^{tot} et le Mg ($r^2 = .378$). Il y a une légère corrélation entre le Si et le Al ($r^2 = .342$).

- Calcaires gréseux (Hauterivien, n° 266)

Ce calcaire (Hauterivien) provenant du flanc normal de la nappe présente des glauconites riches en potassium. Ces dernières présentent un habitus en amande. Leur couleur peut être verte ou brune, ceci sans différence de composition chimique notable.

De petits cristaux de carbonates néoformés subidiomorphes (avec des proportions de magnésium et de fer variables) croissent en bordure interne des glauconites.

Il n'y a pas de substitution entre le Si et le Al dans les glauconites de cet échantillon, par contre, il y a une légère corrélation entre le Mg et le Fe ($r^2 = .356$).

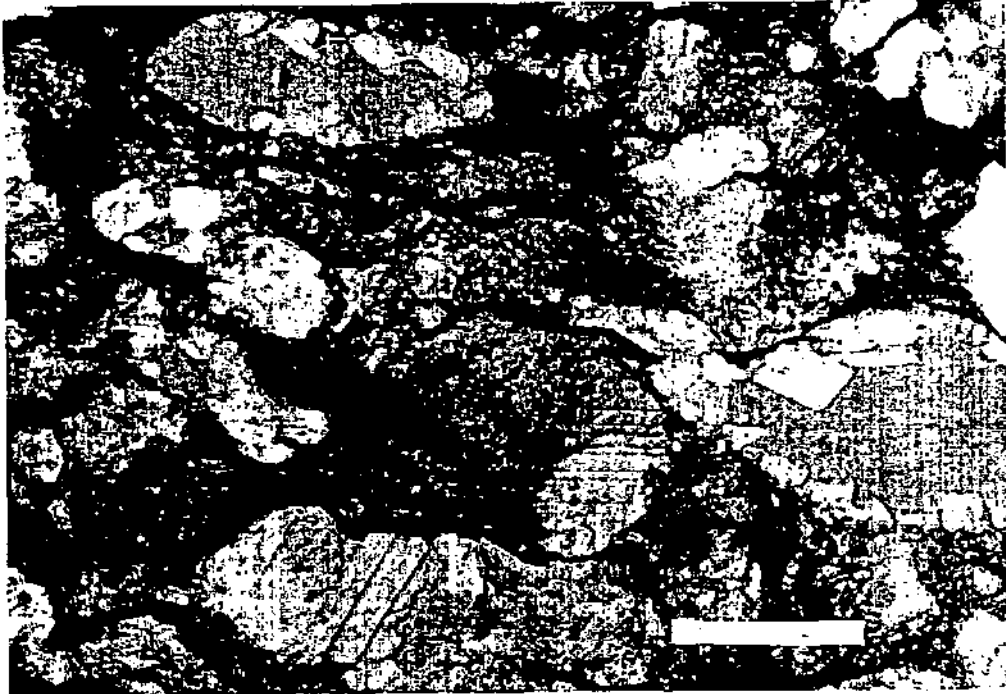


Fig. 6.2. Glauconites (Hauterivien), avec néoformations de calcite à l'intérieur (lumière naturelle, barre = 0.2 nm, n° 266).

2. Glauconites provenant du front de la nappe (région de Pont-de-Nant-Arbalesse): calcaires échinodermiques siliceux (Hauterivien, n° 61 et 88), calcaires (Urgonien sup., n° 78) et grès (Albien-Gault, n° 73) (fig. 6.3).

- Calcaires échinodermiques siliceux (Hauterivien, n°61)

Dans cette roche, il y a de nombreux stylolites. Les glauconites, écrasées entre les grains de quartz, présentent souvent des inclusions de carbonates à l'intérieur.

Les glauconites peuvent être brunes ou vertes à vert-olive ou même grisâtres. Leur habitus est atypique.

Le diagramme DX indique que le stilpnomélane est présent. Des nodules phosphatés (microsonde) et des plaques d'oursins sont encore reconnaissables.

Les macles des carbonates sont déformées, il y a aussi bien de la calcite pure, que des carbonates magnésiens. La chlorite néoformée a crû entre des nodules de pyrite framboïdale.

La composition chimique des glauconites de cette roche est assez homogène.

Elles sont riches en magnésium et un peu plus pauvres en fer, en aluminium et en silicium que celle décrites par Odin (1988). Le fer est pourtant abondant dans cette roche (pyrite néoformée).

- Calcaires échinodermiques siliceux (Hauterivien, n°88)

Dans ce calcaire, les glauconites sont riches en néoformations diverses: carbonates ankéritiques et dolomitiques, calcite pure, feldspath potassiques (néoformés idiomorphes) et albite.

La substitution Si/Al^{tot} est bien marquée dans cet échantillon ($r^2 = .770$).

- Calcaires (Urgonien sup., n° 78)

Les glauconites vertes coexistent avec des glauconites brunes (avec cristallisation de stilpnomélane en bordure).

Les quantités de Mg et de Fe^{tot} sont inversement proportionnelles à la quantité d'Al^{tot} ($r^2 = .766$).

La substitution Si/Al est présente dans cet échantillon ($r^2 = .651$).

- Grès (Albien-Gault, n° 73)

Dans cette roche, les glauconites sont vert pâle et souvent écrasées. Les quantités de Mg et de Fe^{tot} additionnées sont inversement proportionnelles à la quantité d'Al^{tot} ($r^2 = .843$). La substitution Si/Al est fortement marquée dans cet échantillon ($r^2 = .762$).

Les glauconites de la nappe de Morcles sont en général plus magnésiennes, par contre elles sont souvent moins riches en fer, que celles décrites par Weaver et Pollard (1973).

En conclusion les figures 6.1 et 6.3, qui mettent en évidence les analyses chimiques des glauconites de la nappe de Morcles, montrent qu'il y a une nette corrélation inverse entre le Fe et le Mg, respectivement le Fe et le K.

Les taux de Mg et de K sont par contre directement proportionnels. La substitution entre le Si et l'Al est particulièrement évidente dans les glauconites situées au front de la nappe (fig. 6.3).



Fig. 6.4. Glauconites (quartzites (Gault), n° 73, barre = 0.2 mm, lumière polarisée).

On peut présenter les résultats de l'analyse chimique à la microsonde sous forme d'un diagramme ternaire (fig. 6.5), représentant les quantités respectives de Fe^{tot}, de Al^{tot} et de Mg.

Ce diagramme met en présence des glauconites de calcaires hauteriviens, au front de la nappe et des glauconites de calcaires hauteriviens provenant du flanc normal.

Cette figure "résume" la répartition des points d'analyse de glauconites entre le pôle ferrifère et le pôle magnésien. Elle met en évidence l' "axe" de substitution qui relie ces deux pôles.

On constate que les glauconites du front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) sont globalement moins riches en fer que les glauconites du flanc normal.

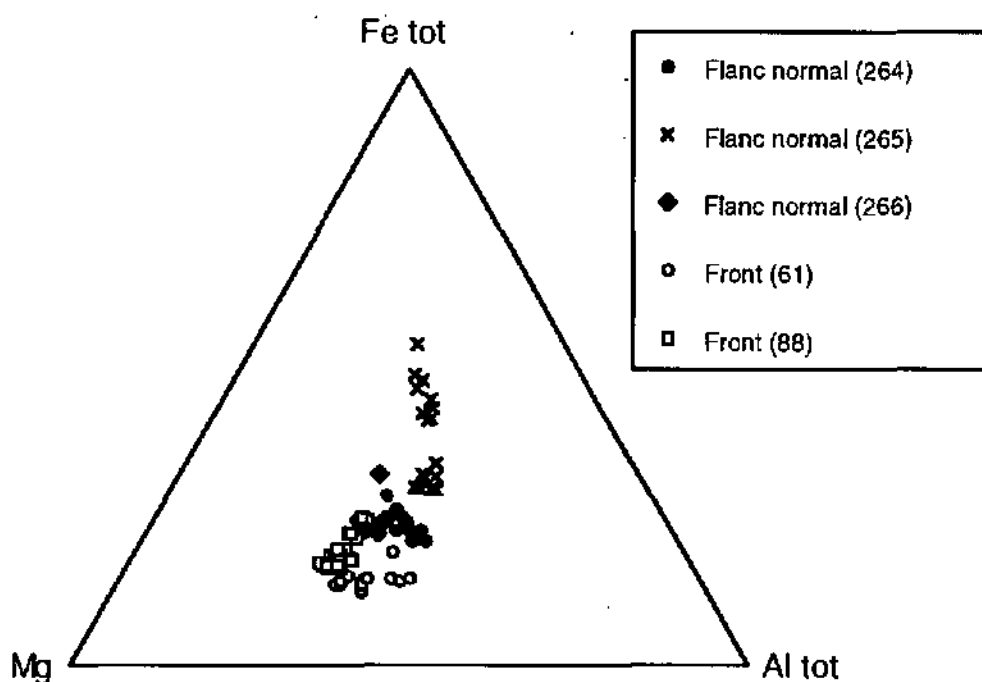


Fig. 6.5. Composition chimique des glauconites des calcaires siliceux (Hauterivien): front de la nappe (Arbalesse) et flanc normal (Anzeindaz).

Conclusions

1. La glauconite peut être une composante importante de la fraction argileuse des niveaux de calcaires gréseux du Crétacé inférieur (Hauterivien, Urgonien, Gault) appartenant à la nappe de Morcles.
2. Dans les roches analysées (calcaires gréseux), la glauconite est presque toujours accompagnée de stilpnomélane. La dolomite est souvent présente de même que la chlorite et la pyrite. Les plagioclases et les feldspaths potassiques se rencontrent occasionnellement.
3. Les glauconites vertes coexistent avec des glauconites brunes (avec cristallisation de stilpnomélane en bordure).
4. On constate la présence de populations de glauconites chimiquement différentes, s'agissant des roches provenant, des calcaires hauteriviens, des niveaux urgoniens ou des quartzites du Gault.
5. Il y a une répartition des points d'analyse de glauconites entre le pôle ferrifère et le pôle magnésien. Il y a donc un "axe" de substitution entre ces deux pôles. Cette répartition intervient entre divers échantillons mais également à l'intérieur d'un même échantillon.
6. Les analyses chimiques des glauconites de la nappe de Morcles, montrent qu'il y a une nette substitution entre le Fe et le Mg et lorsque le Fe augmente le K diminue.
7. Les taux de Mg et de K sont par contre directement proportionnels entre eux. La substitution entre le Si et l'Al est particulièrement bien marquée dans les glauconites situées au front de la nappe.
8. On constate que les glauconites du front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) sont globalement moins riches en fer que les glauconites du flanc normal (région d'Anzeindaz).
9. Il a été montré que le front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) est plus métamorphisé que le flanc normal (région d'Anzeindaz). La substitution entre le Fe et le Mg, et la relation inversement proportionnelle entre le Fe et le K est donc liée aux conditions de métamorphisme croissant.
10. Les glauconites subissent le même type d'évolution que les chlorites, qui migrent vers les pôles alumineux et magnésiens, (diminution de la quantité de silice et de la quantité de cations lourds (Fe, Mn, Cr)), lorsque le métamorphisme augmente.

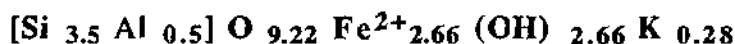
6.2. Le stilpnomélane

6.2.1. Rappel minéralogique

Le stilpnomélane est un phyllosilicate monoclinique pseudo-hexagonal (Deer et al., 1962) à clivage {001} parfait {110} et {010} imparfait. Sa structure ressemblerait à celle du talc avec des ions intercalaires (Grüner, 1944; Li et al. 1995).

Gisements et paragenèses: schistes cristallins avec chlorite, épidote, albite grenat, gisements de fer avec magnétite et quartz.

Formule théorique:



Paramètres de maille: $a = 5.40\text{Å}$, $b = 9.42\text{Å}$, $d_{001} = 12.14\text{Å}$, $\beta \approx 93^\circ$

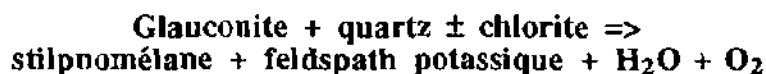
La variété ferrifère s'appelle **ferrostilpnomélane** et la variété manganésifère **parsettensite**.

D'après Hutton (1938), le stilpnomélane semble se former aussi bien pendant une phase de métamorphisme qu'après. Il apparaît dans des zones de faible métamorphisme (*chlorite-mica-stilpnomélane*), aussi bien que dans des zones de métamorphisme plus élevé (*chlorite-mica-grenat-amphibole-stilpnomélane*) (Miyashiro et Seki, 1958).

Selon Deer et al. (1962), il pourrait se former à partir de la chlorite suivant la réaction suivante:



Selon Frey (1987a), la glauconite peut être le précurseur du stilpnomélane.



6.2.2. Analyse DRX du stilpnomélane

Déjà signalé dans différentes régions de la nappe de Morcles par Durney (1974), ce minéral apparaît dès la fin de la diagenèse. Il perdure dans l'anchizone et disparaît au tout début de l'épizone. Il permet de détecter le début d'une évolution métamorphique (Kübler *et al.*, 1979) et peut dès lors être utilisé comme minéral index (Frey *et al.*, 1973).

Nous avons recherché et analysé le stilpnomélane pour essayer de déterminer quels sont les mécanismes de sa formation. Ceci en étudiant sa structure (DX) et sa composition chimique (microsonde électronique), ainsi que ses relations interminérales (microscopie optique).

En raison de son habitus atypique et la très petite taille des cristaux, le stilpnomélane n'a pas pu être déterminé avec certitude au microscope optique dans une première approche. Il peut être confondu avec de la biotite, de la chlorite brune ou des oxydes de fer.

Il est par contre apparu de façon claire sur les diffractogrammes RX des fractions fines orientées. Il apparaît également dans les analyses RX de la roche totale, lorsqu'il est présent en quantités suffisantes.

Des analyses géochimiques à la microsonde électronique ont été effectuées sur les échantillons les plus représentatifs. Ces analyses se sont avérées difficiles étant donné la faible taille des cristaux de stilpnomélane, mais elles ont permis de déterminer sa formule structurale.

Occurrence du stilpnomélane dans la nappe de Morcles

Caractérisé par une première forte réflexion à environ 12Å, ce phyllosilicate (tab. 6.2) se rencontre essentiellement dans les calcaires gréseux massifs à nodules pyriteux (Hauterivien) et dans des calcaires attribués à l'Urgonien supérieur (n° 78) au front de la nappe de Morcles dans la région de Pont-de-Nant (Arbalesse, n°s. 61 et 88), mais aussi dans son flanc inverse (Dt. de Morcles, n° 237) et dans son flanc normal (Anzeindaz, n°s. 263 à 267).

Le tableau 6.3 figure également, à titre de comparaison, des échantillons récoltés lors de l'excursion EUGVI 1991 de la région de Nidfurn qui contiennent également ce minéral (n°s. 3067 et 3068, Frey *et al.*, 1973).

Paragenèse rencontrée dans la roche totale

Le quartz et la calcite sont présents dans tous les échantillons contenant du stilpnomélane (tab. 6.2 et fig. 6.6).

Trois échantillons renferment du plagioclase (albite?) et trois du feldspath potassique (FK).

*Tab. 6.2. Paragenèse du stilpnomélane dans la roche totale (DX). *La glauconite a été détectée au microscope optique, puis analysée à la microsonde électronique.*

N° et origine de l'échantillon	Cc 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.19Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Ch 2.7Å	Pyrite 2.27Å	Gl ·
61 Arbalesse	+	+		+	+	+	+	+
78 Arbalesse	+	+				+		+
88 Arbalesse	+	+	+		+	+	+	+
237 Dt. de Morcles	+	+				+		?
263 Anzeindaz	+	+		+	+			?
264 Anzeindaz	+	+		+	+			+
265 Anzeindaz	+	+	+		+			+
266 Anzeindaz	+	+	+		+			+
267 Anzeindaz	+	+			+	+		

La paragenèse du stilpnomélane est la suivante:

Glauconite + quartz + calcite ± carbonates de fer ± plagioclase ± feldspath potassique ± chlorite ± diverses phyllites ± dolomite.

Analyse des fractions fines orientées: positions des 4 réflexions basales (001) les plus intenses du stilpnomélane

Les principales réflexions basales du stilpnomélane (fractions fines orientées) se situent aux environs de 12Å, 4Å, 3Å et 2.5Å (fig. 6.7 et 6.8).

Le tableau 6.3 présente les positions de ces pics, corrigées par rapport à la position du quartz à 4.26Å.

Les tableaux 6.4- 6.7 présentent les moyennes de ces positions pour juger d'une éventuelle modification des positions des réflexions basales suivant les sites géographiques.

Les résultats sont présentés par les tableaux 6.4 à 6.7. Le nombre total d'échantillons est de 33, pour la mesure du pic à 12Å et du pic à 4Å.

La réflexion à 3Å est mesurable sur 32 échantillons et celle à 2.5Å sur 29 échantillons.

FN: M061882N.NI ID: M06188 < 2MU AD SCINTAG/USA
 DATE: 5/ 5/89 TIME: 15: 2 PT: 1.500 STEP: 0.050 WL: 1.54059

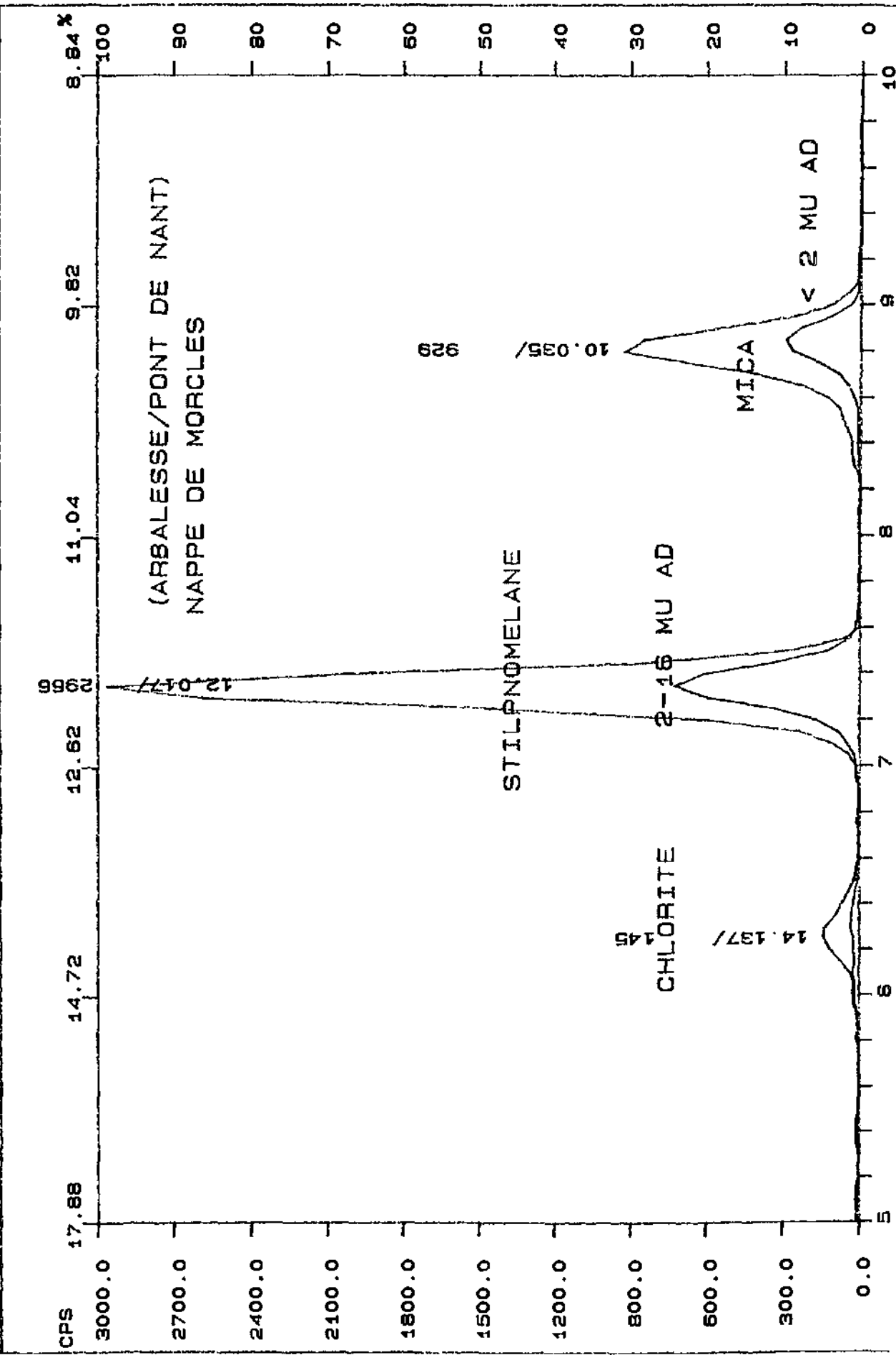


Fig. 6.7. Stilpnomelane (n°61) de la région de l'Arbalesse (Pont-de-Nant) (fractions fines orientées). <2µm et 2-16 µm air-dry, (détail du 1er pic).

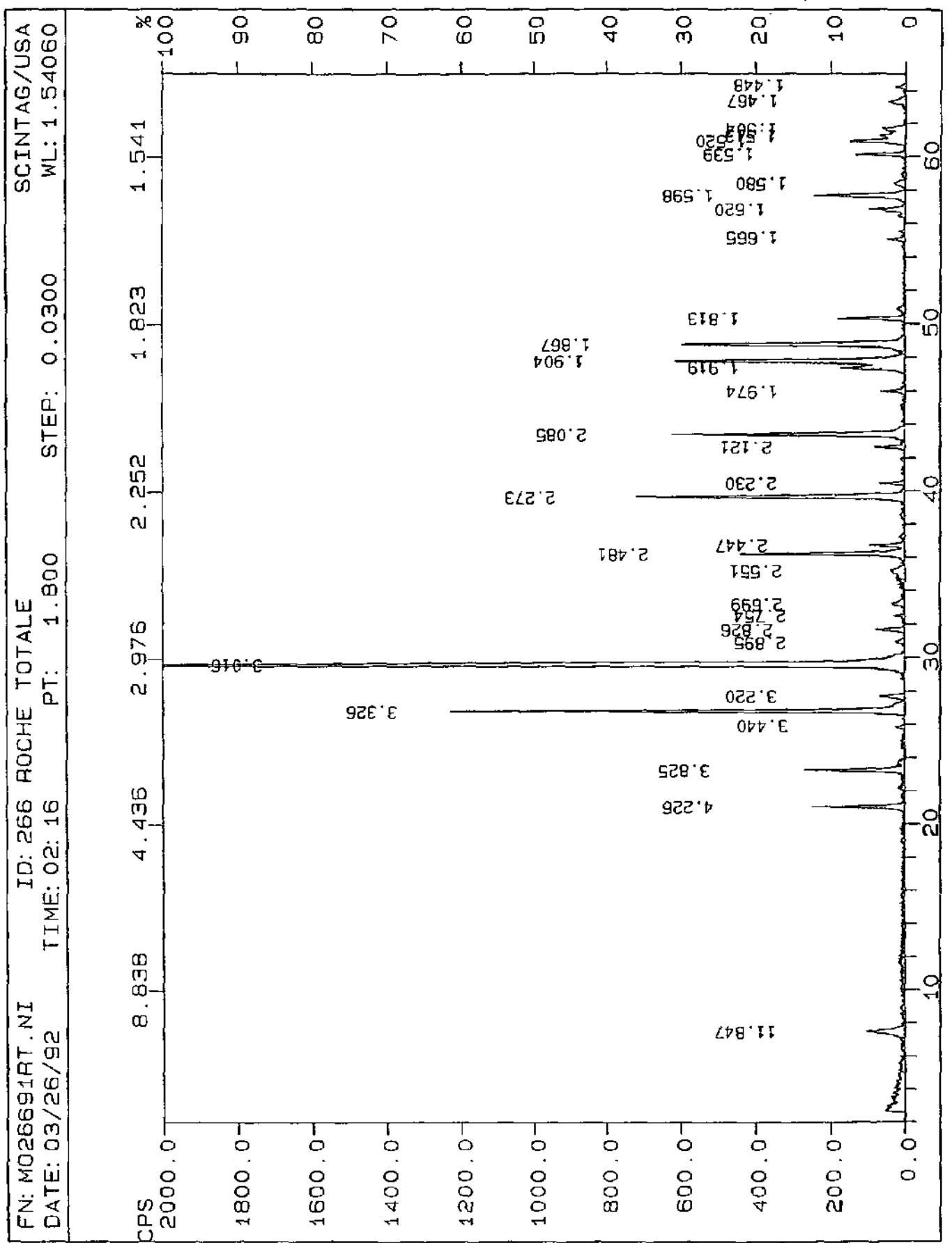


Fig. 6.6. Scilpnomélane (n°266) de la région d'Anzeindaz (roche totale).

FN: M0237912N.NI ID: 237 < 2 MU AD SCINTAG/USA
DATE: 02/08/92 TIME: 02: 45 PT: 1.800 STEP: 0.0300 WL: 1.54060

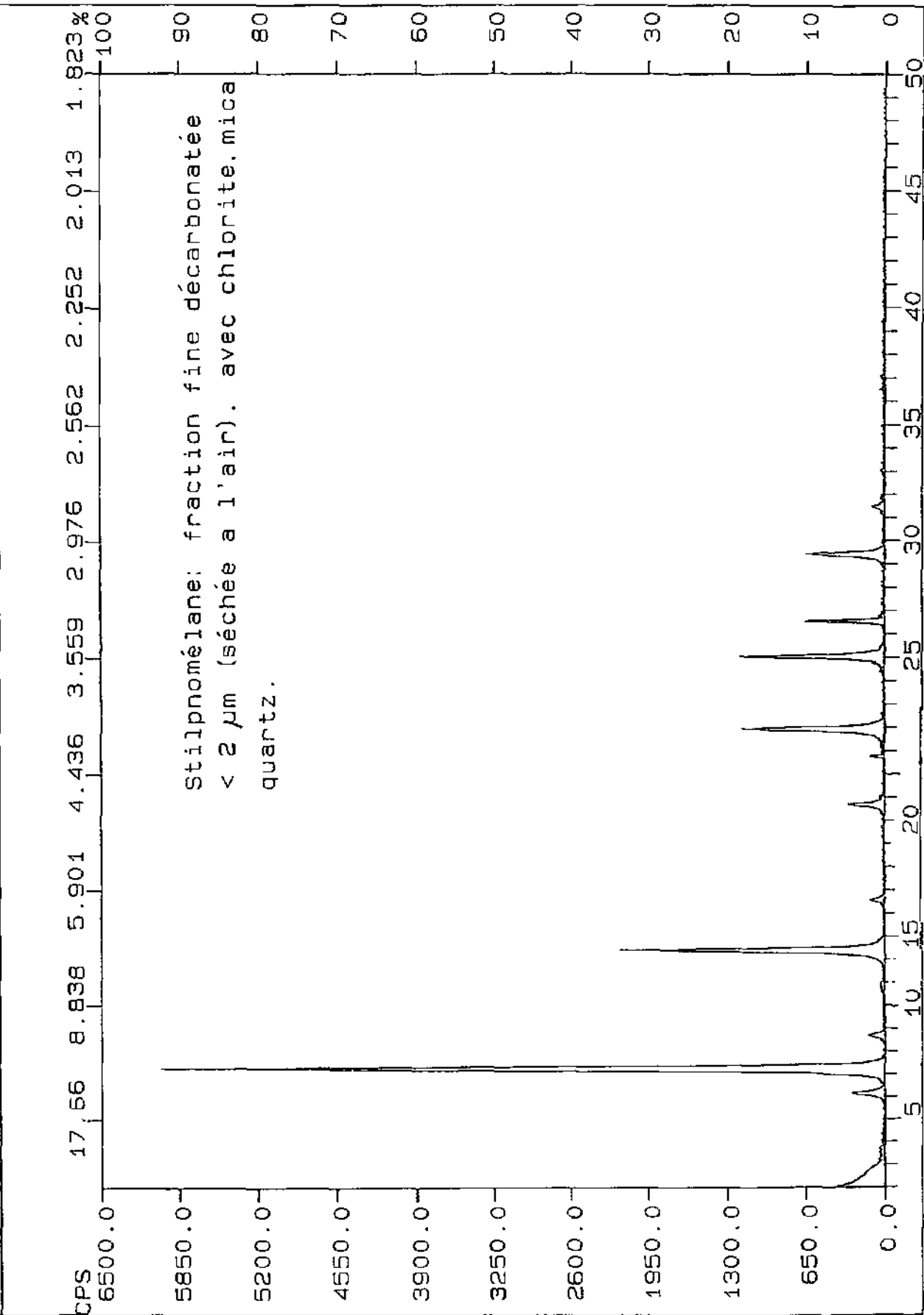


Fig. 6.8. Stilpnomélane (n° 237) de la région de la Dt. de Morcles (fractions fines orientées <2μm air-dry).

Tab. 6.3. Positions des quatre principaux pics du stilpnomélane corrigés par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° échantillon	Origine de l'échantillon	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic / 2ème pic	LS*2θ (12Å)
29-0703	JCPDS	12.300	4.160	3.120	2.550	1.968	----
25-0174	JCPDS	12.100	4.039	3.027	2.570	1.565	----
Blake, 1965		12.100	4.021	----	2.560	----	----
61 <2µm AD	Arbalesse	12.125	4.038	3.024	2.568	6.881	----
88 <2µm AD	Arbalesse	12.048	4.033	3.022	----	8.212	----
78 <2µm AD	Arbalesse	12.290	4.104	3.071	2.586	7.261	----
237 <2µm AD	Dt. de Morcles	12.060	4.032	3.025	2.559	5.054	0.166
263 <2µm AD	Anzeindaz	12.204	4.085	3.066	2.553	8.424	0.232
264 <2µm AD	Anzeindaz	12.146	4.056	3.052	2.568	10.513	0.240
265 <2µm AD	Anzeindaz	12.282	4.099	3.075	2.552	5.521	0.211
266 <2µm AD	Anzeindaz	12.081	4.038	3.030	2.519	6.317	0.243
267 <2µm AD	Anzeindaz	12.141	4.045	3.030	2.582	7.224	0.203
3067 <2µm AD	Nidfurn	12.109	4.045	3.034	----	6.742	0.149
3068 <2µm AD	Nidfurn	12.051	4.034	3.026	2.586	6.430	0.171
61 <2µm GLY	Arbalesse	12.092	4.033	3.020	2.561	6.720	----
88 <2µm GLY	Arbalesse	12.095	4.037	3.023	2.561	9.719	----
78 <2µm GLY	Arbalesse	12.300	4.110	3.079	2.595	5.014	----
237 <2µm GLY	Dt. de Morcles	12.107	4.033	3.027	----	5.013	0.147
263 <2µm GLY	Anzeindaz	12.219	4.088	3.087	2.553	8.667	0.237
264 <2µm GLY	Anzeindaz	12.134	4.054	3.050	2.572	8.586	0.235
265 <2µm GLY	Anzeindaz	12.274	4.099	3.076	2.614	4.605	0.199
266 <2µm GLY	Anzeindaz	12.098	4.041	3.031	2.561	4.787	0.243
267 <2µm GLY	Anzeindaz	11.914	4.025	3.022	2.615	9.317	0.199
3067 <2µm GLY	Nidfurn	12.080	4.042	3.032	2.568	6.943	0.160
3068 <2µm GLY	Nidfurn	12.063	4.035	3.027	2.564	6.027	0.176
61 2-16µm AD	Arbalesse	12.100	4.036	3.023	2.508	6.190	----
88 2-16µm AD	Arbalesse	12.093	4.035	3.022	2.568	9.642	----
78 2-16µm AD	Arbalesse	12.310	4.116	----	2.505	2.961	----
237 2-16µm AD	Dt. de Morcles	12.077	4.034	3.025	2.565	8.316	0.169
263 2-16µm AD	Anzeindaz	12.209	4.086	3.031	2.552	8.088	0.227
264 2-16µm AD	Anzeindaz	12.184	4.058	3.033	2.554	16.839	0.243
265 2-16µm AD	Anzeindaz	12.320	4.102	2.978	2.550	7.163	0.216
266 2-16µm AD	Anzeindaz	12.110	4.040	3.031	2.570	7.846	0.238
267 2-16µm AD	Anzeindaz	12.101	4.031	3.029	2.515	7.557	0.162
3067 2-16µm AD	Nidfurn	12.111	4.043	3.031	----	8.224	0.160
3068 2-16µm AD	Nidfurn	12.076	4.034	3.026	2.574	4.746	0.160

Tab. 6.4. Premier pic du stilpnomélane à ~12 Å.

Localité	Nbre éch.	moyenne	écart type	minimum	maximum
Anzeindaz	15	12.160	.099	11.914	12.320
Arbalesse	9	12.161	.106	12.046	12.310
Dt Morcles	3	12.081	.024	12.060	12.107
Nidfurn	6	12.082	.024	12.051	12.111

Tab. 6.5. Deuxième pic du stilpnomélane à ~4 Å.

Localité	Nbre éch.	moyenne	écart type	minimum	maximum
Anzeindaz	15	4.063	.027	4.025	4.102
Arbalesse	9	4.060	.037	4.033	4.116
Dt Morcles	3	4.033	.001	4.032	4.034
Nidfurn	6	4.039	.005	4.034	4.045

Tab. 6.6. Troisième pic du stilpnomélane à $\sim 3 \text{ \AA}$.

Localité	Nbre éch.	moyenne	écart type	minimum	maximum
Anzeindaz	15	3.040	.025	2.978	3.076
Arbalesse	8	3.036	.025	3.020	3.079
Dt Morcles	3	3.026	.005	3.025	3.027
Nidfum	6	3.029	.003	3.026	3.034

Tab. 6.7. Quatrième pic du stilpnomélane à $\sim 2.5 \text{ \AA}$.

Localité	Nbre éch.	moyenne	écart type	minimum	maximum
Anzeindaz	15	2.562	.028	2.515	2.615
Arbalesse	8	2.556	.033	2.505	2.595
Dt Morcles	2	2.562	.005	2.559	2.565
Nidfum	4	2.573	.009	2.564	2.586

Les valeurs des 3 premières réflexions basales sont un peu plus élevées pour les échantillons provenant de la région d'Anzeindaz et de l'Arbalesse que celles provenant de la région de la Dt. de Morcles et de Nidfum.

Toutefois les écarts sont assez faibles et une conclusion péremptoire quant à un changement de structure du stilpnomélane d'une région à l'autre ne peut être établie sur cette base seulement.

Variation des rapports des intensités des réflexions basales

La variation des rapports des intensités des pics a été utilisée pour suivre l'évolution de la composition chimique du stilpnomélane (fig. 6.9).

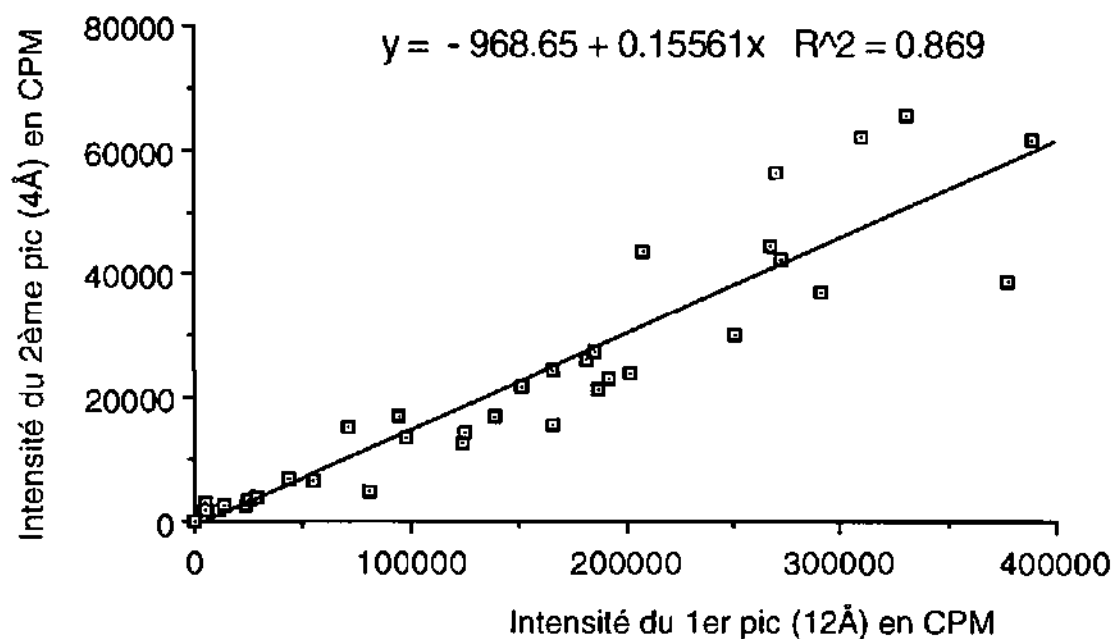


Fig. 6.9. Les rapports de l'intensité du 1er pic (12Å) sur celle du deuxième pic (4Å) sont assez constants ($r^2 = 0.869$).

La figure 6.9 montre que le rapport de l'intensité du premier pic (12Å) par le deuxième pic (4Å) du stilpnomélane ne varie pas de manière significative étant donné que le coefficient de corrélation r^2 est de 0.869.

Les analyses RX ne permettent pas de mettre en évidence une variation importante de la composition chimique du stilpnomélane dans les différents échantillons de la nappe de Morcles.

La figure 6.10 permet de constater que la fraction < 2 µm est en général un peu plus riche en stilpnomélane que la fraction plus grossière (2-16 µm). La plupart des cristaux de stilpnomélane sont donc de petite taille.

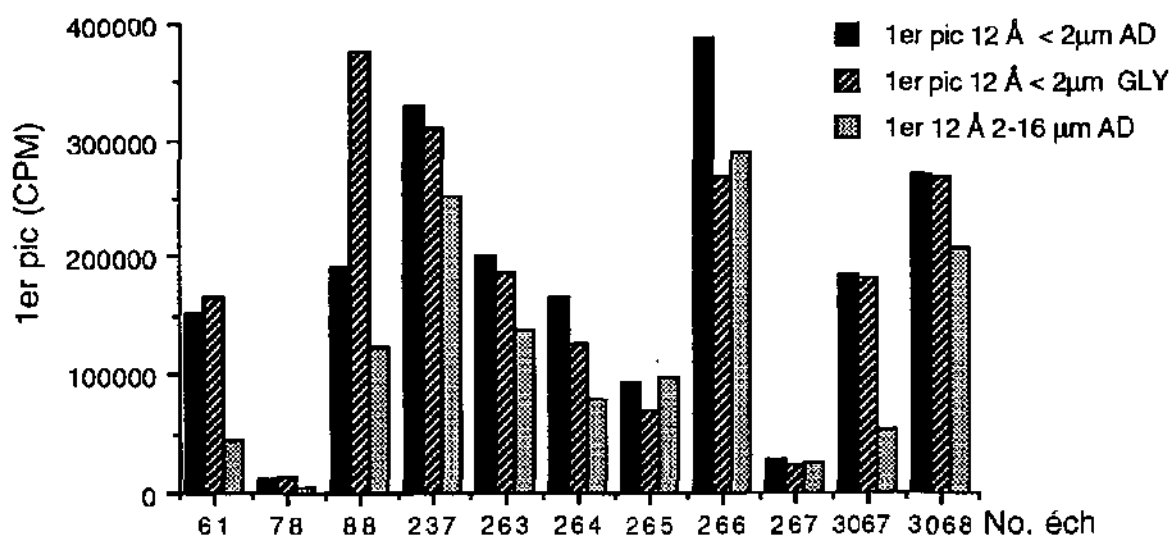


Fig. 6.10. La fraction < 2 µm est en général un peu plus riche en stilpnomélane que la fraction plus grossière (2-16 µm).

L'effet du glycolage sur l'intensité du pic est en général assez faible.

6.2.3. Géochimie et formation du stilpnomélane: analyse par microsonde électronique

Comme pour l'analyse des glauconites deux sites de la nappe ont été choisis pour l'analyse du stilpnomélane par microsonde électronique:

1. **Front de la nappe, (région de Pont-de-Nant-Arbalesse):** calcaires échinodermiques siliceux (Hauterivien, n° 61 et 88), calcaires (Urgonien sup., n° 78) et grès (Albien-Gault, n° 73).

Quoique présent aux RX dans les échantillons n° 61 et 88, le stilpnomélane n'a pu être analysé à la microsonde que dans l'échantillon n° 78.

2. **Au flanc normal de la nappe (région d'Anzeindaz):** comme les glauconites le stilpnomélane a été détecté et analysé dans les calcaires gréseux de l'Hauterivien (n° 264, 265 et 266).

1. Front de la nappe, (région de Pont-de-Nant-Arbalesse): calcaire gréseux (Urgonien sup., n°78).

Dans ce calcaire urgonien, le stilpnomélane côtoie des glauconites ou des chlorites (tab. 6.8). Il cristallise également à l'intérieur des glauconites sous forme de faisceaux radiaires de petites aiguilles.

La figure 6.11 montre une glauconite verte avec du stilpnomélane cristallisé en bordure.

La lumière polarisée met en évidence l'extinction un peu "nuageuse" caractéristique des glauconites.



Fig. 6.11. Glauconite avec stilpnomélane cristallisé en bordure (calcaires urgoniens, n°78, lumière polarisée, barre = 0.05 mm).

Les glauconites sont déformées et étirées. Elles sont souvent de couleur verte, mais peuvent être également brunes (annexe 3).

Le stilpnomélane semble clairement être un produit de transformation des glauconites.

Le passage de la glauconite au stilpnomélane (tab. 6.8) se traduit par la présence abondante de minéraux intermédiaires que nous appellerons *préstilpnomélanes* (PS). Il semble y avoir une transformation progressive entre la glauconite et le stilpnomélane.

Les compositions chimiques et formules structurales ont été calculées avec 11 oxygènes pour les glauconites et 10.55 oxygènes pour les stilpnomélanes.

Rappel: dans les tableaux de résultats, les chiffres indiquent le n° de l'analyse, tandis que les lettres indiquent le site de l'analyse, une même lettre correspondant à un même grain.

Tab. 6.8. Compositions chimiques et formules structurales du stilpnomélane (n° 78 et références).

N° analyse	Préstilpnomélane (Urgonien sup. n° 78)		Stilpnomélane (n° 78)	Stilpnomélane: références	
	46A (11 O)	71M (11 O)	72M (10.55 O)	Hutton, C.O (1938) (10.55 O)	Lazarenko, E.K. (1954) (10.55 O)
Na ₂ O	0.04	0.01	0.05	0.37	1.58
K ₂ O	0.98	3.60	1.02	0.86	1.54
FeO	19.81	18.85	24.45	28.34	20.64
MgO	4.50	5.64	4.74	6.24	7.79
CaO	1.72	0.58	1.36	0.47	2.88
Al ₂ O ₃	12.84	12.82	11.70	7.20	7.34
MnO	0.05	0.00	0.03	2.93	0.00
SiO ₂	54.42	52.27	49.43	44.51	46.00
TiO ₂	0.19	0.03	0.06	0.19	0.00
Total oxydes	94.36	93.80	92.84	91.11	87.77
Si	3.81	3.73	3.49	3.39	3.48
Al IV	0.19	0.28	0.51	0.61	0.52
Al VI	0.85	0.80	0.47	0.04	0.13
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	1.16	1.12	1.44	1.81	1.31
Mn	0	0	0	0.15	0.00
Mg	0.47	0.60	0.50	0.71	0.88
Σ oct.	2.49	2.53	2.41	2.72	2.32
Ca	0.13	0.04	0.10	0.04	0.23
Na	0.01	0.00	0.01	0.05	0.23
K	0.09	0.33	0.09	0.08	0.15
Σ Interl.	0.22	0.37	0.20	0.18	0.61
Somme	6.71	6.90	6.62	6.89	6.93

Le *préstilpnomélane* peut se rencontrer dans les joints stylolitiques ou être adjacent à une chlorite (46A) ou à un grain de glauconite (71M et 72M).

Le *préstilpnomélane* est légèrement plus riche en silice, en aluminium, mais il est plus pauvre en fer et en magnésium que le *stilpnomélane* (tab. 6.8).

Dans cette roche, on note également la présence d'une phyllite jaune pâle à brun, qui est cristallisée entre les cristaux de carbonates (tab. 6.9).

Tab. 6.9. Compositions chimiques et formules structurales de phyllites jaune-brun néoformées (n° 78) (calculées avec 11 O).

N° analyse	Calcaire urgonien n° 78					Références		
	Phyllite brune		Phyllite jaune pâle		Glauconite	Muscovite	Phlogopite	Phengite
	77P (di-tri)	78P	81Q (Di-tri)	76Q (Di-tri)	80V (Di-tri)	Berne 4M	Dymek (tri)	KAW 4M
Na ₂ O	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06	0.00	0.64	1.40
K ₂ O	9.30	9.72	9.36	9.17	8.67	11.42	8.26	8.85
FeO	6.75	6.62	6.72	6.94	15.76	2.30	12.90	2.76
MgO	7.62	5.38	7.44	8.96	3.84	0.85	16.99	1.10
CaO	0.32	3.64	0.37	0.33	0.39	0.00	0.00	0.31
Al ₂ O ₃	17.53	19.33	18.83	16.83	10.37	37.10	16.90	31.67
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04
SiO ₂	50.65	46.97	51.26	50.97	55.98	46.80	37.67	48.20
TiO ₂	0.25	0.26	0.24	0.31	0.15	0.73	1.04	0.76
Total oxydes	82.45	90.95	84.28	93.56	83.35	99.20	94.69	95.09
Si	3.57	3.41	3.54	3.56	3.99	3.01	2.79	3.22
Al IV	0.43	0.59	0.46	0.44	0.01	0.99	1.22	0.78
Al VI	1.03	1.06	1.07	0.94	0.86	1.83	0.26	1.71
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.06	0.04
Fe	0.40	0.40	0.39	0.41	0.94	0.12	0.80	0.15
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.80	0.58	0.77	0.93	0.42	0.08	1.87	0.11
Σ oct.	2.24	2.06	2.24	2.30	2.23	2.07	2.99	2.01
Ca	0.02	0.28	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.09	0.18
K	0.84	0.81	0.82	0.82	0.61	0.94	0.78	0.75
Σ Interl.	0.87	1.10	0.86	0.85	0.64	0.94	0.87	0.86
Somme	7.11	7.16	7.10	7.15	6.87	7.01	7.86	6.97

La transformation des glauconites en stilpnomélane s'accompagne de la cristallisation une phyllite jaune-brun à tendance di-trioctaédrique. Les analyses de l'échantillon n° 73 montrent également cette néoformation (annexe 3).

Cette phyllite possède presque la même teneur en potassium et en silice qu'une glauconite. Elle est plus riche en aluminium que les glauconites, par contre elle est moins riche en magnésium et en fer.

Sa composition chimique approche celle d'une phengite. Le contenu en fer et en magnésium est plus élevé que celui des phengites.

2. Flanc normal de la nappe (région d'Anzeindaz): calcaires gréseux hauteriviens (n° 264, 265 et 266) (tab. 6.10 à 6.14).

Le stilpnomélane, de la région d'Anzeindaz a également été analysé à la microsonde, après qu'il ait été détecté par DX

Calcaires gréseux hauteriviens (n° 264)

Dans cette roche (n° 264), le stilpnomélane se rencontre sous forme de fines baguettes. Les plages très enrichies en fer (81I) présentent un déficit en silice. A noter que dans cette roche, les glauconites sont globalement moins riches en fer (fig. 6.1) que dans l'échantillon n° 265.

Du feldspath potassique, cristallisé sous forme de baguettes (néoformation probable), a pu être mis en évidence (tab. 6.10).

Tab. 6.10. Composition chimique et formule structurale de feldspath potassique néoformé (n° 264).

N° analyse	73
SiO ₂	62.87
Al ₂ O ₃	16.90
K ₂ O	14.33
FeO	0.91
Na ₂ O	0.24
CaO	0.21
MgO	0.17
MnO	0.03
TiO ₂	0.05
Total oxydes	95.71
Si	3.02
Al	0.98
K	0.88
Fe	0.04
Na	0.02
Ca	0.01
Mg	0.01
Mn	0
Ti	0
Somme	4.96

Sa formule calculée avec 8 oxygènes est la suivante:



Ce feldspath contient également des traces de fer, de magnésium, de titane et de manganèse.

Calcaires gréseux hauteriviens (n° 266)

Dans l'échantillon de calcaires gréseux hauteriviens (n°266), le stilpnomélane se trouve sous forme de cernes presque noirs, autour de glauconites brunes, avec des néoformations de carbonates à l'intérieur et de quartz en bordure.

Cette roche contient également des glauconites vertes dont la composition est proche de celles de l'échantillon n° 264 (annexe 3).

A noter que les analyses de stilpnomélane montrent des totaux d'oxydes assez bas entre 82 - 87% environ ce qui laisse supposer un défaut d'analyse dû probablement à l'hydratation du stilpnomélane.

Tab. 6.11. Compositions chimiques et formules structurales du stilpnomélane (Hauterivien, n° 264 et 266).

MAJEURS N° analyse	Stilpnomélane (n° 264)				Stilpnomélane (n° 266)
	75H (10.55 O)	81I (10.55 O)	83J (10.55 O)	84K (10.55 O)	41G (10.55 O)
Na ₂ O	0.08	0.04	0.13	0.08	0.06
K ₂ O	0.94	0.22	0.73	0.77	1.72
FeO	21.68	42.52	28.21	20.80	23.98
MgO	4.09	2.16	4.50	3.29	5.41
CaO	9.23	2.81	5.55	9.75	10.00
Al ₂ O ₃	4.88	1.02	4.46	3.60	4.85
MnO	0.01	0.02	0.00	0.07	0.01
SiO ₂	41.82	34.53	42.45	46.07	41.20
TiO ₂	0.05	0.04	0.00	0.00	0.42
Total oxydes	82.77	83.35	86.02	84.45	87.87
Si	3.47	3.23	3.46	3.69	3.30
Al ^{IV}	0.53	0.77	0.54	0.31	0.70
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Fe	1.50	3.32	1.92	1.39	1.61
Mn	0	0	0	0	0
Mg	0.51	0.30	0.55	0.39	0.64
Σ oct.	2.01	3.63	2.47	1.81	2.28
Ca	0.82	0.28	0.48	0.84	0.86
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
K	0.10	0.03	0.08	0.08	0.18
Σ Interl.	0.93	0.31	0.58	0.93	1.04
Somme	6.89	7.28	6.83	6.74	7.09

Calcaires gréseux de l'Hauterivien (n° 265)

Dans l'échantillon de calcaires gréseux hauteriviens (n°265), la transformation de la glauconite aboutit à la formation de stilpnomélane assez riche en fer (tab. 6.12).

Tab. 6.12. Compositions chimiques et formules structurales du stilpnomélane (Hauterivien, n°265).

N° analyse	Stilpnomélane (10.55 O)								
	24A	25B	31B	33F	38G	39G	41H	46M	590
Na ₂ O	0.09	0.07	0.12	0.07	0.03	0.16	0.15	0.13	0.11
K ₂ O	1.57	1.44	1.71	2.08	1.33	1.73	1.72	1.84	1.60
FeO	24.58	28.28	29.95	28.84	31.24	32.80	28.78	29.16	31.44
MgO	3.75	4.16	3.85	4.47	3.41	3.72	3.89	4.05	4.13
CaO	7.00	5.10	4.51	1.61	7.41	1.23	5.95	2.40	0.81
Al ₂ O ₃	5.14	4.69	5.15	5.72	4.45	5.10	4.77	4.91	5.48
MnO	0.02	0.08	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.08	0.01
SiO ₂	40.51	41.46	38.67	41.28	35.80	42.57	41.30	42.60	45.81
TiO ₂	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Total oxydes	82.66	85.30	84.02	84.06	83.73	87.37	86.66	85.16	89.19
Si	3.42	3.43	3.31	3.44	3.16	3.46	3.39	3.50	3.57
Al IV	0.58	0.57	0.69	0.58	0.84	0.54	0.61	0.50	0.43
Σ tet.									
Al VI	0	0	0	0	0	0	0	0	0.07
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	1.74	1.96	2.14	2.01	2.31	2.23	1.97	2.01	2.05
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.47	0.51	0.49	0.56	0.45	0.45	0.49	0.50	0.48
Σ oct.	2.15	2.36	2.46	2.57	2.38	2.63	2.31	2.49	2.59
Ca	0.63	0.45	0.41	0.14	0.70	0.11	0.52	0.21	0.05
Na	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02
K	0.17	0.15	0.19	0.22	0.15	0.18	0.18	0.19	0.18
Σ interl.	0.82	0.61	0.62	0.38	0.86	0.31	0.73	0.42	0.23
Somme	6.96	6.97	7.08	6.94	7.24	6.94	7.04	6.91	6.82

Les analyses confirment la présence d'un précurseur du stilpnomélane, le *préstilpnomélane* (PS) (tab. 6.13 et 6.14).

Dans cette roche, la glauconite qui donne naissance au stilpnomélane est vert-clair en lumière naturelle, le *préstilpnomélane* est brun clair et le stilpnomélane brun foncé.

Tab. 6.13. Flanc normal de la nappe de Morcles (région d'Anzeindaz): analyses de glauconites (Gl), préstilpnomélane (PS) et stilpnomélane (St) (n° 265).

	Glauconite (Gl.) passant à préstilpnomélane (PS), puis stilpnomélane (St) (n° 265, suite)								
	Gl. verte (11 O)		GL brune (11 O)	PS (10.55O)	St brun (10.55O)	PS (10.55O)	PS (10.55O)		
N° analyse	47 M	48 M	49 M	51 N	52 N	53 N	56 O	57 O	58 O
Na ₂ O	0.04	0.08	0.11	0.11	0.15	0.08	0.05	0.08	0.07
K ₂ O	8.49	8.73	4.07	5.18	4.05	6.22	5.27	6.71	6.05
FeO	14.53	13.60	17.52	22.46	26.23	19.84	22.62	19.60	20.36
MgO	8.11	8.48	4.92	6.86	5.88	6.99	6.31	6.81	6.50
CaO	0.28	0.30	5.37	0.42	0.41	0.44	0.39	0.43	0.38
Al ₂ O ₃	11.60	11.68	6.64	8.36	8.27	10.14	9.37	10.59	10.51
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.03
SiO ₂	48.63	48.98	48.32	46.93	46.87	47.47	47.25	48.48	48.30
TiO ₂	0.28	0.31	0.14	0.25	0.17	0.20	0.36	0.43	0.27
Total oxydes	91.98	93.16	88.08	91.56	92.13	91.37	91.62	93.12	92.45
Si	3.61	3.64	3.85	3.45	3.47	3.48	3.47	3.46	3.48
Al IV	0.39	0.38	0.15	0.55	0.53	0.54	0.53	0.54	0.52
Al VI	0.62	0.64	0.46	0.26	0.18	0.33	0.28	0.35	0.37
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Fe	0.90	0.83	1.14	1.38	1.62	1.21	1.39	1.17	1.23
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.90	0.92	0.57	0.75	0.65	0.76	0.69	0.72	0.70
Σ oct.	2.44	2.41	2.18	2.40	2.48	2.31	2.38	2.27	2.30
Ca	0.02	0.02	0.45	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Na	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.80	0.81	0.41	0.48	0.38	0.58	0.49	0.61	0.56
Σ interl.	0.83	0.85	0.87	0.53	0.44	0.62	0.53	0.66	0.59
Somme	7.27	7.25	7.05	6.83	6.91	6.94	6.91	6.93	6.90

La transformation glauconite-stilpnomélane se traduit par un taux de K qui diminue de dix fois. Les taux d'Al, de Mg et de Si diminuent également, tandis que le pourcentage de fer double.

Cette formation de stilpnomélane est accompagnée de néoformation de carbonates (cristaux idiomorphes de calcite assez pure) autour et à l'intérieur des glauconites.

Un même grain peut montrer une composition chimique qui varie de l'intérieur (glauconite) à l'extérieur (stilpnomélane) en passant par une composition intermédiaire (préstilpnomélane) (tab. 6.13 et 6.14).

Le préstilpnomélane est généralement jaune à brun clair, le stilpnomélane brun à brun foncé, mais les glauconites peuvent être indifféremment grises, jaunes ou vertes sans que cela n'affecte de façon importante leur composition chimique (Frey *et al.*, 1973).

Tab. 6.14. Flanc normal de la nappe de Morcles (région d'Anzeindaz): analyses de glauconites (Gl), préstilpnomélane (PS) et stilpnomélane (St) (n° 265, suite).

N° analyse	Glauconites (Gl), préstilpnomélane (PS) et stilpnomélane (St) (n°265) calculés avec 10.55 O sauf 34F avec 11O									
	PS			PS	Gl verte avec St (33F) en bordure (fig. 6.12)				St	Gl verte
	27B	29B	30B	32E	36F	35F	37F	34F	33F	61P
Na ₂ O	0.04	0.12	0.10	0.04	0.06	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06
K ₂ O	6.19	5.92	6.64	7.64	9.07	8.89	8.95	8.97	2.08	9.14
FeO	19.06	20.13	19.32	13.06	13.80	13.12	13.14	12.99	28.84	13.47
MgO	6.62	6.19	7.06	7.29	8.11	7.82	8.12	6.25	4.47	8.53
CaO	0.29	0.28	0.35	0.23	0.29	0.25	0.17	0.31	1.61	0.16
Al ₂ O ₃	10.41	9.74	10.66	10.46	12.43	12.41	12.10	10.04	5.72	11.31
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	47.88	48.69	48.07	43.56	49.33	49.04	48.73	54.97	41.28	50.31
TiO ₂	0.36	0.24	0.41	0.38	0.51	0.41	0.44	0.47	0.00	0.63
Total oxydes	90.83	91.30	92.63	82.67	93.57	92.05	91.70	92.06	84.06	93.59
Si	3.49	3.54	3.45	3.45	3.44	3.47	3.46	3.94	3.44	3.50
Al ^{IV}	0.51	0.46	0.55	0.55	0.56	0.53	0.54	0.06	0.56	0.50
Al ^{VI}	0.38	0.37	0.35	0.43	0.47	0.50	0.47	0.79	0.00	0.43
Ti	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03
Fe	1.16	1.22	1.16	0.87	0.81	0.78	0.78	0.78	2.01	0.78
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.72	0.67	0.75	0.86	0.84	0.82	0.86	0.67	0.56	0.88
Σ oct.	2.28	2.28	2.29	2.18	2.14	2.12	2.14	2.26	2.57	2.13
Ca	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.14	0.01
Na	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.58	0.55	0.61	0.77	0.81	0.80	0.81	0.64	0.22	0.81
Σ interl.	0.80	0.59	0.65	0.80	0.84	0.83	0.83	0.67	0.38	0.83
Somme	6.89	6.86	6.94	6.98	6.98	6.95	6.97	6.93	6.84	6.96

Au microscope, des chlorites brunes peuvent être confondues avec le stilpnomélane, mais l'analyse chimique les distingue aisément, le taux de silice étant beaucoup plus bas pour les chlorites que pour le stilpnomélane (annexe 3).

La figure 6.12 illustre graphiquement la composition chimique d'une glauconite avec du stilpnomélane en bordure.

Les valeurs proviennent des analyses 33-37F de l'échantillon 265 (tab. 6.12).

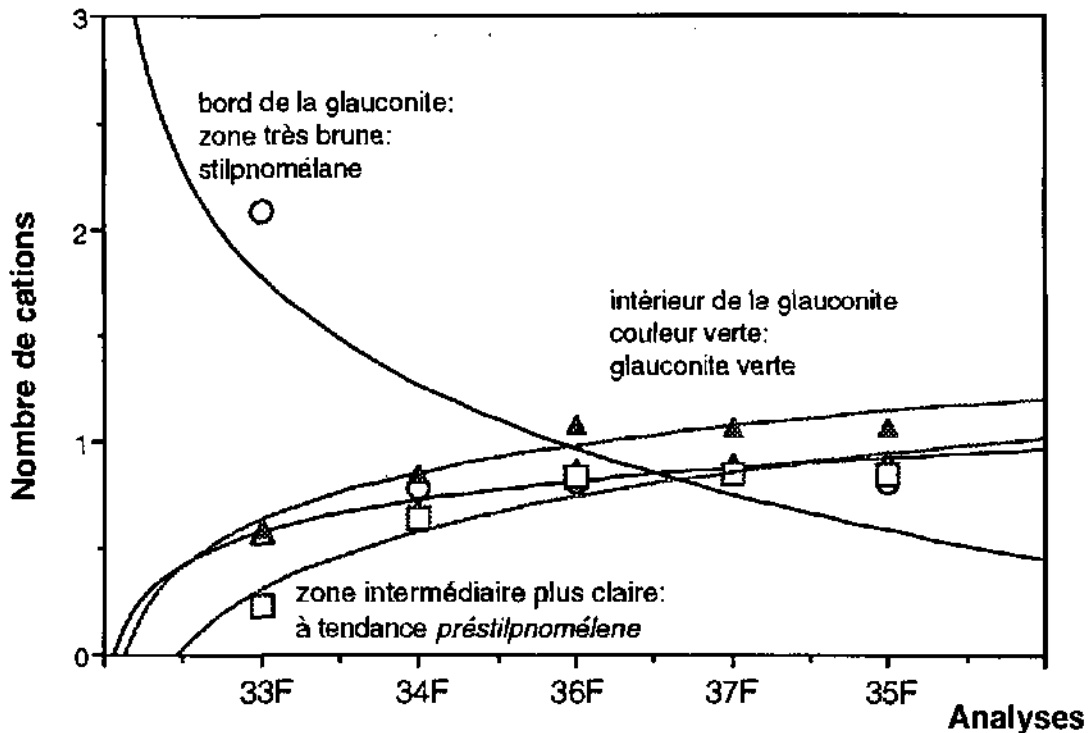


Fig. 6.12. Analyse microsonde: coupe d'une glauconite (calcaires d'âge hauterivien, n°265).

Conclusions

1. Le stilpnomélane n'a pas pu être analysé au microscope optique dans une première approche. Il peut être confondu avec de la biotite, de la chlorite brune ou des oxydes de fer.
2. Le stilpnomélane, qui est caractérisé par une première forte réflexion à environ 12Å, apparaît de façon claire sur les diffractogrammes RX des fractions fines orientées. Il apparaît également dans les analyses RX de la roche totale, lorsqu'il est présent en quantités suffisantes.
3. Au front de la nappe de Morcles dans la région de Pont-de-Nant-Arbalesse), mais aussi dans son flanc inverse (Dt. de Morcles) et dans son flanc normal (Anzeindaz), le stilpnomélane se rencontre essentiellement dans les calcaires glauconieux gréseux massifs à nodules pyriteux (Hauterivien) et dans des calcaires glauconieux attribués à l'Urgonien supérieur. Le stilpnomélane est, contrairement à la paragonite qui apparaît dans divers types de roches (calcaires et schistes), attaché à une lithologie particulière.
4. L'effet du glycolage sur l'intensité du pic est en général assez faible, ce qui confirme que le stilpnomélane n'est pas un minéral gonflant.

5. La paragenèse du stilpnomélane est la suivante:

Glaucosite + quartz + calcite \pm carbonates de fer \pm plagioclase \pm feldspath potassique \pm chlorite \pm diverses phyllites \pm dolomite.

6. Dans les roches que nous avons analysées, la glaucosite est le précurseur du stilpnomélane. La transformation glaucosite-stilpnomélane se traduit par un taux de K qui diminue de dix fois. Les taux d'Al, de Mg et de Si diminuent également, tandis que le pourcentage de fer double.

7. Un même grain peut montrer une composition chimique qui varie de l'intérieur (glaucosite) à l'extérieur (stilpnomélane) en passant par une composition intermédiaire (*préstilpnomélane*).

8. Cette formation de stilpnomélane est accompagnée de néoformation de carbonates (cristaux idiomorphes de calcite assez pure) autour et à l'intérieur des glaucosites.

9. La transformation des glaucosites en stilpnomélane s'accompagne de la cristallisation une phyllite jaune-brun. Cette phyllite possède presque la même teneur en potassium et en silice qu'une glaucosite. Elle est plus riche en aluminium que les glaucosites, par contre elle est moins riche en magnésium et en fer.

10. Lors de l'évolution métamorphique, la recristallisation des glaucosites est double. D'une part, elles donnent naissance à du stilpnomélane, enrichi en fer et d'autre part, elles y a formation de phyllites dorées, enrichies en magnésium.

La formation du stilpnomélane peut être résumée par l'équation suivante:

Glaucosite -> préstilpnomélane (- de K, - de Al, + de Fe) -> stilpnomélane (- de K, - de Al + de Fe) \pm phyllites dorées (+ de K, + de Al, + de Mg, - de Fe) \pm feldspaths potassiques

6.3. "Prébiotite et Fe-mica" produits du métamorphisme du stilpnomélane ?

Dans les lithologies gréseuses riches en glauconite et chlorite, il est admis que la biotite apparaisse au stade de métamorphisme épizonal (zone III). (Arkai et al., 1994):

stilpnomélane + chlorite + K feldspath => biotite + quartz + H₂O
(Brown, 1975).

Etant donné que les calcaires hauteriviens et les quartzites du Gault sont porteurs de glauconites, voire de stilpnomélane dans des régions attribuées à l'anchizone (au front et au flanc normal de la nappe), les conditions épizonales de la région de Saillon (aux racines de la nappe) permettent de penser que la réaction glauconite-stilpnomélane-biotite peut être réalisée.

Nous avons donc recherché la biotite dans des lithologies qui pourraient, vu leur contexte minéralogique, être porteuses de ce minéral.

Calcaire gréseux, Hauterivien (n°111), carrière de Saillon-la-Sarvaz:

Calcaire gréseux (n°111):

Dans cette roche (fig. 6.13), la schistosité se marque par des litages de minéraux clairs (calcite et quartz) recristallisés où s'intercalent des lits discontinus de minéraux sombres, formés par de la chlorite magnésienne et des micas riches en fer, accompagnés de mica ± paragonitique.



Fig. 6.13. Prébiotite dans des joints stylolitiques plissotés (calcaires gréseux, Hauterivien, n°111) (barre = 0.2 mm, lumière naturelle).

Tab. 6.15. Compositions chimiques et formules structurales des micas (Hauterivien, n°III, Saillon).

N° anal.	66	61C	72	70	69C	62C	64C	53A	56B	67 C	63 C	73	68 C
Na ₂ O	0.09	0.19	0.06	0.04	0.05	0.08	0.02	0.00	0.02	0.09	0.04	0.04	0.03
K ₂ O	9.40	5.99	7.55	8.45	7.14	5.61	5.20	0.10	4.82	3.64	3.02	1.81	0.19
FeO	5.78	9.48	8.34	9.72	13.29	13.39	16.35	21.49	17.92	18.43	19.58	21.85	23.62
MgO	4.30	5.20	6.17	7.01	7.70	7.21	8.53	8.79	8.79	9.45	9.49	11.60	11.62
CaO	0.25	0.12	0.12	0.10	0.13	0.10	0.11	0.06	0.00	0.20	0.09	1.73	0.22
Al ₂ O ₃	25.27	21.22	24.53	23.60	22.86	22.88	23.59	13.87	23.07	24.06	21.64	21.83	20.95
MnO	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00
SiO ₂	45.57	36.40	44.98	45.08	41.06	37.63	37.92	49.00	37.19	35.31	31.86	29.36	30.29
TiO ₂	0.33	11.29	0.23	0.22	0.23	3.58	0.78	0.04	0.12	0.42	5.84	0.31	1.27
Total oxydes	91.04	88.88	91.99	94.23	92.46	90.47	92.50	93.38	91.92	91.60	91.61	88.32	88.18
Si	3.26	2.72	3.19	3.17	3.01	2.82	2.80	3.50	2.79	2.66	2.44	2.37	2.43
Al IV	0.75	1.28	0.81	0.83	1.00	1.18	1.20	0.50	1.21	1.34	1.56	1.63	1.57
Al VI	1.38	0.59	1.24	1.13	0.98	0.84	0.86	0.87	0.83	0.80	0.40	0.43	0.42
Ti	0.02	0.63	0.01	0.01	0.01	0.20	0.04	0.00	0.01	0.02	0.34	0.02	0.08
Fe	0.35	0.59	0.50	0.57	0.81	0.84	1.01	1.28	1.12	1.16	1.28	1.48	1.59
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.46	0.58	0.65	0.74	0.84	0.81	0.94	0.94	0.98	1.06	1.08	1.40	1.39
Σ oct.	2.21	2.39	2.40	2.45	2.64	2.69	2.86	2.89	2.95	3.05	3.08	3.33	3.47
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.15	0.02
Na	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.86	0.57	0.68	0.76	0.67	0.54	0.49	0.01	0.46	0.35	0.30	0.19	0.02
Σ interl.	0.89	0.61	0.70	0.77	0.68	0.56	0.50	0.01	0.46	0.38	0.31	0.34	0.04
Somme	7.10	7.00	7.10	7.22	7.32	7.25	7.36	6.90	7.41	7.43	7.39	7.67	7.51

Ce calcaire contient des micas pouvant être sodiques (chap. 4.2.2) et des chlorites (chap. 5), mais également des micas riches en fer, que nous avons nommés *prébiotites* (fig. 6.13).

Ce mica ferrifère pourrait préfigurer la biotite à proprement parler. Vu l'habitus atypique et la faible taille des paillettes, il est difficile de confirmer que ce minéral est néoformé. Il pourrait s'agir de biotite rétrotransformée et écrasée. Des études ultérieures pourraient être menées sur ce sujet précis.

La kaolinite et la pyrophyllite

7.1. La kaolinite

7.1.1. Rappel minéralogique

Les kaolinites sont des phyllosilicates de structure pseudo-hexagonale à clivage {001} parfait. Elles sont des constituants essentiels du groupe des argiles. Ce sont des silicates à couches 1:1 dioctaédriques.

Les kaolinites (formule théorique: $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$) sont un groupe de minéraux qui comprennent entre autres:

La dickite:	$a = 5.150, b = 8.940, c = 14.736 \text{ \AA}, \beta = 103.58^\circ$ (monoclinique)
La nacrite:	$a = 8.909, b = 5.146, c = 15.697 \text{ \AA}, \beta = 113.70^\circ$ (monoclinique)
La kaolinite:	$a = 5.139, b = 8.932, c = 7.371 \text{ \AA},$ $\beta = 104.8^\circ, \alpha = 91.6^\circ, \gamma = 89.9^\circ$ (triclinique) (Brindley et Robinson, 1940)

Caractères optiques: La détermination au microscope polarisant des kaolinites est souvent délicate voire impossible à cause de la faible taille des cristaux.

- habitus: paillettes, microcristaux
- incolore
- allongement positif
- extinction presque droite ($2-4^\circ$)
- réfringence faible (1.57 - 1.56)
- biréfringence faible (.006 - .007, gris 1er ordre)
- biaxe négatif ($2V \ 36^\circ-50^\circ$)

Paragenèse habituelle: La kaolinite provient principalement de l'altération des feldspaths et des feldspatöïdes. Elle peut être d'origine hydrothermale.

Elle est en général accompagnée de quartz, d'oxydes de fer, de sidérite, de chlorite et d'autres minéraux des argiles (Stelz-Dale, 1989).

Lorsque la température dépasse 400° (à pression moyenne), de la pyrophyllite se forme.

7.1.2. Occurrence de la kaolinite dans la nappe de Morcles

L'analyse diffractométrique a permis de mettre la kaolinite en évidence dans quatre sites géographiquement et stratigraphiquement différents:

1. Dans la formation accolée au flanc inverse de la nappe (racines), dans la région de Saillon, dite formation de Longeraie, on trouve de la kaolinite dans trois niveaux d'âge probablement rhétien, mais lithologiquement différents. On la trouve également dans la formation dite des Bayards dans des grès du Lotharingien.
2. La kaolinite a été trouvée au coeur de la nappe de Morcles (région des mayens de Chamoson (n°s 177 et 188) où elle apparaît dans des schistes noirs (type *black shales*) aaléniens.
3. Associée à de la chlorite, elle apparaît dans la formation dite de l'oolithe ferrifère (Delaloye, 1966).
4. Elle apparaît également au flanc normal de la nappe dans la région de Derborence, dans des calcaires "urgoniens" avec de la pyrophyllite et de la rectorite.

7.1.3. Analyse diffractométrique de la kaolinite

Analyse de la roche totale.

Les minéraux essentiels, rencontrés dans la roche totale, sont la calcite (Cc) et le quartz (Qz). De la dolomite (Do), des plagioclases (Pl), du feldspath potassique (FK), de la chlorite (Ch), du mica (Mi) et de la pyrite peuvent être également présents (tab. 7.1).

Tab. 7.1. Paragenèse de la kaolinite dans la roche totale.

N° et origine de l'échantillon	Cc. 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.19Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Ch _7Å	Mi _10Å	Pyrite 2.27Å
103 Saillon (Loth)	+	+						
105 Saillon (Trias)	+	+			+			+
106 Saillon (Trias)	+	+			+			+
107 Saillon (Trias)	+	+			+			
108 Saillon (Trias)		+	+	+	+	+	+	+
140 Derborence (Urg)	+							
143 Derborence (Urg)	+							
144 Derborence (Urg)	+							
179 Derborence (Urg)	+							
181 Derborence (Bar)	+	+						
184 Derborence (Urg)	+	+						
185 Derborence (Urg)	+							
177 Chamoson (Aal)	+	+	+	+		+	+	+
192 Chamoson (Cal-Ox)	+	+				+	+	+

Le diffractogramme, obtenu à partir d'une lame de roche (fig. 7.1), taillée dans un schiste aalénien, montre la présence de pyrophyllite, de chloritoïde, de rectorite, de mica, de chlorite, de kaolinite et de l'interstratifié paragonite-mica (Chamoson, n°177).

Il est nécessaire d'avoir des poudres désorientées pour déterminer de quelle "kaolinite" il s'agit avec précision, seuls les échantillons n° 108, 177 et 192 présentent suffisamment de kaolinite en roche totale, mais malheureusement pas en quantité suffisante pour permettre une détermination précise du polymorphe.

Analyse diffractométrique des fractions fines orientées

Les minéraux principalement présents dans les fractions fines (< 2 µm et 2-16 µm) sont le mica (Mi) et la chlorite (Ch).

La rectorite (Re), la pyrophyllite (Py) et l'interstratifié paragonite-muscovite (P/M) peuvent coexister avec la kaolinite, ainsi que le diaspore.

La figure 7.2. présente le diffractogramme des fractions fines orientées (< 2 µm et 2-16 µm) d'un calcaire dolomitique (n°105, formation de Longeraie) avec présence de kaolinite.

La figure 7.3 montre que la kaolinite se trouve en plus grandes quantités dans la fraction plus grossière (2 - 16 µm) que dans la fraction plus fine (<2 µm).

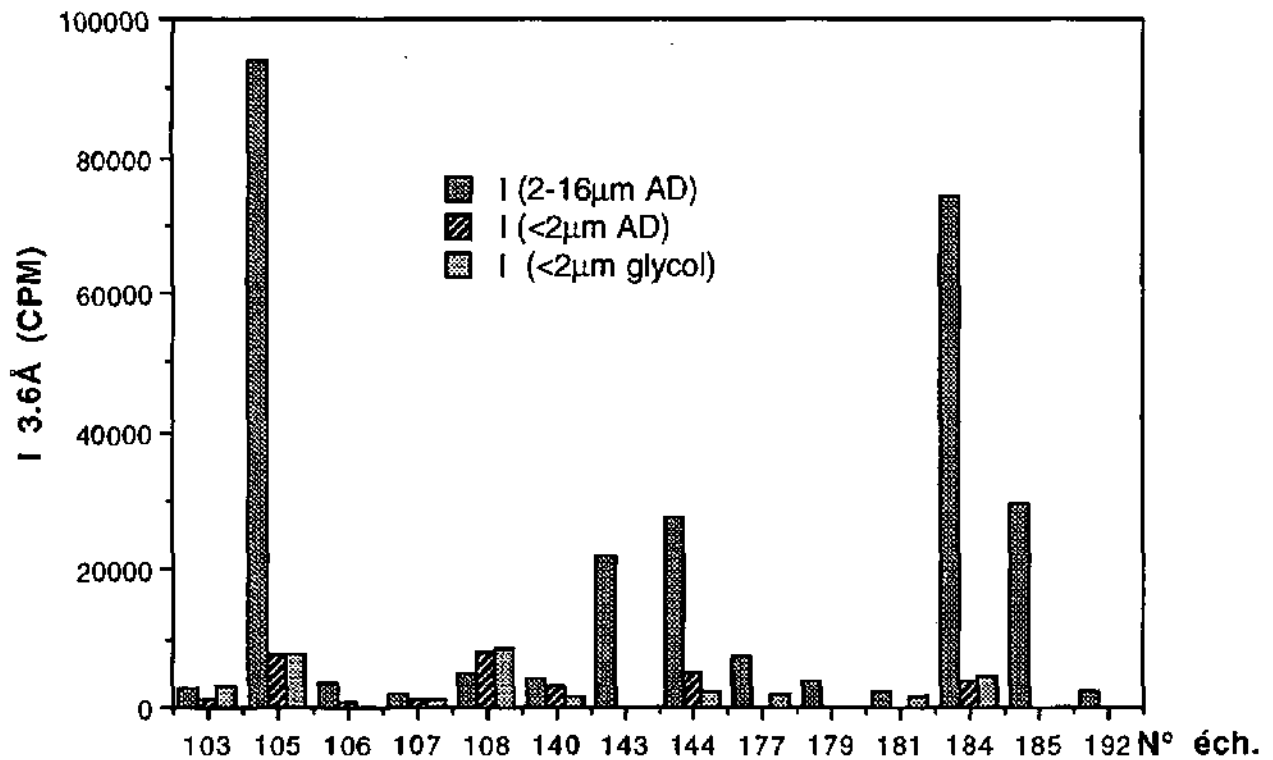


Fig. 7.3. Mesure de l'intensité de la réflexion à 3.6Å: fractions fines orientées (< 2 µm AD et glycol et 2-16 µm AD).

La mesure de l'intensité est faite sur la réflexion à $\approx 3.6\text{Å}$ exempte de l'influence de la chlorite.

Le chloritoïde et le gypse (oxydation de la pyrite) accompagnent la kaolinite dans un site (Chamoson) (tab. 7.2, fig. 7.2).

FN: S11/89.N1
 DATE: 05/04/90
 ID: STANDARD AALENIEN CHAMOUSON
 TIME: 14:05
 PT: 1.800
 STEP: 0.0300
 SCINIA6/USA
 WL: 1.54060

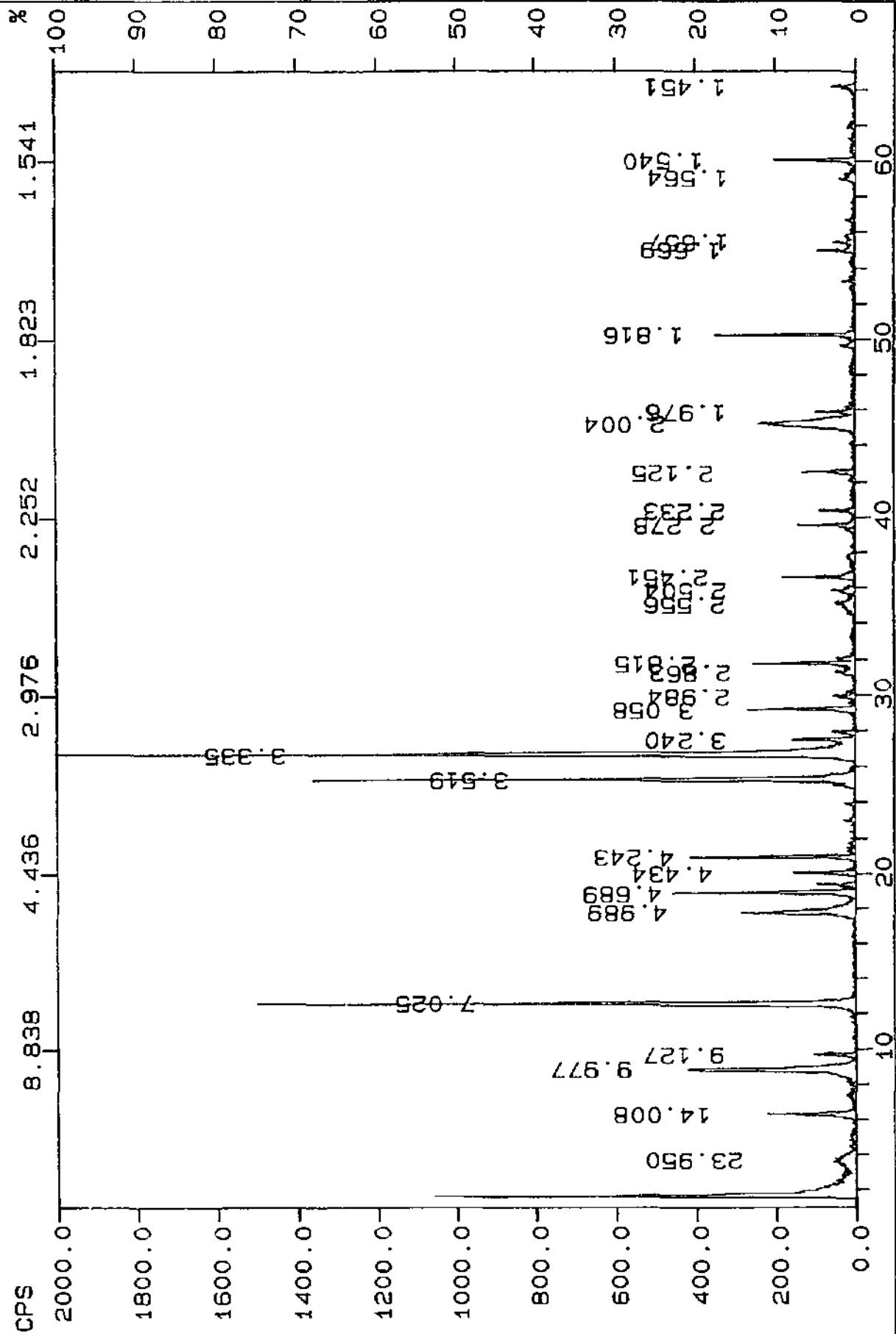


Fig. 7.1. Schistes aaléniens: pyrophyllite avec chloritoïde, rectorite, mica, chlorite, kaolinite et interstratifié paragonite-mica (Chamoson, n° 177), lame de roche.

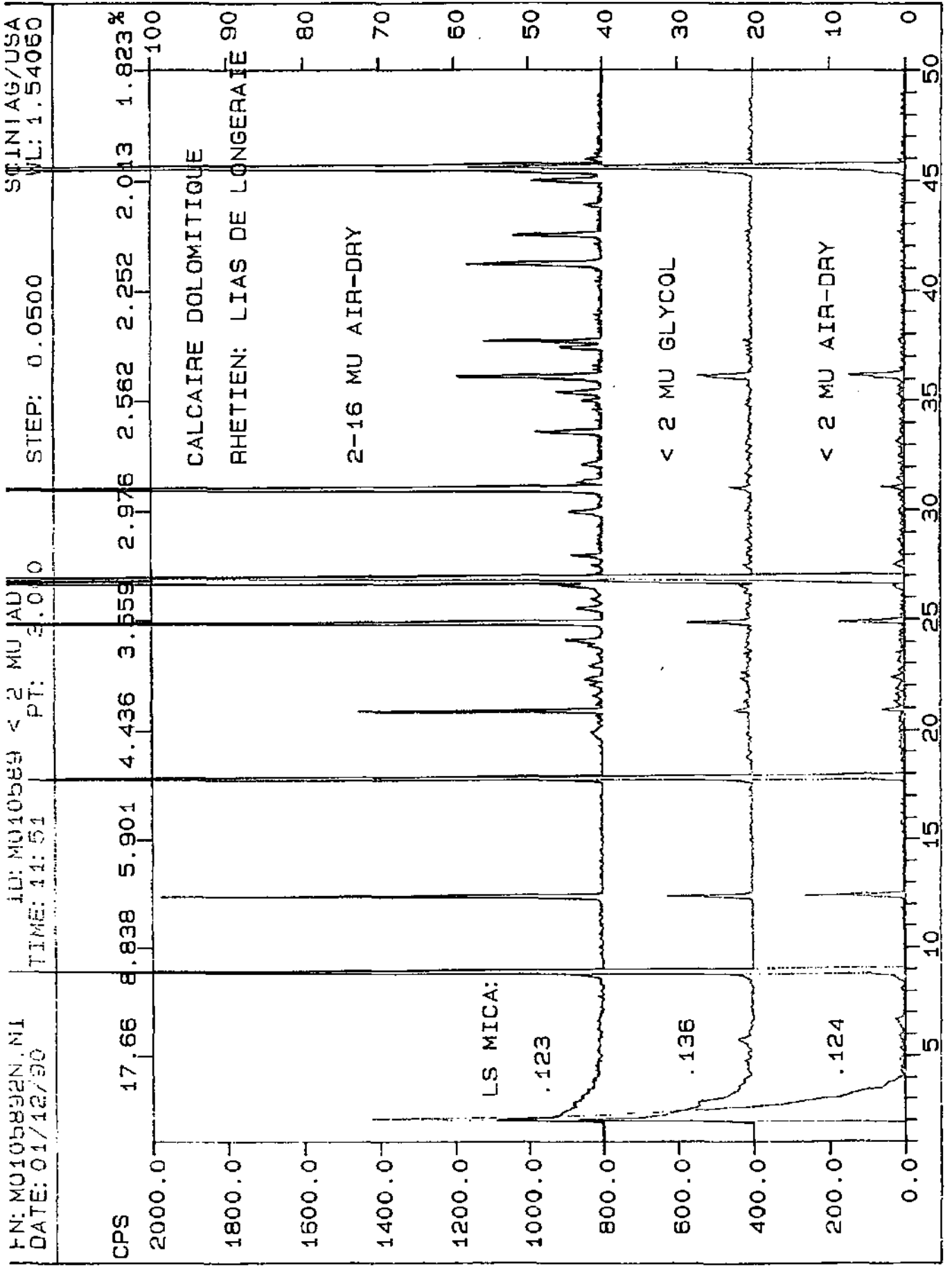


Fig. 7.2. Kaolinite dans un calcaire dolomitique (n° 105, formation de Longeraie): fractions fines orientées.

Tab. 7.2. Paragenèse de la kaolinite dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans les minéraux déjà cités dans la roche totale).

N° et origine de l'échantillon	Re d _{23Å}	Mi d _{10Å}	Py d _{9.2Å}	Ch d _{7Å}	Ct d _{4.4Å}	Di d _{3.9Å}	Gypse d _{7.56Å}	P/M d _{1.96Å}
103 Saillon (Lotharingien)		+		+				
105 Saillon (Trias)		+						
106 Saillon (Trias)		+						
107 Saillon (Trias)		+		+		+		
108 Saillon (Trias)		+				+		
140 Derborence (Urgonien)	+	+	+	+				
143 Derborence (Urgonien)	+	+		+				
144 Derborence (Urgonien)	+	+	+	+				
179 Derborence (Urgonien)	+	+	+	+				+
181 Derborence (Barrémien)		+	+	+				+
184 Derborence (Urgonien)	+	+	+	+				+
185 Derborence (Urgonien)		+		+				
177 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+		+	+
192 Chamoson (Callovien)		+		+				

Analyse des fractions fines: positions (dÅ) et intensités brutes en (CPM)

Les positions (dÅ) et intensités brutes en (CPM): de 2 réflexions basales (001) à 7Å et 3.6Å de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å, corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å sont reportées dans les tableaux 7.3 (fractions fines < 2 µm air-dry), 7.4 (fractions fines < 2 µm glycol) et 7.5 (fractions fines 16 µm air-dry).

On constate que la précision des mesures effectuées sur les fractions fines < 2 µm est assez grande, les écarts type sont très faibles, surtout sur les réflexions situées à 3.6Å (kaolinite) et 3.5Å (chlorite). Ceci en dépit des intensités variables des pics. Sur le premier pic de la kaolinite, la variabilité est plus importante.

Le tableau 7.3 présente les positions et intensités de 2 réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å pour les fractions fines (<2 µm air-dry). Certains échantillons ne contiennent pas de chlorite.

Tab. 7.3. Fractions fines (<2 µm air-dry): positions et intensités de deux réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å. Les échantillons figurés en gras ne contiennent pas de chlorite.

N° et origine de l'échantillon	Ka + Ch d _{7Å}	I (CPM) d _{7Å} Ka + Ch	Ka d _{3.6Å}	I (CPM)Ka d _{3.6 Å}	Ch d _{3.5Å}	I (CPM) Ch d _{3.5Å}
103 Saillon (Lotharingien)	7.084	7740	3.581	1380	3.538	5280
105 Saillon (Trias)	7.161	12001	3.580	7936	---	---
106 Saillon (Trias)	7.146	1243	3.580	762	---	---
107 Saillon (Trias)	7.114	2369	3.577	1124	3.544	1752
108 Saillon (Trias)	7.155	12441	3.576	8480	---	---
140 Derborence (Urgonien)	7.091	9600	3.583	3120	3.538	8160
144 Derborence (Urgonien)	7.058	34200	3.576	5000	3.535	30420
181 Derborence (Barrémien)	7.029	51128	3.566	---	3.520	23653
184 Derborence (Urgonien)	7.137	5880	3.580	3840	3.529	1620
177 Chamoson (Aalénien)	7.060	111660	3.582	---	3.528	82080
moyenne	7.104		3.578		3.533	
écart type ±	.046		.005		.008	
maximum	7.161		3.583		3.544	
minimum	7.029		3.566		3.520	

Le tableau 7.4 présente les positions et intensités de 2 réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å pour les fractions fines (<2 µm glycolées).

Tab. 7.4. Fractions fines (<2 µm glycol): positions et intensités de deux réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å. Les échantillons figurés en gras ne contiennent pas de chlorite.

N° et origine de l'échantillon	Ka + Ch d _{7Å}	I (CPM) d _{7Å} Ka + Ch	Ka d _{3.6Å}	I (CPM) Ka d _{3.6 Å}	Ch d _{3.5Å}	I (CPM) Ch d _{3.5Å}
103 Saillon (Lotharingien)	7.079	7380	3.578	3120	3.535	6960
105 Saillon (Trias)	7.173	10880	3.580	7980	----	----
107 Saillon (Trias)	7.130	2283	3.579	1244	3.540	1583
108 Saillon (Trias)	7.175	13017	3.580	8667	----	----
140 Derborence (Urgonien)	7.098	6514	3.577	1745	3.537	5656
144 Derborence (Urgonien)	7.078	21991	3.576	2500	3.532	24997
181 Derborence (Barrémien)	7.058	52260	3.584	1560	3.527	23400
184 Derborence (Urgonien)	7.117	4860	3.565	4620	3.527	1980
177 Chamoson (Aalénien)	7.061	113220	3.579	1800	3.528	84280
moyenne	7.108		3.578		3.532	
écart type ±	.044		.005		.005	
maximum	7.175		3.584		3.540	
minimum	7.058		3.565		3.527	

Les fractions fines < 2 µm glycolées présentent pratiquement les mêmes résultats que les fractions séchées à l'air.

Le tableau 7.5 présente les positions et intensités de 2 réflexions basales de la kaolinite, respectivement de la chlorite à 3.5Å pour les fractions fines (2-16 µm air-dry).

La précision des mesures effectuées sur les fractions fines 2-16 µm est également assez bonne, quoique les écarts-type soient un peu plus importants que pour les fractions < 2 µm, sauf pour les réflexions situées à 3.6Å qui montrent un écart type identique pour les deux fractions granulométriques.

Tab. 7.5. Fractions fines (16 µm air-dry): positions et intensités de deux réflexions basales de la kaolinite respectivement de la chlorite à 3.5Å.

N° et origine de l'échantillon	Ka + Ch d _{7Å}	I (CPM) d _{7Å} Ka + Ch	Ka d _{3.6Å}	I (CPM) Ka d _{3.6 Å}	Ch d _{3.5Å}	I (CPM) Ch d _{3.5Å}
103 Saillon (Lotharingien)	7.071	30893	3.576	2943	3.534	25423
105 Saillon (Trias)	7.178	56394	3.587	94015	----	----
106 Saillon (Trias)	7.161	5252	3.583	3628	----	----
107 Saillon (Trias)	7.177	2732	3.578	1820	3.495	1157
108 Saillon (Trias)	7.154	8591	3.575	5332	3.511	666
140 Derborence (Urgonien)	7.108	10080	3.580	4200	3.541	7860
143 Derborence (Urgonien)	7.138	44100	3.587	22140	3.545	39120
144 Derborence (Urgonien)	7.124	53820	3.580	27600	3.543	45060
179 Derborence (Urgonien)	7.120	10200	3.590	3780	3.545	10080
181 Derborence (Barrémien)	7.053	34319	3.581	2458	3.526	18355
184 Derborence (Urgonien)	7.154	90660	3.581	74220	3.529	2340
185 Derborence (Urgonien)	7.095	50022	3.571	29486	3.533	32965
177 Chamoson (Aalénien)	7.062	144360	3.579	7320	3.528	99420
192 Chamoson (Callov.-Ox)	6.970	59607	3.587	2216	3.533	36398
moyenne	7.113		3.581		3.530	
écart type ±	.058		.005		.015	
maximum	7.178		3.590		3.545	
minimum	6.970		3.571		3.495	

Le tableau 7.6 présente les positions (corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å) de deux réflexions basales (001) de la kaolinite (échantillons sans chlorite) comparées à trois échantillons de la littérature (Brindley, 1961; Bailey, 1963) qui montrent des valeurs très proches.

Tab. 7.6. Positions de deux réflexions basales de la kaolinite corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å, comparées aux résultats de Brindley (1961) et de Bailey (1963).

Fraction/échantillon	d _{7Å}	d _{3.6Å}
Morcles, n° 105: <2 µm air-dry	7.161	3.580
<2 µm glycol	7.173	3.580
2-16 µm air-dry	7.178	3.587
Morcles, n° 106: <2 µm air-dry (106)	7.146	3.580
<2 µm glycol	7.175	3.580
2-16 µm air-dry	7.161	3.583
kaolinite (Brindley, 1961)	7.160	3.573
dickite (Bailey, 1963)	7.152	3.578
nacrite (Bailey, 1963)	7.178	3.588

Dans la nappe de Morcles, la kaolinite subsiste dans des sites attribués à l'épizone par la mesure de la LS et la présence de certains minéraux index comme le chloritoïde. Zhou *et al.* (1994) citent également la présence conjointe de kaolinite-chloritoïde-pyrophyllite-chlorite-disthène-quartz dans des métapélites.

7.2. La pyrophyllite

7.2.1. Rappel minéralogique

La pyrophyllite est un phyllosilicate qui peut se former à partir de la kaolinite et qui comporte un polytype monoclinique et un polytype triclinique (Deer et al., 1962; Brindley et Brown, 1984; Ferla et al. 1991; Matsuda et al., 1992; Livi et al., 1994; Hicks, 1996; Vidal, 1997).

Forme triclinique: $a = 5.161 \text{ \AA}$, $b = 8.958 \text{ \AA}$, $c = 9.351 \text{ \AA}$,

Forme monoclinique: $a = 5.172 \text{ \AA}$, $b = 8.958 \text{ \AA}$, $c = 18.67 \text{ \AA}$,

Formule théorique: $\text{Al}_4[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$

Caractères optiques: (Roubault *et al.*, 1963; Tröger *et al.*, 1971)

- habitus: paillettes, idem micas
- incolore
- extinction droite
- allongement positif
- réfringence moyenne (1.601 - 1.552)
- biréfringence très forte (.048)
- biaxe négatif, 2V: 43°-60°, plus élevé celui des micas et du talc

Gisements et paragenèses: schistes et calcaires métamorphiques, filons hydrothermaux.

Goffe et Vidal 1988 ont déterminé expérimentalement que la réaction cookeite + quartz = petalite + pyrophyllite se déroulait entre 300 et 500 °C et de 800 à 1400 bars.

7.2.2. Analyse DRX de la pyrophyllite

Occurrence du minéral dans la nappe de Morcles

La pyrophyllite a été uniquement détectée par diffraction X, dans les sites suivants:

A. Au coeur de la nappe de Morcles, dans la région des mayens de Chamoson, où elle apparaît dans des schistes noirs (type *black shales*) d'âge aalénien (fig. 7.1).

B. Elle apparaît également au flanc normal de la nappe dans la région de Derborence, dans des calcaires "urgoniens" avec de la kaolinite et de la rectorite (fig. 7.4).

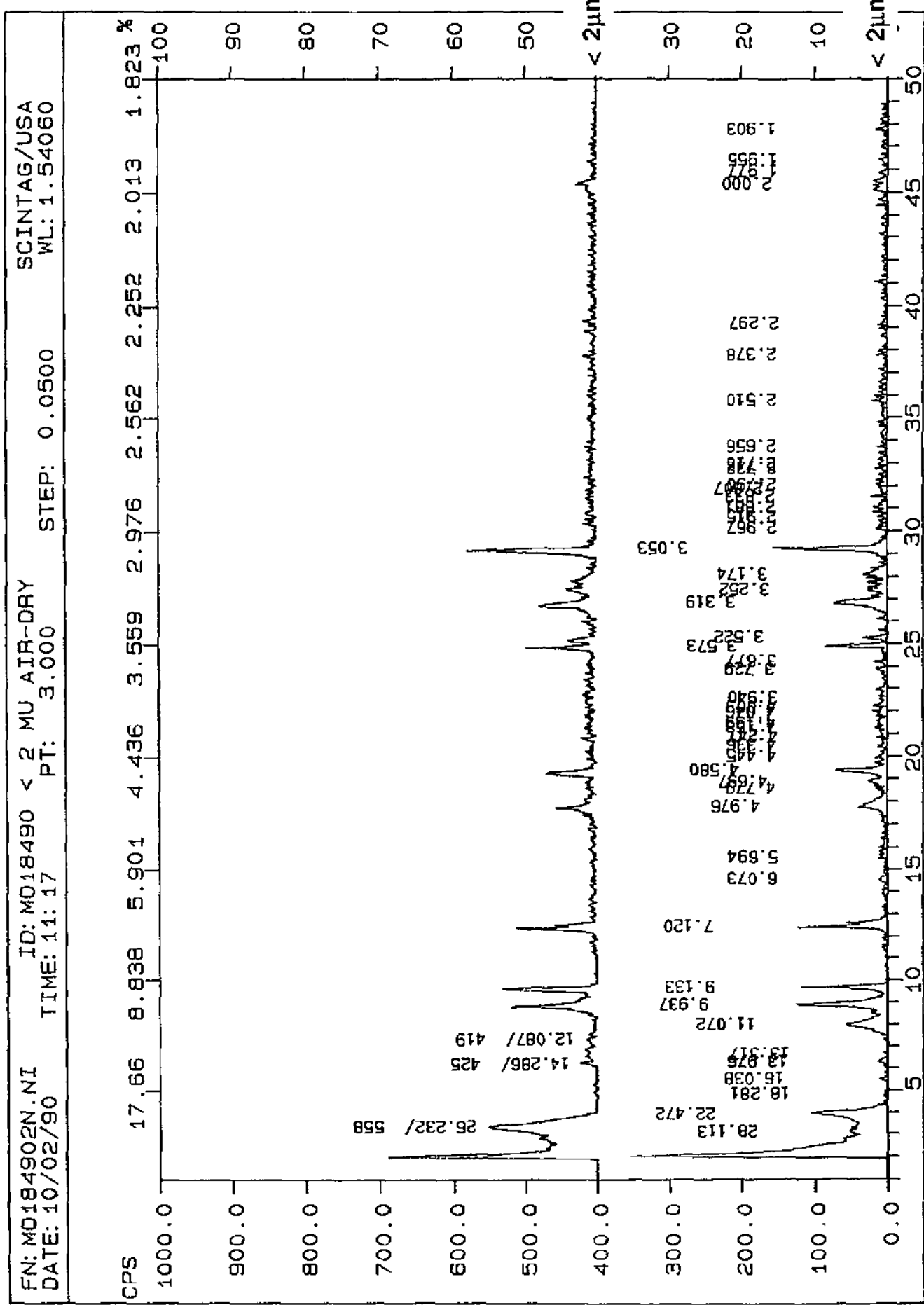


Fig. 7.4. Calcaires urgoniens: pyrophyllite avec kaolinite, rectorite, mica et chlorite (Derborence, n°184, fractions fines orientées (< 2µm air-dry et glycol)).

Analyse de la roche totale

La paragenèse rencontrée dans la roche totale est la suivante: calcite (Cc), dolomite (Do), quartz (Qz), plagioclases (Pl), feldspath potassique (FK), chlorite (Ch), mica (Mi) et pyrite (Pyr) (tab. 7.7, fig. 7.1).

Tab. 7.7. Paragenèse de la pyrophyllite dans la roche totale.

N° et origine de l'échantillon	Cc. 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.19Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Ch ~7Å	Mi ~10Å	Pyr 2.27Å
131 Derborence (Urgonien)	+							
132 Derborence (Urgonien)	+	+						
140 Derborence (Urgonien)	+							
144 Derborence (Urgonien)	+							
178 Derborence (Urgonien)	+							
179 Derborence (Urgonien)	+							
180 Derborence (Urgonien)	+							
181 Derborence (Barrémien)	+	+						
182 Derborence (Hauterivien)	+	+						
184 Derborence (Urgonien)	+							
177 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+		+	+	+
188 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+	+	+	+

Analyse des fractions fines

La paragenèse rencontrée dans les fractions fines <2 µm et 2-16 µm, en plus des minéraux déjà cités est la suivante: rectorite (Re), kaolinite (Ka) et interstratifié paragonite-muscovite (P/M). Le chloritoïde et le gypse sont présents dans un site (2 échantillons) (tab. 7.8).

Tab. 7.8. Paragenèse de la pyrophyllite dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans les minéraux déjà cités dans la roche totale).

N° et origine de l'échantillon	Re ~23Å	Gy ~7.5Å	Ch ~7Å	Mi ~10Å	Ct 4.44Å	Ka 3.6Å	P/M 1.96Å
131 Derborence (Urgonien)	+		+	+			
132 Derborence (Urgonien)	+		+	+			
140 Derborence (Urgonien)	+		+	+		+	
144 Derborence (Urgonien)	+		+	+		+	
178 Derborence (Urgonien)	+		+	+			+
179 Derborence (Urgonien)	+		+	+			+
180 Derborence (Urgonien)	+		+	+			+
181 Derborence (Barrémien)	+		+	+			
182 Derborence (Hauterivien)	+		+	+			
184 Derborence (Urgonien)	+		+	+			+
177 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+	+	+
188 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+		+

La figure 7.4 présente un diagramme RX caractéristique de la pyrophyllite obtenu à partir de fractions fines orientées.

A noter que dans certains échantillons la pyrophyllite et la kaolinite coexistent.

Le site de Chamoson montre la présence conjointe de rectorite, de gypse, de chlorite, de mica, de chloritoïde, de kaolinite et de l'interstratifié paragonite-muscovite.

Analyse des fractions fines orientées:

Les tableaux 7.9 à 7.11 présentent les positions (Å) et les intensités brutes (CPM) des 4 réflexions basales (00l) les plus intenses de la pyrophyllite.

Tab. 7.9. Positions et intensités des 4 principaux pics de la pyrophyllite (<2 µm air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° et origine de l'échantillon	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM	4ème pic en CPM
131 Derborence	9.158	4.584	3.056		1860	1260	2820	0
132 Derborence	9.189	4.597	3.057		1620	1320	2220	0
140 Derborence	9.228	4.601	3.055		1620	840	2820	0
144 Derborence	9.158		3.050		720	0	1380	0
178 Derborence	9.270	4.620	3.071		4500	3000	6060	0
179 Derborence	9.189	4.600	3.063		3300	1980	4200	0
180 Derborence	9.254	4.607	3.068		1260	1260	5640	0
181 Derborence	9.214	4.601	3.065	2.298	17785	10760	21733	1240
182 Derborence	9.257	4.617	3.071		2006	1969	3259	0
184 Derborence	9.180	4.592	3.058	2.300	5820	3720	7980	420
177 Chamoson	9.207	4.600	3.059	2.295	11040	9780	23940	1500
188 Chamoson	9.184	4.595	3.057		3180	3180	7080	0
moyenne	9.207	4.601	3.061	2.298				
écart type ±	.038	.010	.007	.003				
maximum	9.270	4.620	3.071	2.300				
minimum	9.158	4.584	3.05	2.295				

On constate que la précision des mesures effectuées sur les fractions fines < 2 µm séchées à l'air est assez bonne, les écarts type sont très faibles, surtout pour les 2ème, 3ème et 4èmes réflexions. Ceci en dépit des intensités variables des pics.

Tab. 7.10. Positions et intensités des 4 principaux pics de la pyrophyllite (<2 µm glycol) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° et origine de l'échantillon	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM	4ème pic en CPM
131 Derborence	9.277	4.616	3.061		1453	506	1760	0
132 Derborence	9.211	4.603	3.055		1541	681	1438	0
140 Derborence	9.185		3.055		1628	100	1504	0
144 Derborence	9.158		3.048		880	0	1406	0
178 Derborence	9.180	4.597	3.058		5040	2880	6360	0
179 Derborence	9.165	4.598	3.056		4080	1500	4080	0
180 Derborence	9.209	4.596	3.056		1980	1260	1560	0
181 Derborence	9.203	4.599	3.059	2.294	17940	10740	22560	1020
182 Derborence	9.217	4.613	3.060		2100	1860	3540	0
184 Derborence	9.154	4.586	3.054		6720	3720	8700	0
177 Chamoson	9.208	4.599	3.059	2.296	11880	10320	26340	1560
188 Chamoson	9.275	4.616	3.066	2.299	2820	2220	7320	660
moyenne	9.203	4.602	3.057	2.296				
écart type ±	.04	.01	.004	.003				
maximum	9.277	4.616	3.066	2.299				
minimum	9.154	4.586	3.048	2.294				

La précision des mesures effectuées sur les fractions fines < 2 µm glycolées est également assez bonne, les écarts type sont de nouveau très faibles.

La pyrophyllite n'étant pas un minéral gonflant, il n'y a pas de déplacement des pics au glycolage, les positions sont très stables.

Tab. 7.11. Positions et intensités des 4 principaux pics de la pyrophyllite (2-16 µm air-dry) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° et origine de l'échantillon	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	4ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM	4ème pic en CPM
131 Derborence	9.206	4.601	3.059	2.280	8580	5040	12960	1560
132 Derborence	9.206	4.600	3.059	2.278	5040	3060	6300	1080
140 Derborence	9.206	4.601	3.058		1800	1140	2340	0
144 Derborence	9.206		3.056		900	0	2820	0
178 Derborence	9.227	4.804	3.062		2220	2340	3960	0
179 Derborence	9.224	4.808	3.064		1860	1440	3000	0
181 Derborence	9.207	4.602	3.059	2.295	32281	24520	51066	2793
182 Derborence	9.200	4.600	3.059		2855	3096	5787	0
184 Derborence	9.186	4.598	3.059	2.295	48420	28560	64680	3300
177 Chamoson	9.209	4.601	3.059	2.294	16200	11580	28080	1620
188 Chamoson	9.224	4.602	3.061	2.296	11940	9120	20940	1440
moyenne	9.209	4.602	3.060	2.290				
écart type ±	.012	.003	.002	.008				
maximum	9.277	4.616	3.066	2.299				
minimum	9.154	4.586	3.048	2.294				

La précision des mesures effectuées sur les fractions fines 2-16 µm est encore meilleure que pour les fractions plus fines.

Les valeurs moyennes des positions des 4 principales réflexions basales (corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å) de la pyrophyllite des échantillons naturels de la nappe de Morcles (tab. 7.12), sont très proches de celles mentionnées par Brindley et Wardle (1970).

Tab. 7.12. Positions des 4 principaux pics de la pyrophyllite (moyennes) corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

Fraction/échantillon	1er pic	2ème pic	3ème pic	4ème pic
Moyennes (Morcles):				
<2 µm air-dry	9.207	4.801	3.061	2.298
<2 µm glycol	9.203	4.602	3.057	2.296
2-16 µm air-dry	9.209	4.602	3.060	2.290
Brindley et Wardle (1970) triclinique (calc)	9.204 (001)	4.602 (002)	3.068 (003)	2.301 (004)
Brindley et Wardle, (1970) monoclinique (calc)	9.204 (002)	4.602 (004)	3.068 (006)	2.301 (008)

Les rapports des intensités des deux premières réflexions basales (fractions fines) sont situés sur une droite qui montre une assez bonne corrélation, ce qui traduit une stabilité de la composition chimique de la pyrophyllite (fig. 7.5).

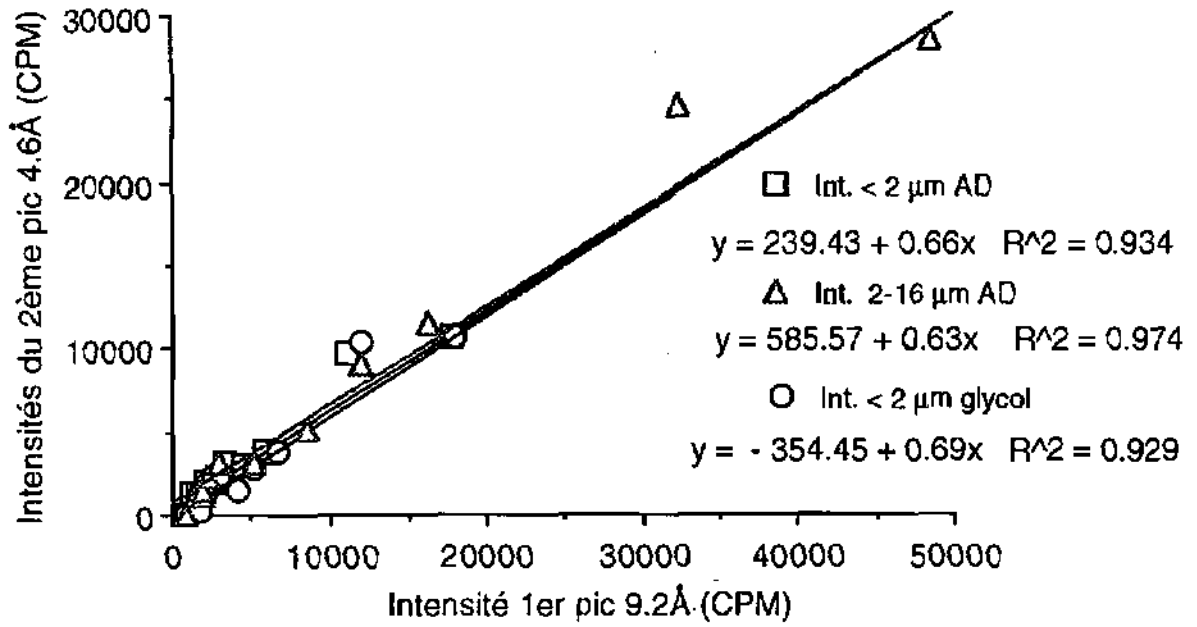


Fig. 7.5. Relation existant entre l'intensité du premier pic de la pyrophyllite à $\approx 9.2\text{\AA}$ et celle de la réflexion à $\approx 4.6\text{\AA}$.

Les intensités des réflexions (CPM) (par exemple 1er pic à $\approx 9.2\text{\AA}$) montrent que les fractions $< 2\ \mu\text{m}$ sont souvent plus pauvres en pyrophyllite que les fractions plus grossières (2-16 μm) (fig. 7.6).

Cette figure confirme que l'effet du glycolage sur l'intensité du pic est négligeable.

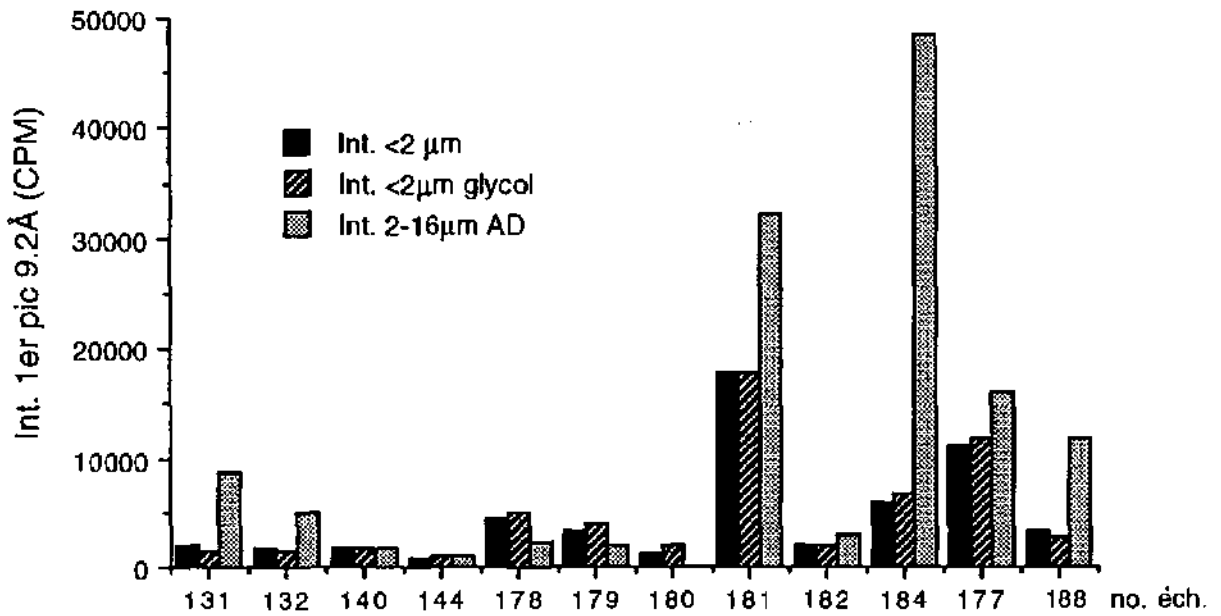


Fig. 7.6. Les intensités du 1er pic à $\approx 9.2\text{\AA}$ de la pyrophyllite (CPM) des fractions $< 2\ \mu\text{m}$ air-dry, $< 2\ \mu\text{m}$ glycol et 2-16 μm air-dry.

Le chloritoïde

8.1. Gisements et paragenèses

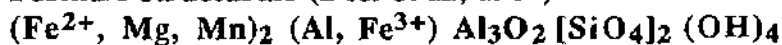
Le chloritoïde est un silicate de métamorphisme (Baltatzis, 1980; Brearley, 1988 et 1990; Livi *et al.*, 1991; Korikovskiy *et al.*, 1993; Milovanovic *et al.*, 1994; Theye *et al.*, 1992; Theye & Siedel, 1993). Selon Deer *et al.*, (1962), le chloritoïde se développe dans les schistes pélitiques riches en fer et alumine, d'abord dans la zone à biotite, sous forme de petits porphyroblastes, puis dans la zone à grenat où il atteint son développement maximal pour ensuite diminuer dans la zone à staurotite. Il est absent des roches ayant subi un métamorphisme plus élevé.

D'après Tröger *et al.* (1971), il peut se situer dans les schistes à glaucophane, rarement dans des régions hydrothermales ou touchées par le métamorphisme de contact. Il est habituellement accompagné de mica blanc, chlorite, grenat almandin, rutile, margarite, glaucophane.

D'après Kübler *et al.* (1979), le chloritoïde, marque la fin de l'anchizone et le début de l'épizone.

Selon Dunoyer de Segonzac et Heddebaut (1971); Seidel (1978); Arkai *et al.* (1981); Kisch (1983), ce minéral pourrait être trouvé, quoique rarement, dans l'anchizone, mais il resterait un minéral typique de l'épizone.

Formule structurale (Deer *et al.*, 1962):



La structure du chloritoïde se compose d'une alternance de 2 couches octaédriques, une de type brucite $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4 \text{Al}_2\text{O}_4(\text{OH})_8$, l'autre de type corindon $(\text{Al}_6\text{O}_{16})$, reliés par des tétraèdres de SiO_4 .

La substitution de Fe^{2+} par Mg ne dépasse en général pas 30% (atomique). La substitution de Fe^{2+} par Mn peut atteindre 17% (atomique). La variété manganésifère s'appelle **ottrélite**. La **sismondine** est une des variétés magnésiennes.

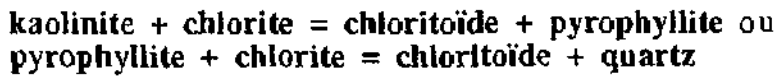
Il y a deux polymorphes possibles: le monoclinique, dont les paramètres de maille sont: $a \approx 9.5$, $b \approx 5.5$, $c \approx 18.2 \text{Å}$, $\beta \approx 102^\circ$ et le triclinique avec un a et b identiques, mais dont le paramètre $c \approx 9.16 \text{Å}$, β et $\gamma \approx 90^\circ$.

Le polymorphe monoclinique contient environ deux unités tricliniques (Harrison, 1957). Cette similitude entre les deux polymorphes explique que l'on puisse les trouver réunis dans la même roche (Halferdahl, 1961).

Le domaine de stabilité des deux polymorphes est inconnu, quoique qu'il soit possible que la forme monoclinique apparaisse lorsque le stress et la T° sont élevés, la forme triclinique cristallisant lorsque les conditions thermobarométriques sont plus faibles.

D'après Philips (1988), Wallmach et Meyer (1990), le Fe-chloritoïde est stable dans des conditions de pression et de température relativement faibles (2 ± 1 kbar et $350\pm 50^\circ\text{C}$), alors que le Mg-chloritoïde requiert des conditions thermobarométriques plus élevées.

D'après Zhou et al. (1994), le chloritoïde se formerait à partir des deux réactions suivantes:



8.2. Occurrence du chloritoïde dans la nappe de Morcles

Le chloritoïde a été détecté dans deux situations tectoniques différentes, mais chaque fois dans des schistes noirs (type *black shales*) d'âge aalénien.

1. Aux racines de la nappe à Saillon peu avant la faille de la Poya, où il avait été déjà décrit par Burkhard (1988), dans les schistes aaléniens, le chloritoïde apparaît sur les diagrammes DX (fig. 8.1 et 8.2), il a pu être également analysé à la microsonde électronique.

2. Au coeur de la nappe de Morcles dans la région des Mayens de Chamoson, le chloritoïde apparaît également dans des schistes aaléniens.

La détermination du chloritoïde dans ce site est plus délicate, car il n'apparaît que sur les diagrammes DX. Son analyse à la microsonde a été infructueuse, bien qu'il apparaisse sous son habitus classique (petites aiguilles) au microscope optique.

8.3. Analyse DRX du chloritoïde

L'analyse diffractométrique a été effectuée pour 4 échantillons issus des deux sites précédemment cités. Le chloritoïde provenant d'un site de référence (EUGVI69, 688'825/165'425, Andermatt, Frey et Wieland, 1975) a également été analysé.

La paragenèse rencontrée dans la roche totale est la suivante: calcite (Cc), dolomite (Do), quartz (Qz), plagioclases (Pl), feldspath potassique (FK), chlorite (Ch), mica (Mi) et pyrite (Pyr) (tab. 8.1).

Tab. 8.1. Paragenèse du chloritoïde dans la roche totale.

N° et origine de l'échantillon	Cc. 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.19Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Ch _7Å	Mi _10Å	Pyr 2.27Å
119 Saillon (Aalénien)	+	+	+	+		+	+	+
120 Saillon (Aalénien)		+	+	+	+	+	+	+
177 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+		+	+	+
188 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+	+	+	+
Schistes, Andermatt		+				+	+	

La paragenèse rencontrée dans les fractions fines (<2 µm et 2-16 µm), en plus des minéraux déjà cités est la suivante: rectorite (Re), paragonite (Pa), kaolinite (Ka), pyrophyllite (Py) et interstratifié paragonite-muscovite (P/M) (tab. 8.2). Ce type de paragenèse a déjà été citée par Paradis et al. (1983).

On peut citer également la présence de l'interstratifié illite/chlorite.

FN: SI 12089.N1
 DATE: 04/20/90
 ID: STANDARD SCHISTE A CHLORITOIDE
 TIME: 11: 48
 PT: 1.800
 STEP: 0.0300
 SCINJAG/USA
 WL: 1.54060

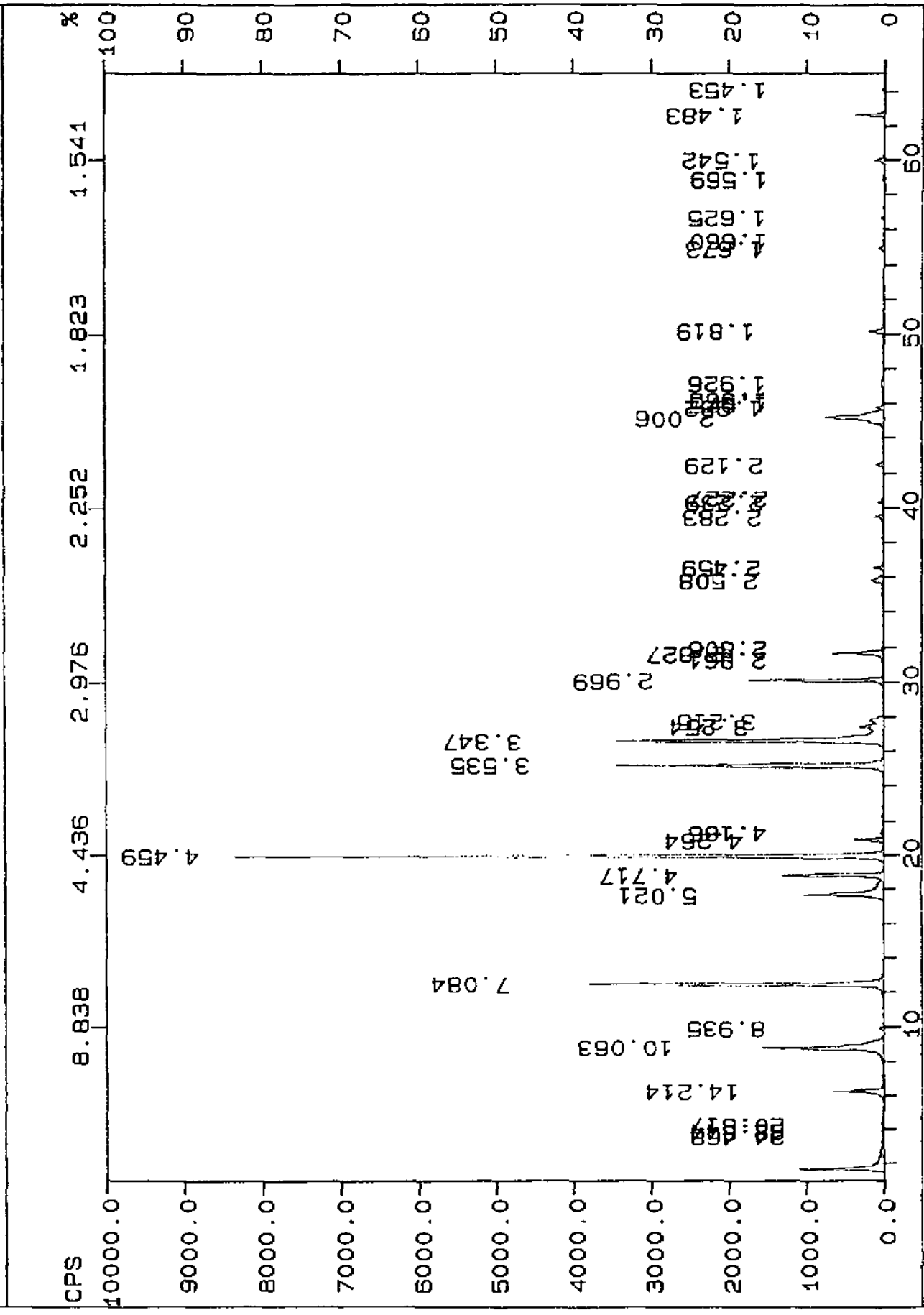


Fig. 8.1. Chloritoïde dans les schistes aaléniens avec mica, paragonite et chlorite (n°120, Saillon-La Sarvaz, lame de roche).

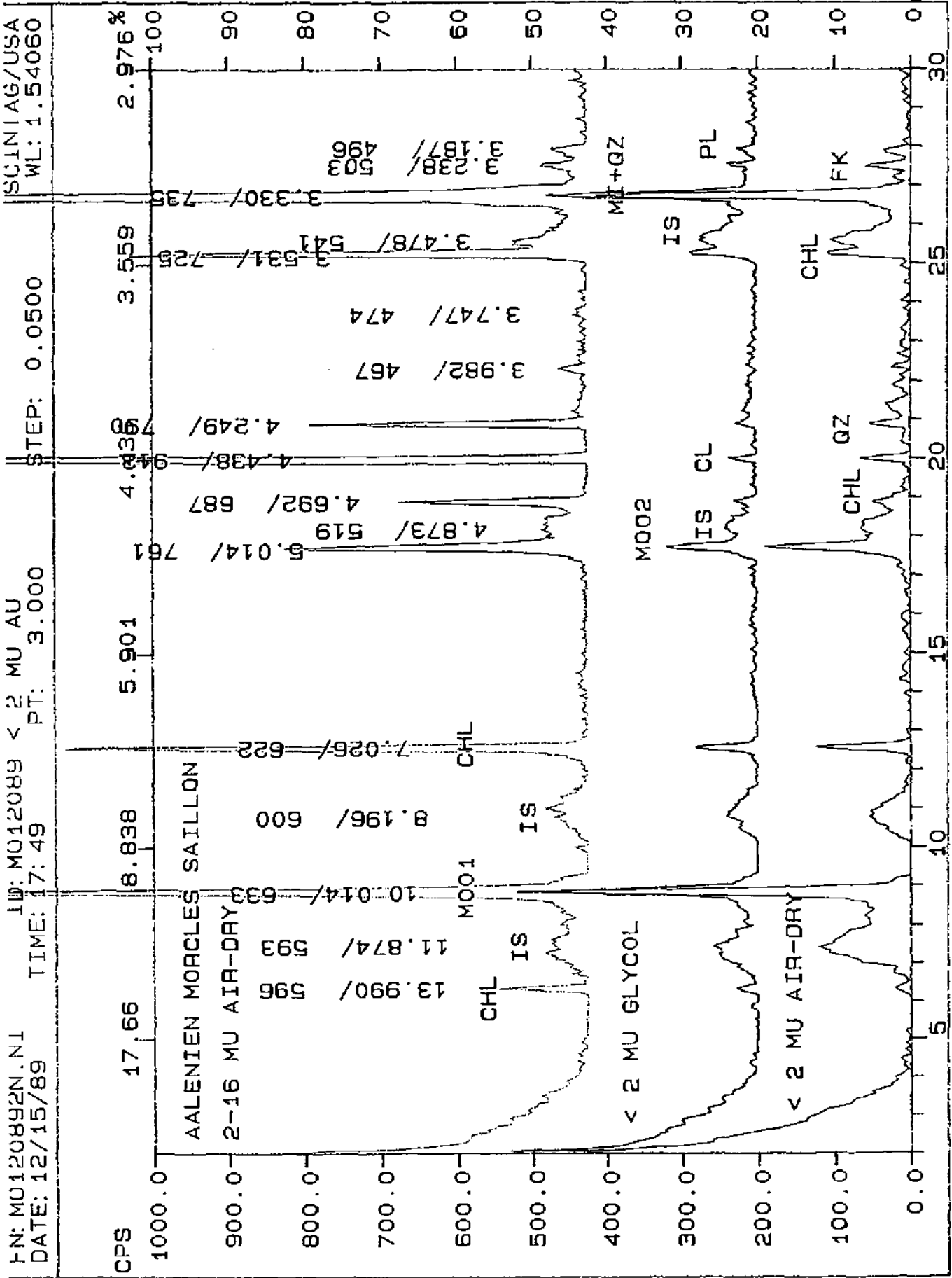


Fig. 8.2. Chloritoides dans les schistes aaléniens (n°120, Saillon, La Sarvaz) fractions fines orientées.

Tab. 8.2. Paragenèse du chloritoïde dans les fractions argileuses fines <2 µm et 2-16 µm (sans les minéraux déjà cités dans la roche totale).

N° et origine de l'échantillon	Re _23Å	Pa 9.64Å	Py _9.6Å	Ka _3.6Å	P/M 1.96Å
119 Saillon-La Sarvaz (Aalénien)		+			
120 Saillon-La Sarvaz (Aalénien)		+			
177 Chamoson (Aalénien)	+		+	+	+
188 Chamoson (Aalénien)	+		+		+
Schistes, Andermatt		+			

Fractions fines orientées, poudre et lames de roche: positions des 3 principales réflexions basales (00l).

Pour la reconnaissance du chloritoïde, il faut avoir une préparation parallèle à la schistosité ou une préparation orientée, afin d'éviter les pics *hkl* des micas qui pourraient se superposer à ceux du chloritoïde (Kübler et Grétilat, 1984c) (tab. 8.3).

Tab. 8.3. Positions des 3 principaux pics du chloritoïde corrigées par rapport au pic du quartz à 4.26Å.

N° et origine de l'échantillon	1er pic en Å	2ème pic en Å	3ème pic en Å	1er pic en CPM	2ème pic en CPM	3ème pic en CPM
JCPDS 14-0344	4.449	2.965	2.456			
JCPDS 14-0062	4.470	2.963	2.458			
Kübler (1984)	4.456	2.953	2.456	<i>43 rel</i>	<i>6 rel</i>	<i>5 rel</i>
Andermatt < 2 µm AD	4.441	2.985	2.448	2434	1490	1184
Andermatt < 2 µm GLY	4.450	2.984	---	2177	1226	---
Andermatt 2-16 µm AD	4.449	2.986	----	14073	3682	----
Andermatt poudre	4.450	2.981	2.457	2434	10873	1184
Saillon 119 <2 µm AD	4.453	----	2.450	1022	----	819
Saillon 119 <2 µm GLY	4.450	----	---	690	----	----
Saillon 119 2-16 µm AD	4.447	2.962	2.454	10380	16380	3600
Saillon 120 <2 µm AD	4.442	----	2.475	2907	----	749
Saillon 120 <2 µm GLY	4.447	----	0	1472	----	----
Saillon 120 2-16 µm AD	4.452	2.959	2.455	20922	3415	3901
Saillon 120 (roche)	4.451	2.966	2.457	439825	89716	7058
Chamoson 177 < 2 µm AD	4.452	----	----	2400	----	----
Chamoson 177 <2 µm GLY	4.454	----	----	2400	----	----
Chamoson 177 2-16µm AD	4.453	2.959	2.455	19620	3360	3000
Chamoson 177 (roche)	----	2.991	2.456	3654	1130	4222
Chamoson 188 <2 µm AD	4.447	----	----	1740	----	----
Chamoson 188 <2 µm GLY	4.458	----	----	1020	----	----
Chamoson 188 2-16 µmAD	4.453	2.962	2.455	43560	7260	1680

Les positions des pics de chloritoïde les plus intenses (en gras) s'approchent du standard JCPDS 14-0344.

La raie à 3.247Å, permet de distinguer le polymorphe triclinique du monoclinique, car elle est absente chez ce dernier. Etant donné que la raie à 3.247Å peut être confondue avec un pic de feldspath potassique, il faudrait isoler le chloritoïde pour distinguer les deux polymorphes.

8.4. Analyse du chloritoïde par microsonde électronique

Caractères optiques: (Roubault *et al.*, 1963; Tröger *et al.*, 1971)

- habitus: baguettes, prismes allongés, rosettes, souvent maclé polysynthétiquement
- couleur: X vert olive, gris-vert
Y vert bleu-violacé-jaune vert teintes anormales
Z incolore-jaune pâle
- pléochroïsme direct
- allongement négatif
- réfringence forte (≈ 1.7)
- biréfringence faible (.01-.012)
- angle d'extinction 3° - 30°
- biaxe négatif (36° - 58°)

Analyse de schistes aaléniens

Cet échantillon de schistes aaléniens (n°120) provient des racines de la nappe de Morcles affleurant dans la carrière de la Sarvaz à Saillon).

Au microscope, le chloritoïde se trouve sous forme de petites aiguilles, parfois foncées en lumière naturelle, parfois translucides, qui croissent indépendamment de la schistosité. Il est plutôt post-cinématique étant donné qu'il croît indépendamment de la schistosité.

Le chloritoïde est entouré de quartz, de paragonite et d'oxydes de fer jaune-brun. Il est souvent zoné et de couleur plus foncée (vert-gris) à l'intérieur qu'en bordure.

La figure 8.3. montre le chloritoïde tel qu'il se présente dans les schistes aaléniens.

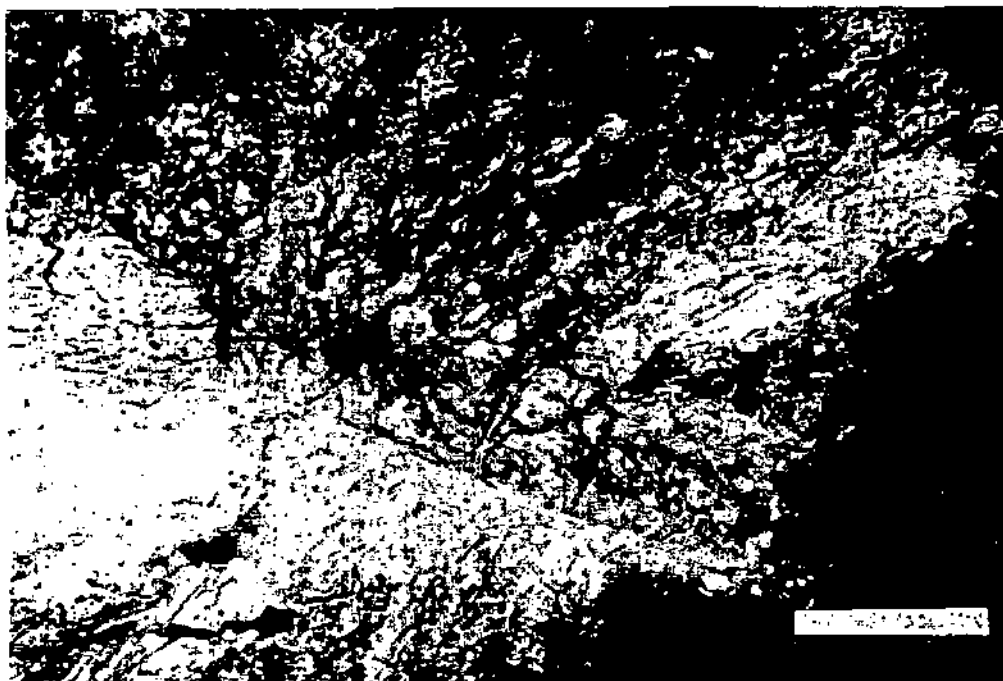


Fig. 8.3. Baguettes de chloritoïde dans les schistes aaléniens (n° 120, Saillon, La Sarvaz, lumière naturelle. barre = 0.05 mm).

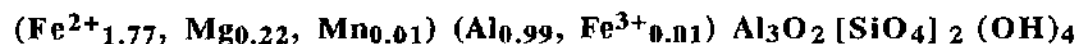
Les résultats de l'analyse à la microsonde électronique d'un schiste aalénien (n° 120, Saillon-La Sarvaz) sont présentés dans le tableau 8.4.

Les valeurs trouvées sont comparables à celles données par Halferdahl (1961). Le chloritoïde de la Sarvaz est légèrement plus alumineux, plus riche en fer et en magnésium, par contre il est plus pauvre en silice, titane et manganèse. Le sodium et le calcium sont absents.

Tab. 8.4. Composition chimique et formule structurale du chloritoïde calculée avec 12 oxygènes (n° 120, schistes aaléniens, Saillon-La Sarvaz).

Schistes aaléniens (n° 120)							
N° analyses	Chloritoïde					mg-Ct	Halferdahl (1961)
	3 C	6 C	22 F	24 F	25 G	31 I	99
Al ₂ O ₃	40.32	41.25	40.86	40.12	40.75	30.27	38.71
FeO	25.54	25.95	25.53	26.64	25.53	18.84	22.93
SiO ₂	24.25	24.39	24.60	25.17	24.56	33.60	24.84
MgO	1.65	1.79	1.67	1.38	1.62	7.66	1.41
MnO	0.24	0.18	0.20	0.20	0.17	0.03	4.50
ZnO	0.03	0.17	0.21	0.14	0.13	0.33	0.00
K ₂ O	0.06	0.03	0.03	0.07	0.05	1.38	0.04
TiO ₂	0.01	0.02	0.08	0.11	0.01	0.05	0.61
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.06
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.21	0.02
total oxydes	92.11	93.77	92.17	93.83	92.82	93.48	93.12
Nombre de cations							
Al	3.96	3.99	3.97	3.89	3.97	2.85	3.82
Fe	1.78	1.78	1.76	1.83	1.77	1.26	1.60
Si	2.02	2.00	2.03	2.07	2.03	2.68	2.08
Mg	0.21	0.22	0.21	0.17	0.20	0.91	0.18
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.26
Zn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.14	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00
Somme	8.00	8.01	7.99	7.99	7.99	8.06	7.98

Exemple de formule structurale (analyse n° 6C):



Ces schistes révèlent également la présence de chloritoïde plus riche en magnésium (analyse 31I). Le mg-chloritoïde est plus pauvre en fer que le chloritoïde, mais il contient un peu plus de potassium, de magnésium, de sodium et de silice. Il pourrait s'agir d'un précurseur du chloritoïde ou d'un minéral qui correspondrait à une phase de métamorphisme ayant des conditions P/T différentes.

La rectorite

9.1. Minéralogie et gisements de la rectorite

La rectorite est un interstratifié régulier 1:1 de mica dioctaédrique et de smectite dioctaédrique (Frey, 1987a). Le sodium semble être le cation dominant. (Barabas, 1986; Kitagawa, 1997).

Steiner (1968), Eslinger et Savin (1973) ont trouvé des rectorites hydrothermales dans des forages où les températures mesurées étaient de 220° et 270°.

Eberl et Hower (1977), Frey (1978) présentent la rectorite comme étant un précurseur de la paragonite.

D'après Kübler *et al.* (1979, Table 3), ce minéral marque la fin de la diagenèse et persiste jusqu'au début de l'anchizone.

D'après Frey (1987a), la rectorite se trouve en général dans des schistes et plus rarement dans des calcaires et des dolomies.

9.2. Analyse DRX de la rectorite dans la nappe de Morcles

La rectorite n'a pu être détectée et analysée que par diffractométrie RX.

Elle est décelée dans des calcaires (Urgonien, Barrémien) qu'ils soient situés au front de la nappe (Arbalesse), dans le flanc normal (Derborence), dans la région de la Dt. de Morcles (flanc inverse) ou dans la région des racines à Saillon (Carrière de la Sarvaz), mais aussi dans les schistes (Aalénien-Toarcien) au coeur de la nappe de Morcles (Chamoson).

9.2.1. Minéralogie des calcaires (Urgonien et Barrémien)

1. Région frontale: (Arbalesse - Pont de Nant, n° 65-66.):

L'"Urgonien" est formé par le Barrémien sup. et l'Aptien inf. dont la base est marquée par la "couche à *Orbitolina lenticularis*". Macroscopiquement, ce sont des calcaires massifs gris clair, tendres et homogènes, à débris de rudistes très fréquents, avec parfois des traînées jaunes d'oxydes de fer.

Dans la roche totale, les RX décèlent de la calcite, de la dolomite, de la chlorite et du quartz. La fraction argileuse fine indique la présence de mica, de chlorite et de rectorite. Il n'y a pas de pyrophyllite, ni de kaolinite.

2. Flanc normal de la nappe (Derborence - Grenier du Derbon)

Urgonien inférieur

Macroscopiquement, ce sont des calcaires gris clair (n° 184-185-186, Urgonien inférieur). Il y a quelques grains de quartz néoformés avec des inclusions diverses.

Dans la roche totale, la diffraction X ne décèle que de la calcite. Par contre la fraction argileuse fine dénote la présence de mica, mais en quantité moindre que dans les niveaux attribués à l'Urgonien supérieur.

Il y a de la chlorite et de la rectorite associées à de la pyrophyllite et à de la kaolinite.

Urgonien supérieur

Macroscopiquement, ce sont aussi des calcaires gris clair (n° 178-179-180), ressemblant beaucoup aux niveaux de l'Urgonien inférieur. Il y a des débris de rudistes. Quelques opaques brun-noir, parfois nodulaires remplissent des fissures peu nombreuses.

La pâte n'est pratiquement constituée que de carbonates très finement cristallisés (micrite), parmi lesquels il y a de grands cristaux de calcite.

Comme pour l'Urgonien inf., les RX ne décèlent que de la calcite dans la roche totale, par contre la fraction argileuse fine dénote la présence de la paragenèse: mica-chlorite-rectorite-pyrophyllite-kaolinite.

3. Marbres de la carrière de la Sarvaz (racines de la nappe)

Ce site présente des roches fortement tectonisées et étirées. On trouve la rectorite dans des marbres rubanés gris et blancs à rubanement fortement plissé (n°3a, Barrémien?).

Le rubanement des marbres de Saillon est partiellement dû à des changements granulométriques. Les grains plus petits qui semblent avoir absorbé la déformation forment les litages plus foncés.

Les carbonates sont présents en majorité. Il y a également du quartz, des micas et de l'albite. On observe de la chlorite (d'un vert très clair) située souvent dans les microfissures, quelques opaques noirs (pyrite), du sphène, de la tourmaline et de l'épidote zonée (zoisite au centre et clinozoisite ou pistachite dans les bords de grain).

La rectorite est aussi décelée dans des marbres blancs à délits chloriteux de deux mètres de puissance (n°4, Urgonien). Ces sont des calcaires très purs à matrice extrêmement fine, contenant des grains de quartz et des paillettes de micas.

9.2.2. *Minéralogie des schistes (Aalénien et Toarcien) au coeur de la nappe*

Schistes (Aalénien)

Les niveaux aaléniens se présentent macroscopiquement, sous la forme de schistes foncés, gris-noir à nodules de pyrite framboïdale (Massad, 1973).

Lorsqu'ils sont altérés, ils deviennent bruns et mordorés. Ils contiennent alors des recristallisations de gypse en rosettes (altération de la pyrite).

Aux RX, la roche totale présente du quartz, des carbonates en faible quantité, parfois absents (176, 199), des plagioclases et feldspaths potassiques, de la chlorite, du mica, de la sidérite. Les fractions fines contiennent de la rectorite, de la pyrophyllite, parfois de la kaolinite et du chloritoïde (n° 177) (voir l'analyse à la microsonde de la paragonite).

Schistes (Toarcien)

Les niveaux attribués au Toarcien (n°173 et n°176) sont des schistes foncés gris-noir, très difficiles à distinguer des schistes aaléniens.

La roche totale est composée principalement de quartz, de micas et de chlorite. Les carbonates sont un peu plus présents que dans les schistes aaléniens, où ils sont très rares, voire absents. Il y a de la dolomite et de la pyrite, quelques plagioclases et feldspaths potassiques.

Les fractions fines montrent la présence de chlorite, de mica, de rectorite et de paragonite.

En conclusion:

Dans les calcaires du Crétacé inférieur, la paragenèse habituelle de la rectorite est la suivante (fig. 9.1, 9.3 et 9.4):

calcite + quartz + mica + chlorite
± pyrite ± dolomite ± pyrophyllite ± kaolinite ± paragonite/muscovite

Dans les schistes (Aalénien-Toarcien), au coeur de la nappe de Morcles (Chamoson), la rectorite est accompagnée des minéraux suivants (fig. 9.2 et 9.5):

quartz + mica + chlorite
± calcite ± pyrite ± dolomite ± pyrophyllite
± kaolinite ± paragonite/muscovite ± gypse ± chloritoïde

FN: M03A882N.PK
 DATE: 12/14/88
 ID: MD-38-88 <2 N
 TIME: 10:36
 PT: 1.500
 STEP: 0.050
 SCINTAG/USA
 WL: 1.54059

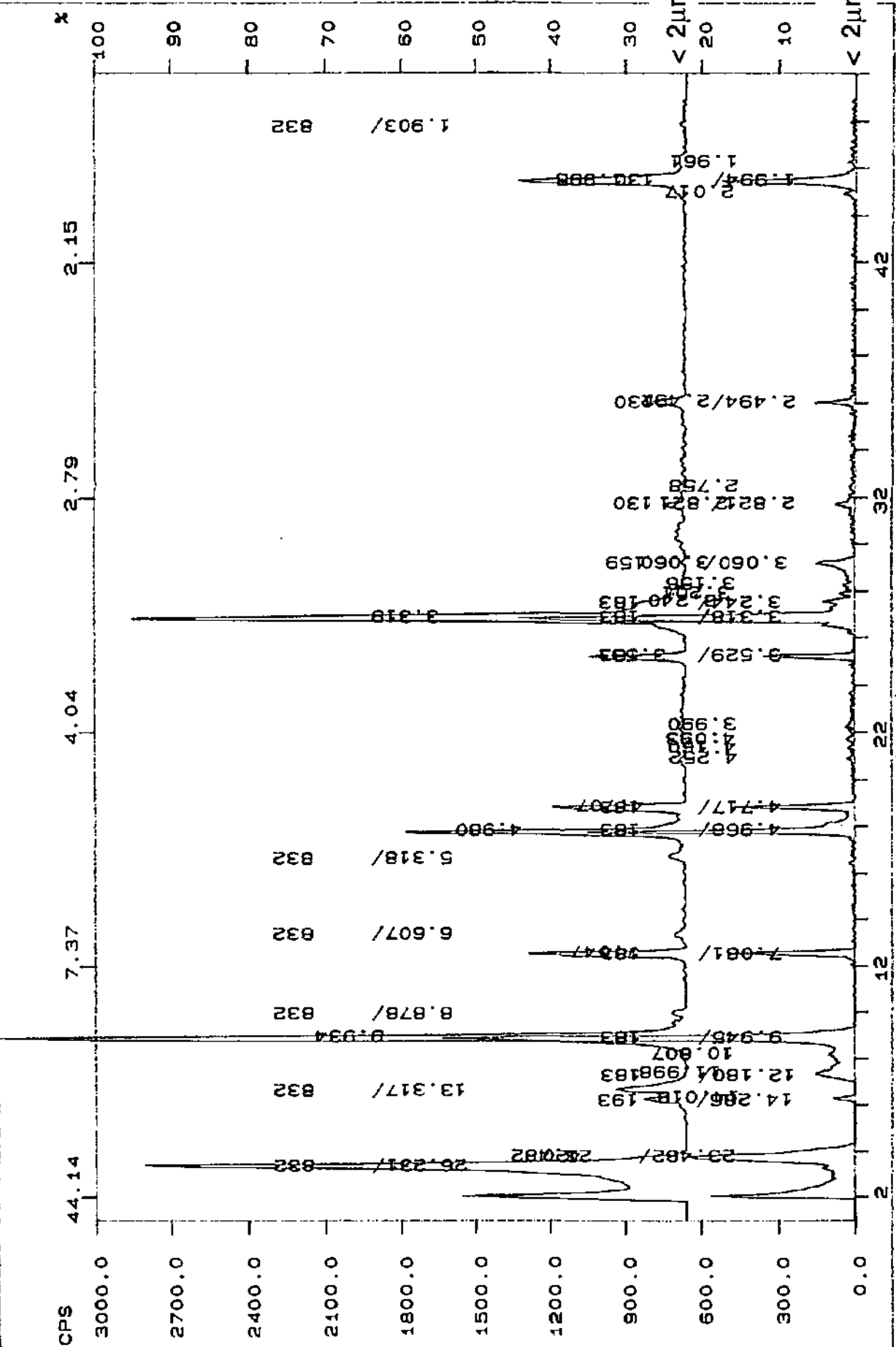


Fig. 9.1. Rectorite dans les marbres de Saillon (Flanc inverse, La Sarvaz, n°3a) fractions fines orientées (< 2µm air-dry et glycol).

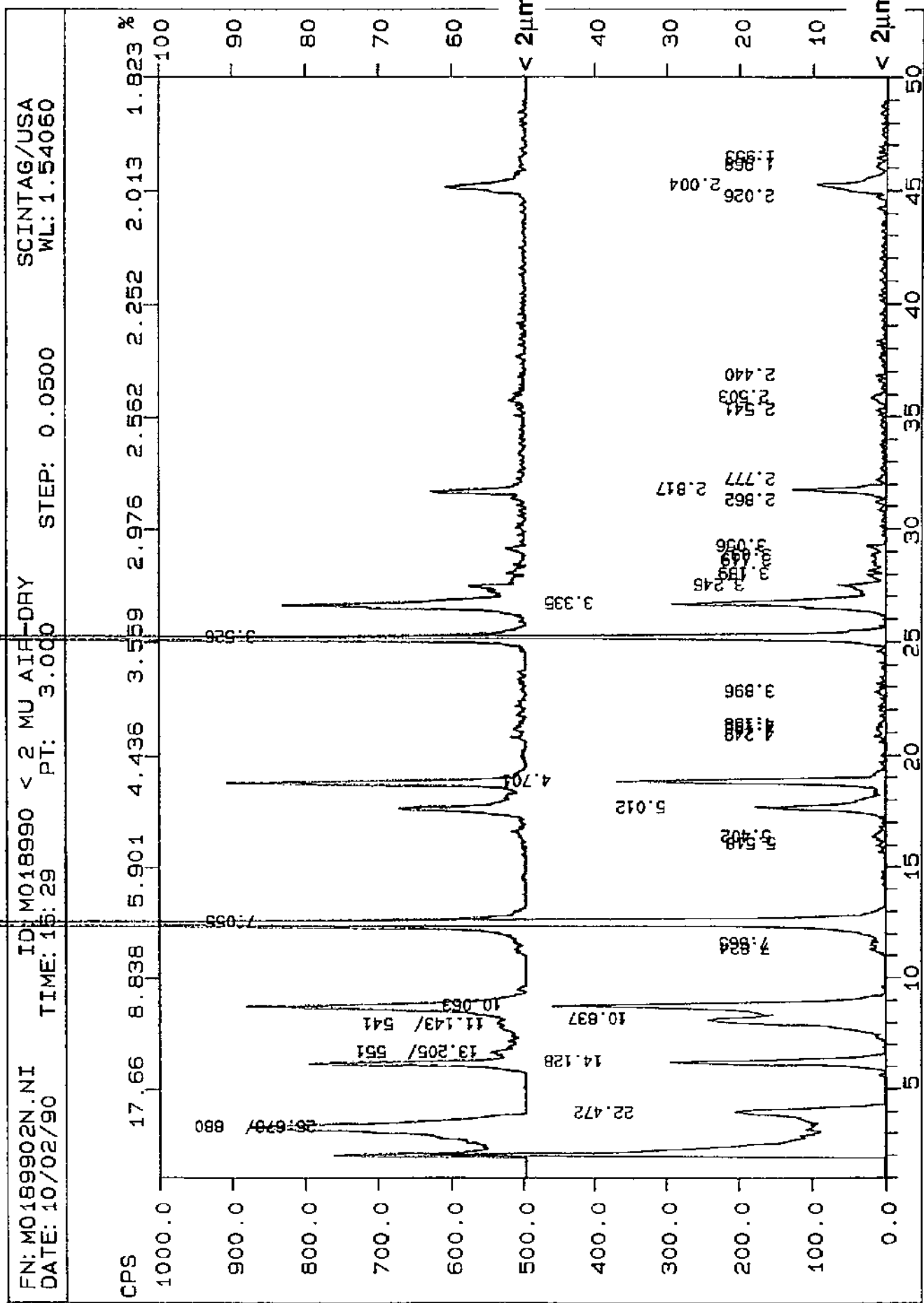


Fig. 9.2. Rectorite dans les schistes aaléniens (Coeur de la nappe, Chamousson, n° 189) fractions fines orientées (< 2μm air-dry et glycol).

FN: MU65882N.N1
 DATE: 05/05/89
 IO: MU6588 < 2MU AU
 TIME: 16: 47
 PT: 1.500
 STEP: 0.0500
 SCINIA6/USA
 WL: 1.54059

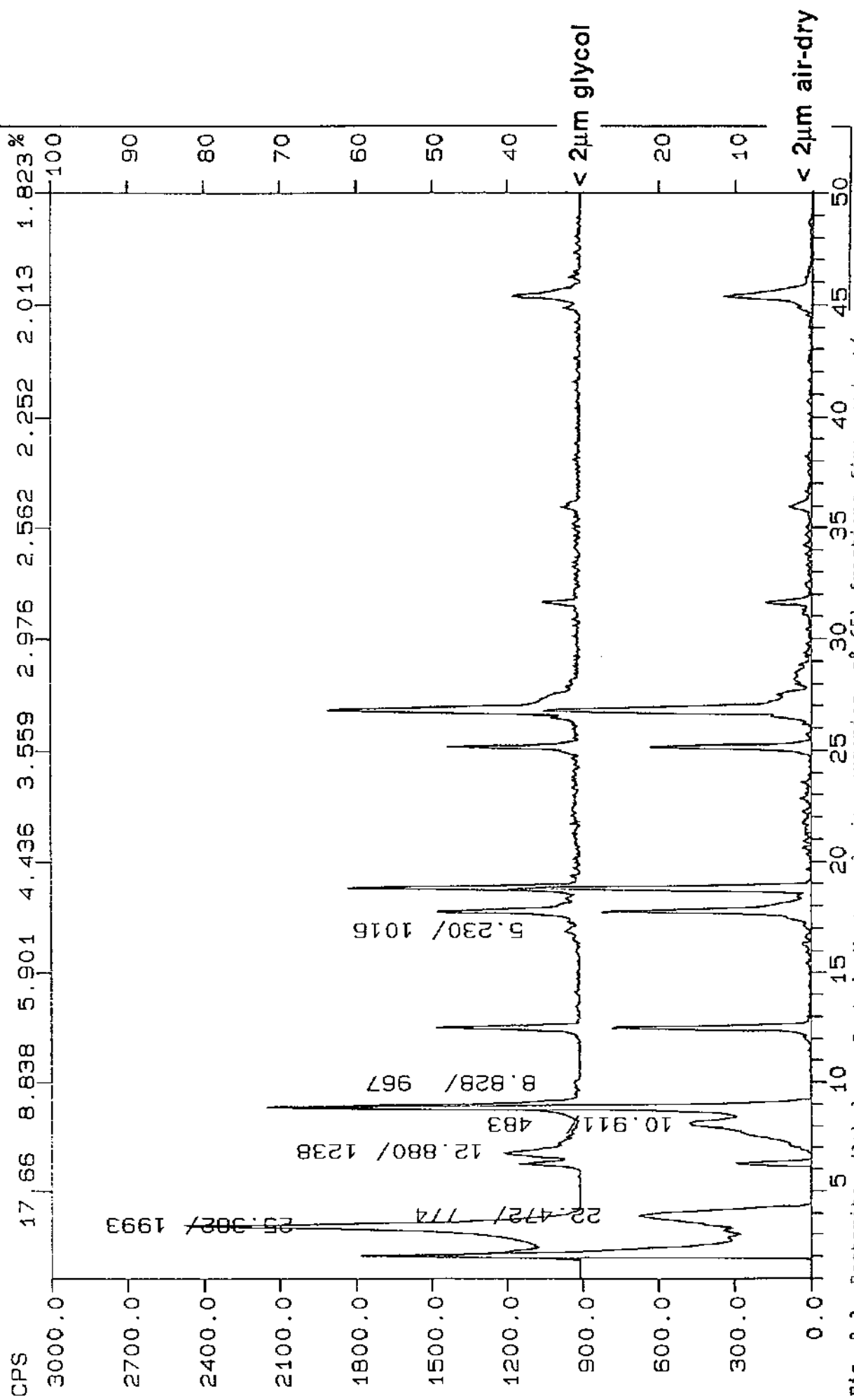


Fig. 9.3. Rectorite: (Arbalesse-Pont de Nant, calcaire urgonien, n° 65) fractions fines orientées (< 2µm air-dry et glycol).

FN: MU144892N.NI ID: MU14489 < 2 MU AU SCJN1AG/USA
 DATE: 02/02/90 TIME: 14: 53 PT: 3.000 STEP: 0.0500 WL: 1.54060

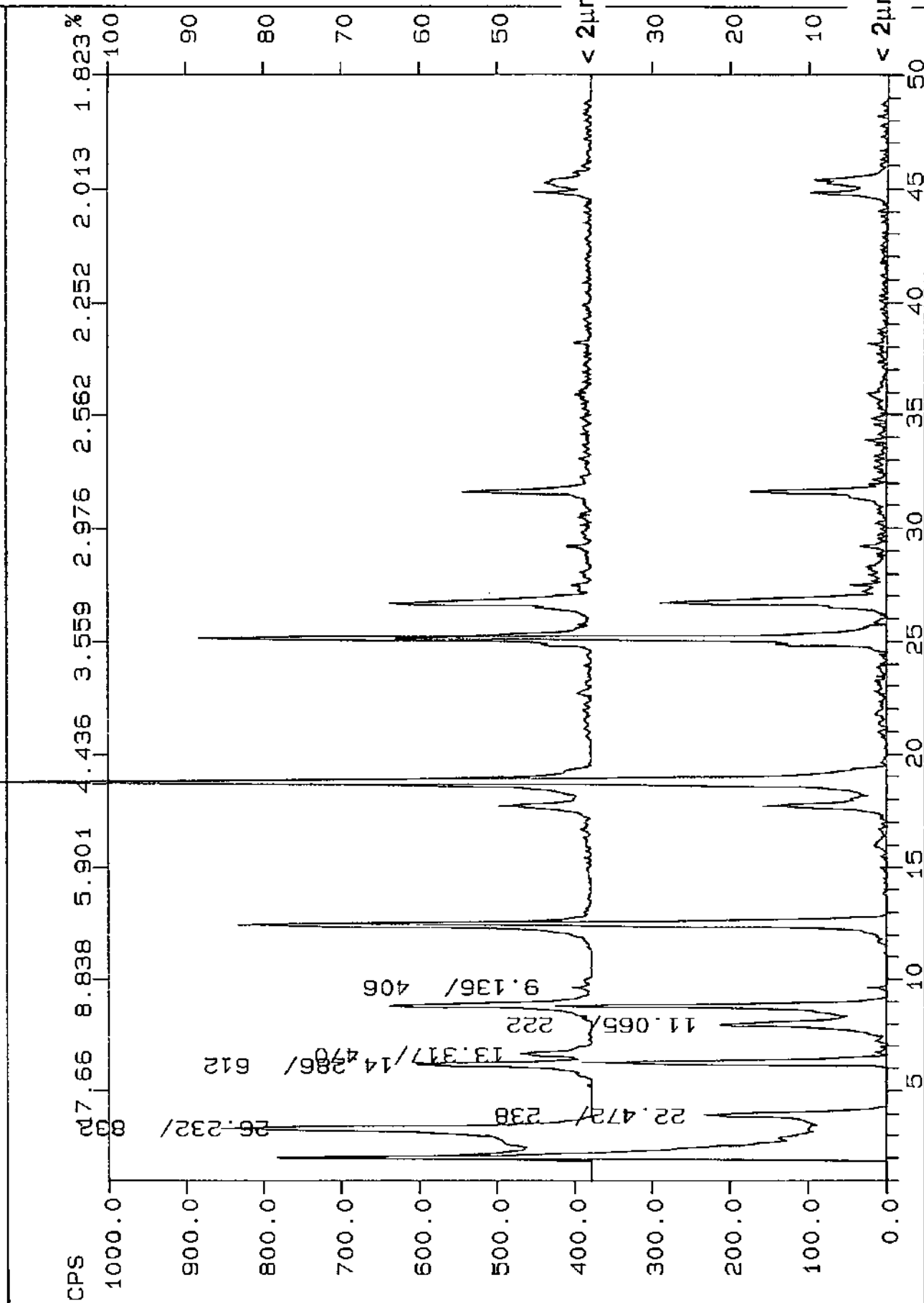


Fig. 9.4. Rectorite: Flanc normal de la nappe (Derborence-Liappay, calcaire urgonien, n°144) fractions fines orientées (< 2μm air-dry et glycol).

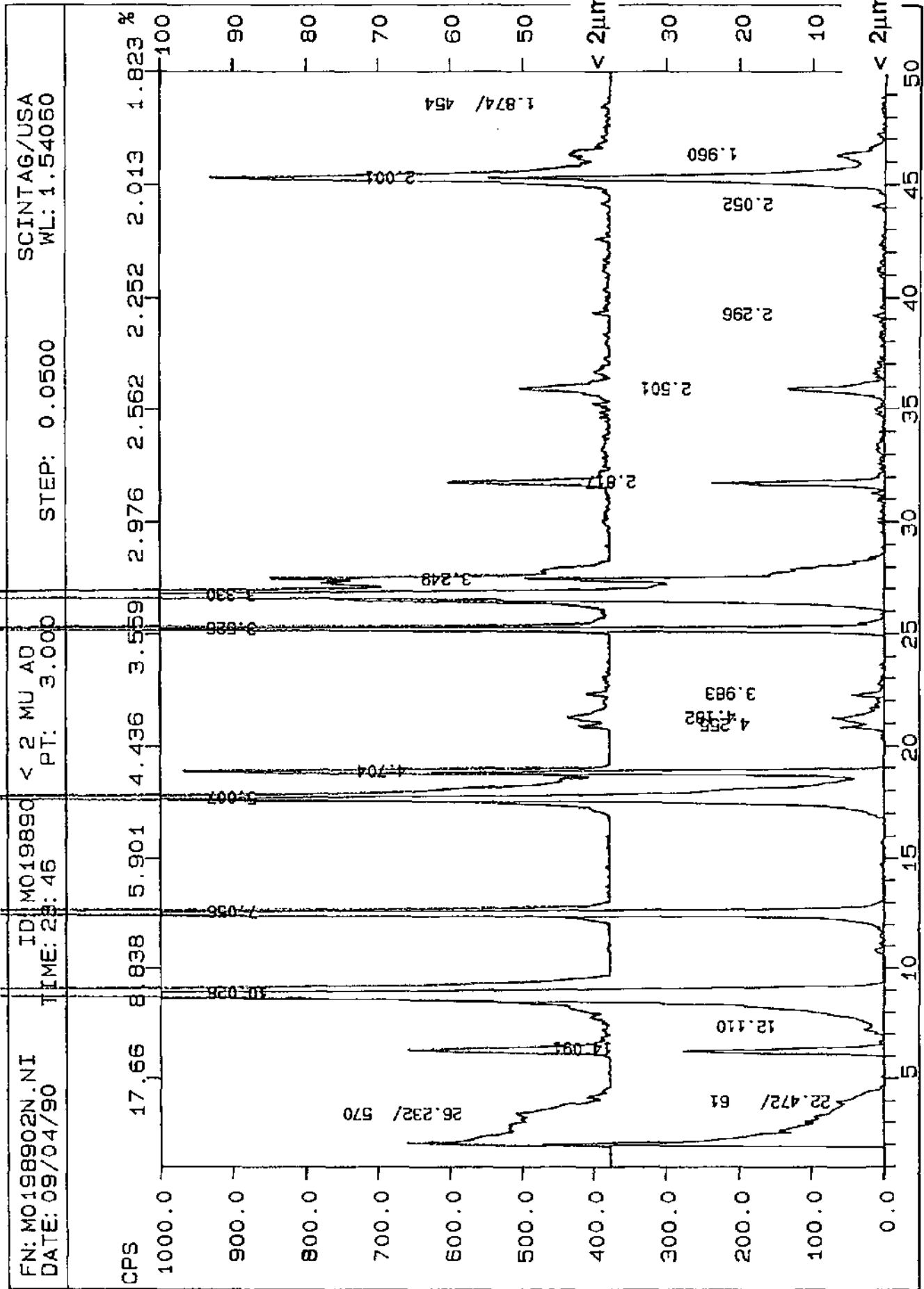


Fig. 9.5. Interstratifié paragonite/mica avec rectorite dans les schistes aaléniens (Coeur de la nappe, Chamoson, n° 198) fractions fines orientées (< 2µm air-dry et glycol).

Le tableau 9.1 résume la paragenèse de la rectorite dans la roche totale.

Tab. 9.1. Paragenèse de la rectorite dans la roche totale.

N° et origine de l'échantillon	Cc. 3.03Å	Qz 3.34Å	Pl 3.19Å	FK 3.24Å	Do 2.89Å	Ch _7Å	Mi _10Å	Pyrite 2.7Å
3a La Sarvaz (Urgonien)	+	+						
4 La Sarvaz (Urgonien)	+	+						
65 Arbalesse (Urgonien moy)	+	+			+	+	+	+
233 Dt. Morcles (Urgonien sup)	+							
241 Dt. Morcles (Urgonien sup)	+					+		
242 Dt. Morcles (Urgonien sup)	+							
245 Dt. Morcles (Priabonien)	+					+		
131 Liappay (Urgonien)	+							
132 Liappay (Urgonien)	+	+						
140 Liappay (Urgonien)	+							
143 Liappay (Urgonien)	+							
144 Liappay (Urgonien)	+							
178 Derborence (Urgonien inf)	+							
179 Derborence (Urgonien inf)	+							
180 Derborence (Urgonien inf)	+							
184 Derborence (Urgonien inf)	+							
185 Derborence (Urgonien inf)	+							
173 Chamoson (Toarcien inf.)	+	+			+			
174 Chamoson (Toarcien inf.)	+	+			+		+	
176 Chamoson (Aalénien)		+				+		
177 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+		+	+	+
188 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+	+	+	+
189 Chamoson (Aalénien)	+	+		+		+	+	+

Le tableau 9.2 résume la paragenèse de la rectorite dans les fractions fines orientées.

Tab. 9.2. Paragenèse de la rectorite dans les fractions argileuses fines < 2 µm et 2-16 µm (sans certains minéraux déjà cités dans la roche totale).

N° et origine de l'échantillon	Pyro 9.2Å	Gy _7.5Å	Mi _10Å	Ch _7Å	Cl 4.44Å	Ka _3.6Å	P/M 1.96Å
3a La Sarvaz (Urgonien)			+	+			+
4 La Sarvaz (Urgonien)			+	+			
65 Arbalesse (Urgonien moy)			+	+			+
233 Dt. Morcles (Urgonien sup)			+	+			
241 Dt. Morcles (Urgonien sup)			+	+			
242 Dt. Morcles (Urgonien sup)			+	+			
245 Dt. Morcles (Priabonien)			+	+			
131 Liappay (Urgonien)	+		+	+		+	
132 Liappay (Urgonien)	+		+	+			
140 Liappay (Urgonien)	+		+	+		+	
143 Liappay (Urgonien)			+	+		+	
144 Liappay (Urgonien)	+		+	+		+	
178 Derborence (Urgonien inf)	+		+	+			+
179 Derborence (Urgonien inf)	+		+	+		+	+
180 Derborence (Urgonien inf)			+	+			+
184 Derborence (Urgonien inf)	+		+	+		+	+
185 Derborence (Urgonien inf)			+	+		+	
173 Chamoson (Toarcien inf.)			+	+			+
174 Chamoson (Toarcien inf.)			+	+			+
176 Chamoson (Aalénien)	+		+	+			+
177 Chamoson (Aalénien)	+	+	+	+	+	+	+
188 Chamoson (Aalénien)	+		+	+	+		+
189 Chamoson (Aalénien)	+		+	+			+

Les positions (Å) et les intensités brutes en (CPM) des 2 réflexions hasales (001) les plus intenses de la rectorite sont présentées dans les tableaux (9.3-9.5). Elles ont été corrigées à l'aide du pic du quartz à 4.26Å, lorsque ce dernier était présent dans l'échantillon.

L'astérisque (*) signifie que l'échantillon d'argile est dépourvu de quartz.

Pour un interstratifié régulier de type illite/smectite, les positions du premier (001), respectivement celle du deuxième pic (002) et leur déplacement au glycolage, sont fonction du taux de smectite (couches gonflantes).

Le tableau 9.3 montre les positions (Å) et les intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (<2 µm air-dry).

Les positions des pics (tab. 9.4), notamment celle du deuxième pic à 13Å, des fractions (< 2 µm glycol), confirment qu'il s'agit d'une rectorite de Reichweite 1 (Moore et Reynolds, 1989).

Tab. 9.3. Positions (Å) et intensités (CPM) des 2 principaux pics de la rectorite (< 2 µm air-dry).

N° échantillon	(001)dÅ	(002)dÅ	I(001)CPM	I(002)CPM	I(001)/I(002)
3a La Sarvaz	23.625	10.838	39300	8340	4.712
4 La Sarvaz	*22.476	11.051	14100	3840	3.672
65 Arbalesse	23.758	11.034	41820	27900	1.499
233 Dt. Morcles	23.827	11.324	13072	7588	1.723
241 Dt. Morcles	22.010	-----	17272	-----	-----
242 Dt. Morcles	21.870	10.698	10905	14226	0.767
245 Dt. Morcles	22.968	-----	12179	-----	-----
131 Liappay	23.021	10.974	6480	8580	0.755
132 Liappay	*23.480	-----	6060	-----	-----
140 Liappay	25.927	10.997	4920	2820	1.745
143 Liappay	*22.476	10.912	9000	6540	1.376
144 Liappay	*22.476	11.040	14400	9960	1.446
178 Derborence	22.545	11.023	13140	12480	1.053
179 Derborence	21.450	10.752	13860	14160	0.979
180 Derborence	*21.984	10.825	12300	15180	0.810
184 Derborence	22.766	11.143	6540	3180	2.057
185 Derborence	*24.585	11.011	3180	1080	2.944
173 Chamoson	22.300	-----	4980	-----	-----
174 Chamoson	22.334	-----	3420	-----	-----
176 Chamoson	22.843	10.928	1980	1140	1.737
177 Chamoson	22.603	10.718	10800	15840	0.682
188 Chamoson	23.644	10.966	18900	27600	0.685
189 Chamoson	22.708	10.890	13140	13620	0.965
moyenne	22.947	10.951			
écart type ±	.988	.154			
maximum	25.927	11.324			
minimum	21.45	10.698			

Le tableau 9.4 montre les positions (Å) et les intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (<2 µm glycol).

Le tableau 9.5 montre les positions (Å) et les intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (2-16 µm air-dry).

Tab. 9.4. Positions (Å) et intensités (CPM) des 2 principaux pics de la rectorite (<2 µm glycol).

N° échantillon	(001)dÅ	(002)dÅ	I(001)CPM	I(002)CPM	I(001)/I(002)
3a La Sarvaz	*26.679	13.141	120000	16219	7.399
4 La Sarvaz	*24.208	11.253	24000	3495	6.867
65 Arbalesse	*25.664	13.000	94740	16020	5.914
233 Dt. Morcles	26.431	13.075	69420	10820	6.537
241 Dt. Morcles	*26.081	13.286	82340	19080	3.267
242 Dt. Morcles	26.042	13.231	43140	11280	3.824
131 Derborence	27.039	13.410	12000	1714	7.001
132 Derborence	26.899	13.271	10000	1320	7.576
140 Derborence	26.858	13.241	9000	1295	6.950
143 Derborence	26.679	13.271	15600	1871	8.338
144 Derborence	*26.679	13.192	24720	4060	6.089
178 Derborence	*26.236	12.987	33660	3180	10.585
179 Derborence	*26.236	13.110	39120	5280	7.409
180 Derborence	*26.236	13.129	32580	4260	7.648
184 Derborence	25.671	13.269	9120	780	11.692
185 Derborence	*27.622	10.821	6180	540	11.444
173 Chamoson	28.295	13.281	14400	2199	6.548
174 Chamoson	27.709	13.275	6600	971	6.797
176 Chamoson	-----	-----	-----	-----	-----
177 Chamoson	24.415	-----	11700	-----	-----
188 Chamoson	*23.136	10.912	11040	19680	0.561
189 Chamoson	26.282	13.161	22860	2460	9.293
moyenne	26.251	12.866			
écart type ±	1.217	.816			
maximum	28.295	13.410			
minimum	23.136	10.821			

Tab. 9.5. Positions (Å) et intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite (2-16 µm air-dry).

N° échantillon	(001)dÅ	(002)dÅ	I(001)CPM	I(002)CPM	I(001)/I(002)
3a La Sarvaz	23.437	10.980	54120	20580	2.630
4 La Sarvaz	*22.478	10.848	40500	16920	2.394
65 Arbalesse	23.829	11.157	30000	18307	1.639
233 Dt. Morcles	22.739	11.251	182120	6379	2.855
241 Dt. Morcles	22.418	-----	118320	-----	-----
242 Dt. Morcles	22.157	-----	73840	-----	-----
245 Dt. Morcles	23.772	-----	67570	-----	-----
131 Liappay	22.766	10.907	10020	5520	1.815
132 Liappay	23.099	10.903	3720	4320	0.861
140 Liappay	22.725	11.157	3120	1620	1.926
143 Liappay	22.725	10.970	3300	2040	1.618
144 Liappay	23.136	11.171	7200	3900	1.846
178 Derborence	23.581	11.052	5700	3960	1.439
179 Derborence	22.545	11.037	7140	4860	1.469
180 Derborence	22.678	10.780	4560	3180	1.434
184 Derborence	23.319	11.307	8940	2340	3.821
185 Derborence	-----	-----	-----	-----	-----
173 Chamoson	22.194	-----	2100	-----	-----
174 Chamoson	23.099	11.463	2400	960	2.500
176 Chamoson	-----	-----	-----	-----	-----
177 Chamoson	23.258	-----	4080	-----	-----
188 Chamoson	21.848	-----	5100	-----	-----
189 Chamoson	22.250	10.780	3600	1500	2.400
moyenne	22.860	11.051			
écart type ±	.550	.199			
maximum	23.829	11.463			
minimum	21.848	10.780			

9.2.3. Répartition granulométrique de la rectorite dans les marbres de Saillon.

Un échantillon de 1 kg environ de marbre blanc de Saillon (n°4), provenant d'un banc de 2 mètres de puissance attribué à l'Urgonien a été prélevé dans la carrière de la Sarvaz.

Cet échantillon se présente sous la forme d'un calcaire très pur à matrice extrêmement fine, sillonnée de lits chloriteux. Il y a également des grains de quartz et des paillettes de micas (voir analyse DX dans l'annexe).

Ce marbre a été décarbonaté et les fractions fines ont été extraites avec la méthode habituelle (chap. 2). La séparation granulométrique a été affinée afin de juger de la répartition des diverses phases phylliteuses.

Les tableaux 9.6 et 9.7 affichent les positions (Å) et les intensités (CPM) des 2 principaux pics de la rectorite (air-dry) dans le marbre de Saillon en fonction de la taille des fractions analysées, respectivement séchées à l'air puis glycolées.

Tab. 9.6. Positions (Å) et intensités (CPM) des 2 principaux pics de la rectorite (air-dry) dans le marbre de Saillon.

fraction granulométrique (air-dry)	(001)dÅ	(002)dÅ	Δ °2 θ (002)°2 θ - (001)°2 θ	I(001) CPM	I(002) CPM	I(001)/ I(002)CPM
<<1 μ m	23.482	11.065	4.224	18120	13850	1.307
<1 μ m	23.482	10.982	4.299	28200	20520	1.374
1-2 μ m	24.978	12.183	3.715	55680	20400	2.729
2-5 μ m	24.978	12.183	3.715	103620	30420	3.406
5-10 μ m	24.207	12.105	3.650	49800	14820	3.360
réf. JCPDS 25-0781	23.800	11.900	3.713	100 rel	65 rel	1.538

Tab. 9.7. Positions (Å) et intensités (CPM) des 2 principaux pics de la rectorite (glycol) dans le marbre de Saillon.

fraction granulométrique (glycol)	(001)dÅ	(002)dÅ	Δ °2 θ (002)°2 θ - (001)°2 θ	I(001) CPM	I(002) CPM	I(001)/ I(002)
<<1 μ m	28.626	13.630	3.396	22380	5580	4.011
<1 μ m	28.626	13.675	3.374	32160	11160	2.882
1-2 μ m	27.618	13.520	3.336	159680	43220	3.663
2-5 μ m	27.618	13.467	3.362	242400	56220	4.312
5-10 μ m	26.878	13.341	3.311	116220	29400	3.953

Théoriquement, la rectorite est un interstratifié régulier 1:1 de mica dioctaédrique et de smectite dioctaédrique (Frey, 1987a), mais les positions (Å) et les intensités (CPM) des deux principaux pics de la rectorite ne sont pas tout à fait les mêmes dans la fraction granulométrique très fine (<<1 μ m et <1 μ m) que dans la fraction plus grossière (de 1 à 10 μ m).

Il y a une légère migration de la position du premier pic, de 28Å à 26Å et du deuxième pic de 13.7Å à 13.3 Å en fonction de la granulométrie croissante de la fraction glycolée (fig. 9.6 et

9.7). Ce qui indique une variation de la structure de la rectorite en fonction de la taille des grains.

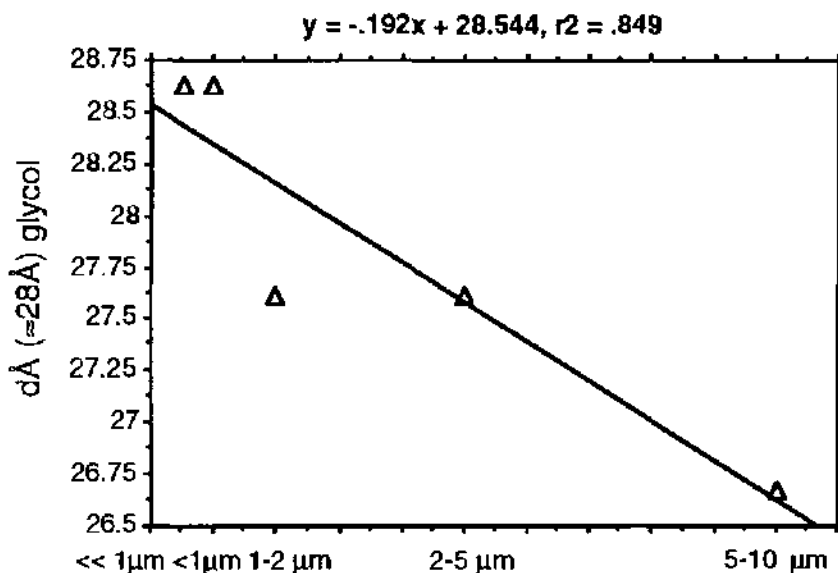


Fig. 9.6. Evolution des positions (dÅ) en fonction de la taille des grains (1er pic glycol).

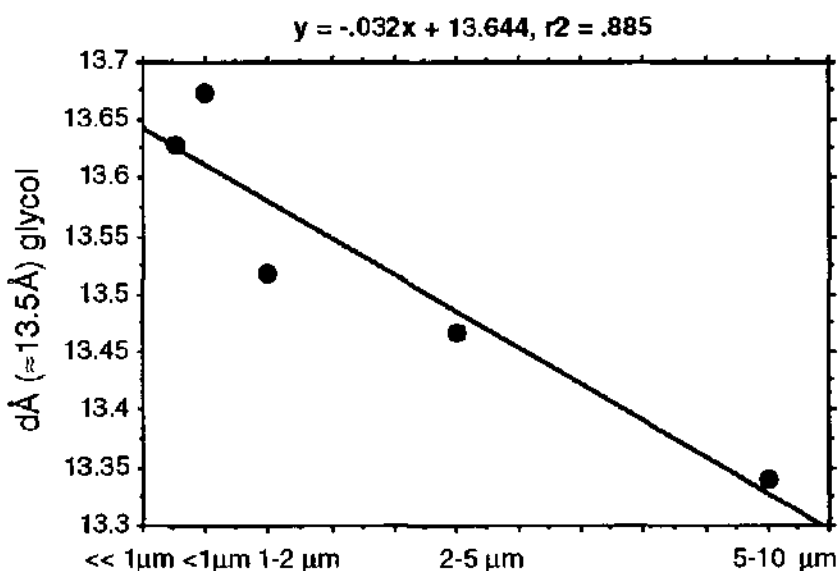


Fig. 9.7. Evolution des positions (dÅ) en fonction de la taille des grains (2ème pic, glycol).

De même, les écarts entre les deux premiers pics sont légèrement plus élevés pour les fractions très fines et diminuent pour les fractions plus grossières, qui contiennent logiquement un peu moins de couches gonflantes.

Le déplacement des pics au glycol est également plus important pour les fractions plus fines.

La figure 9.8. montre l'effet du glycolage sur les intensités en fonction de la taille des grains de la fraction analysée.

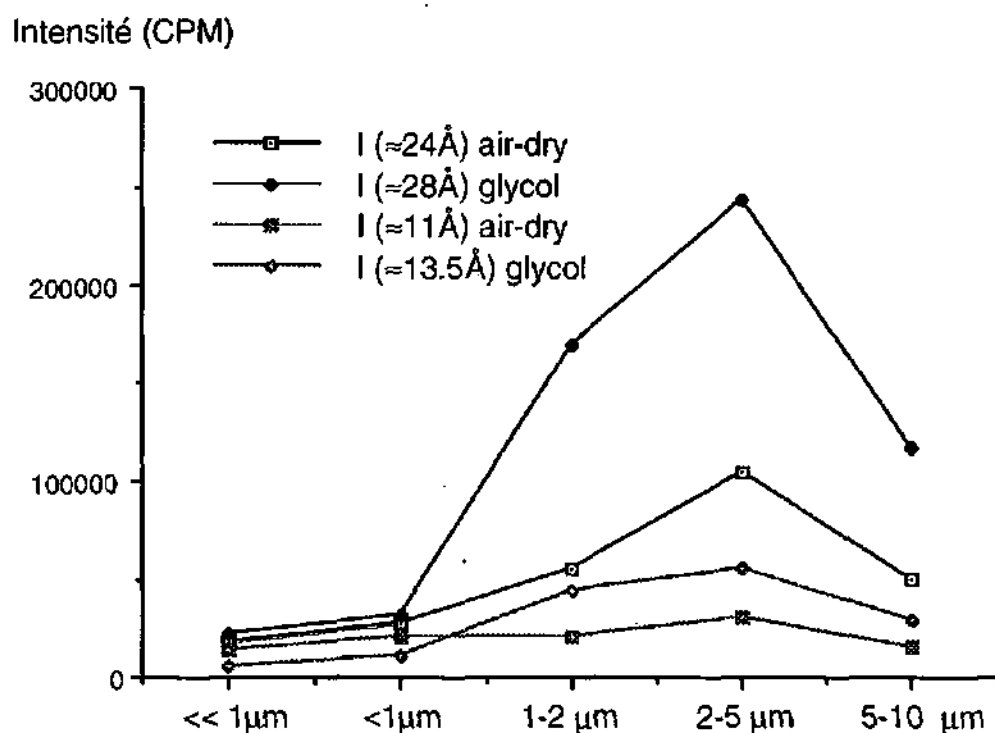


Fig. 9.8. Evolution des intensités et de l'effet au glycolage en fonction de la taille des grains.

La fraction granulométrique très fine (<< 1 μm - < 1 μm) présente des intensités beaucoup plus basses que les fractions plus grossières.

L'effet du glycolage sur l'intensité des pics est maximal pour les fractions comprises entre 1 et 5 μm. C'est dans cette fraction que la rectorite est la plus abondante et la mieux cristallisée.

En conclusion, la composition et la structure de la rectorite ne sont pas les mêmes dans la fraction granulométrique très fine (<<1 μm et <1 μm) que dans les fractions plus grossières (de 1 à 10 μm). Les fractions plus grossières contiennent un peu moins de couches gonflantes. Il y a donc une diminution du taux de couches gonflantes avec la cristallisation de la rectorite.

Associations minérales et degré de métamorphisme

Comme la mesure de la LS, la détection de certains minéraux dits minéraux index permet de situer les roches dans leur contexte thermobarométrique.

Les valeurs de la LS mesurées sur les fractions orientées fines < 2 µm séchées à l'air (AD) ont été comparées à l'occurrence des minéraux index.

Les valeurs de la LS (moyenne du lieu tectonique) d'où provient l'échantillon, toutes lithologies confondues ont été calculées. La valeur de la LS du mica de l'échantillon contenant le minéral index est également mentionnée (LS éch.).

10.1. Occurrence des minéraux index et mesure de la LS

10.1.1. Le stilpnomélane

Nous rappelons que ce phyllosilicate se rencontre essentiellement dans des calcaires gréseux souvent glauconieux du Crétacé inférieur au front de la nappe de Morcles (Arbalesse), mais aussi dans son flanc inverse (Dt. de Morcles) et dans son flanc normal (Anzeindaz). Les glauconites semblent être les précurseurs du stilpnomélane.

La figure 10.1, situant l'occurrence des minéraux index dans le contexte métamorphique défini par la LS, montre que le stilpnomélane apparaît dès la fin de la diagenèse. Wang *et al.* (1996) ont également décrit ce minéral dans la diagenèse. Le stilpnomélane perdure dans l'anchizone et disparaît au tout début de l'épizone. Bürgisser et Felder (1974) affirment que le stilpnomélane persisterait dans des conditions épizonales.

On peut remarquer que les LS mesurées sur les échantillons contenant du stilpnomélane et de la glauconite sont souvent plus basses que les valeurs moyennes du site, la mesure étant souvent biaisée par la présence de glauconite.

La corrélation entre la mesure de la LS sur le premier pic du mica à 10Å et celle mesurée sur le premier pic du stilpnomélane à 12Å n'est pas très significative ($y = .176x + .167$, $r^2 = .156$), mais semble indiquer une tendance commune à l'amincissement du pic, lorsque les conditions de métamorphisme augmentent.

10.1.2. La paragonite

Contrairement au stilpnomélane et au chloritoïde, la paragonite n'est pas attachée à un niveau stratigraphique particulier. Elle apparaît aussi bien dans des calcaires purs ou gréseux que dans des schistes plus ou moins riches en carbonates et ceci dès que les conditions thermobarométriques (déterminées par la LS) sont suffisamment élevées.

La présence de la paragonite semble exclure celle de la rectorite, quoique dans deux échantillons de schistes attribués au Toarcien, la rectorite et la paragonite semblent coexister, mais il est impossible de l'affirmer avec certitude, étant donné que ces minéraux sont présents dans l'échantillon en quantités très faibles.

La paragonite semble être clairement un minéral épizonal. Sa présence peut élargir le pic du mica de façon significative dans les lithologies schisteuses.

10.1.3. La rectorite

On peut rappeler que la rectorite est décelée dans des schistes au coeur de la nappe de Morcles, mais aussi dans des calcaires, au front de la nappe (Arbalesse), dans le flanc normal (Derborence), dans la région de la Dt. de Morcles (flanc inverse) ou dans la région des racines à Saillon (Carrière de la Sarvaz).

D'après la figure 10.1, la rectorite est plutôt un minéral typique de l'anchizone. Elle a été détectée dans des marbres typiquement épizonaux aux racines de la nappe (Saillon - la Sarvaz). Curieusement, elle est intercalée entre des niveaux porteurs de paragonite.

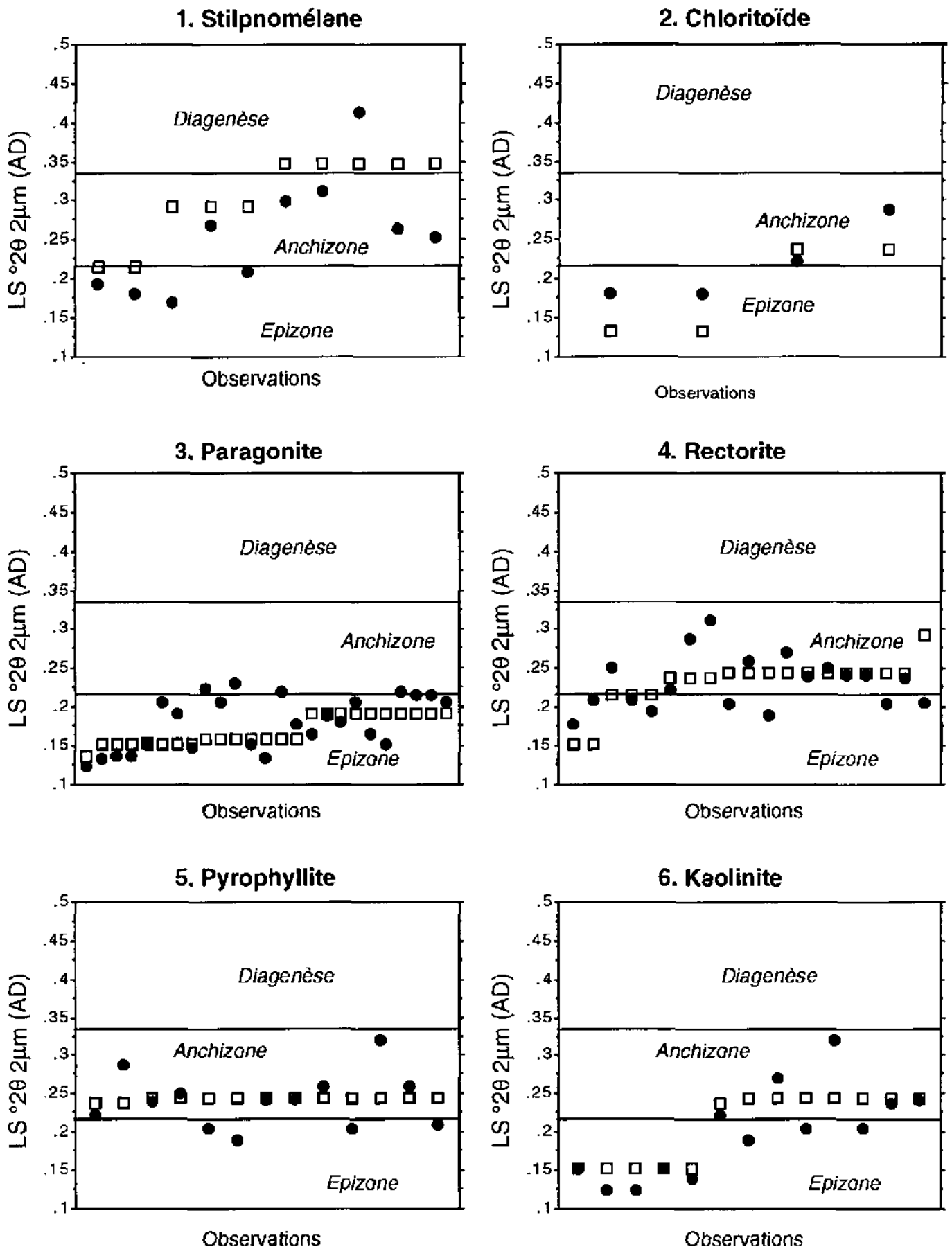
La présence alternante de la rectorite ou de la paragonite dans les niveaux adjacents au plan de chevauchement de la nappe de Morcles peut être expliquée par différents cas de figure:

1. La différence est uniquement lithologique, la rectorite subsiste dans les marbres, alors qu'elle se transforme en paragonite dans les schistes.
2. Il y a eu une rétomorphose de type hydrothermal localisée, induite par des conditions de pression, de température et de concentration de fluides localement différentes sur le plan de chevauchement. L'ont-elles été pendant la mise en place de Nappe ou par la suite? Des datations radiométriques pourraient peut-être répondre à cette question.

Souvent associé à la paragonite, mais aussi à la rectorite, il y a un interstratifié paragonite/phengite, qui s'individualise bien à 1.960 Å. Frey (1987a) attribue ce minéral à l'anchizone, voire au début de l'épizone, quoique Merriman et Roberts (1985) et Weaver et Broekstra (1984) citent son apparition dès la fin de la diagenèse. Nous avons constaté qu'il apparaît à la fin de la diagenèse et perdure jusqu'à l'épizone. Son occurrence est donc très large.

Ruch (1983), lors de son étude de la nappe de Morcles (au sud de la vallée du Rhône), a également trouvé la rectorite dans les calcaires urgoniens, qu'il attribue à la fin de la diagenèse et au début de l'anchizone. La paragonite et l'interstratifié paragonite-phengite dans des niveaux qu'il a attribués à l'anchizone.

Fig. 10.1. Valeurs de la LS mesurée sur le pic du mica à 10Å et minéraux index



● LS (échantillon dans lequel se trouve le minéral index)
 □ LS (moyenne du site).

10.1.4. La pyrophyllite

D'après Kübler *et al.* (1979, Table 3), la pyrophyllite marque la fin de la diagenèse et persiste jusqu'au milieu de l'anchizone.

Elle se formerait entre 300° et 550° (Norton, 1939). Dans la nappe de Morcles, la pyrophyllite apparaît dans les mêmes roches et les mêmes sites que la rectorite et parfois la kaolinite, mais elle n'accompagne pas nécessairement ces dernières.

10.1.5. La kaolinite

L'analyse diffractométrique a permis de mettre la kaolinite en évidence en quatre sites géographiquement et stratigraphiquement différents:

1. Racines: Saillon

Dans la formation accolée au flanc inverse de la nappe, dans la région de Saillon, dite formation de Longeraie. On trouve de la kaolinite dans trois niveaux d'âge rhétien, mais lithologiquement différents.

- Des *dolomies calcaires*, dont la fraction argileuse fine contient du mica, de la kaolinite, un peu de sulfure de fer (pyrrhotine) et de quartz. Il n'y a pas de chlorite et très peu d'albite et de feldspath potassique.

On peut retrouver la kaolinite dans un autre niveau de *dolomies calcaires* où elle est associée cette fois à un peu de chlorite.

- Des *grès calcaires* et *dolomitiques* contiennent également un peu de kaolinite.

- Des *argilites* à quartz, feldspath potassique (microcline?) et albite. A noter que la kaolinite est plus abondante dans la fraction 2-16 μm que dans la fraction plus fine < 2 μm .

- On décèle également un peu de kaolinite dans un niveau de *quartzites*, attribué à la formation lotharingienne dite des Bayards.

Les LS mesurées dans ces diverses roches donnent toujours des valeurs épizonales. D'autre part, du chloritoïde (chap. 8) a été déterminé dans les schistes aaléniens provenant de cette carrière (Burkhard, 1988), situant ce site dans l'épizone. Comme pour la rectorite, la présence de kaolinite pourrait s'expliquer par une rétro-morphose de type hydrothermal.

2. Flanc normal: Derborence

La kaolinite apparaît ici dans des *calcaires massifs* clairs d'âge urgonien, elle peut être accompagnée de pyrophyllite, de rectorite et de chlorite. Ces niveaux peuvent être attribués à l'anchizone.

3. Coeur: Mayens de Chamoson

La kaolinite a été trouvée dans au coeur de la nappe de Morcles dans la région des mayens de Chamoson, où elle apparaît dans des schistes noirs (type *black shales*) d'âge aalénien à mica, chlorite, pyrophyllite, quartz, chloritoïde, un peu de feldspath potassique et de rectorite.

Les valeurs de la LS < 2 µm (air-dry) moyennes situent ce site à la limite de l'épizone et de l'anchizone.

D'après Kübler *et al.* (1979, Table 3), la kaolinite marque la fin de la diagenèse, il est donc étonnant de trouver de la kaolinite dans les sites attribués à l'anchizone voire à l'épizone. On peut noter cependant que ces localités (Saillon-Chamoson) ont subi une activité hydrothermale qui peut expliquer une néoformation de kaolinite par rétroformation.

Zhou *et al.* (1994) citent également la présence conjointe de kaolinite-chloritoïde-pyrophyllite-chlorite-disthène-quartz dans des métapélites.

10.1.6. Le chloritoïde

Ce minéral est caractéristique des lithologies alumineuses. On constate que dans la région de Saillon, le chloritoïde est présent dans des schistes aaléniens qui présentent une LS épizonale, tandis qu'à Chamoson, dans ces mêmes schistes, les LS sont anchizontales.

Il faut toutefois constater que pour la plupart des valeurs anchizontales de la LS sont mesurées sur des échantillons contenant de la rectorite, dont la présence pourrait expliquer un élargissement de la LS.

La mesure de la LS des échantillons contenant du chloritoïde (LS éch.) est souvent plus élevée que la moyenne du site étant donné que le chloritoïde se trouve dans des lithologies schisteuses. La moyenne du site étant calculée avec des lithologies diverses dont de nombreuses lithologies calcaires, qui présentent en général des LS plus faibles.

La carte des minéraux index (fig. 10.2) montre, qu'il y a une bonne corrélation entre les isocrysts et la carte des minéraux index.

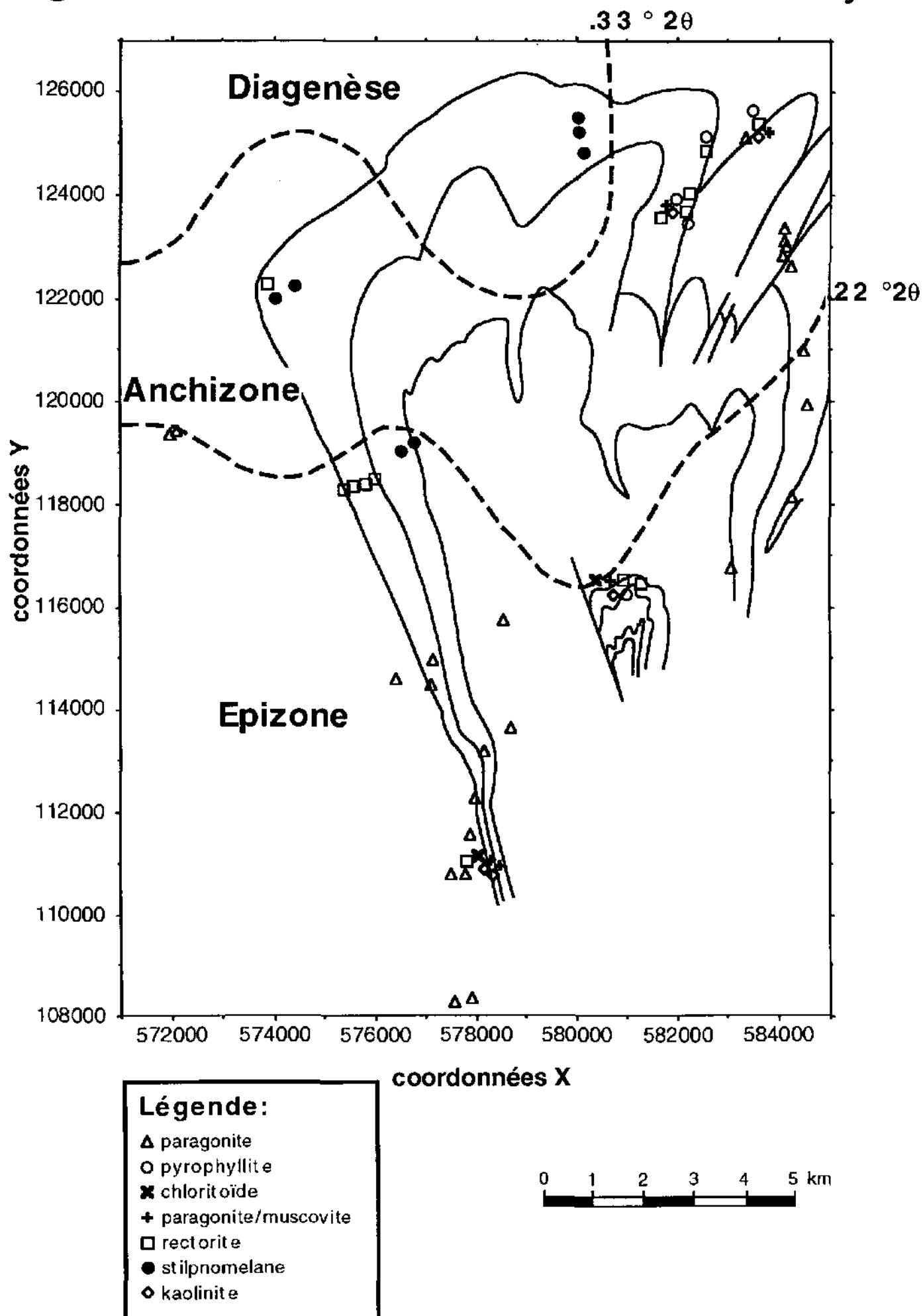
On peut également citer la présence de diaspore, mais uniquement dans l'épizone.

Un exemple d'évolution métamorphique: les schistes aaléniens

Au coeur de la nappe, la déformation des schistes aaléniens et toarciens est importante. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. On se trouve dans la zone texturale (iii).

Le tableau 10.1 résume les paragenèses des schistes aaléniens.

Fig. 10.2 .Carte des minéraux index et isocrysts



Tab. 10.1. Schistes noirs aaléniens: paragenèses et $LS^{2\theta}$, fractions < 2 μm air-dry (moyennes des sites).

Région géographique	2) Chamoson	3) Tenèvre	4) Saillon
Situation tectonique	Coeur de la nappe	Coeur /flanc inverse	Flanc inverse / racines
LS $^{2\theta}$ moyenne de la localité < 2 μm air-dry (schistes)	.231 $^{\circ}2\theta$ n=9	.212 $^{\circ}2\theta$ n=7	.161 $^{\circ}2\theta$ n=12
LS $^{2\theta}$ moyenne de la localité < 2 μm air-dry (calcaires gréseux)	.208 $^{\circ}2\theta$ n=6	--	.148 $^{\circ}2\theta$ n=14
LS $^{2\theta}$ moyenne de la localité < 2 μm air-dry (calcaires purs)	--	--	.152 $^{\circ}2\theta$ n=13
I/S irrégulier- Illite/smectite	+		
Rectorite	+		
Para/muscovite (régulier)	+	+	+
Paragonite + Muscovite ou phengite		+	+
Kaolinite	+		
Pyrophyllite	+		
Chloritoïde	+?		+
Températures calculées avec le chlorite comme géothermomètre (Cathelineau, 1988)	$\approx 350^{\circ}$	$\approx 210^{\circ}$	330- 430 $^{\circ}$

Ces mesures confirment une nette augmentation du métamorphisme du coeur aux racines de la nappe, quel que soit le paramètre d'évaluation du gradient métamorphique pris en compte.

Conclusions

Dans le cadre du "faible métamorphisme" de la nappe de Morcles, nous avons étudié la géochimie et la minéralogie, dans un contexte thermométrique allant de 150° à 400° environ (Frey, 1987a). Cet intervalle de températures recouvre un domaine allant de la fin de la diagenèse au début du faciès schistes verts (épizone).

Nous avons montré que des transformations minéralogiques et texturales complexes ont lieu dans ce cadre métamorphique. Ces phénomènes concernent la plupart des minéraux essentiels tels que micas et chlorites, mais les minéraux dit index, comme le stilpnomélane ou le chloritoïde, présentent également une évolution métamorphique significative.

Méthodes

La première partie du travail a été consacrée à décrire et calibrer certaines techniques utilisées dans le cadre de cette étude. Nous avons montré que les analyses prises en compte, comme la mesure de la LS sont fiables, si l'on respecte certaines conditions instrumentales, de prélèvement et de préparation des échantillons.

Les diverses techniques utilisées telles que la mesure de la "cristallinité" (IC) ou Largeur de Scherrer (LS) ont permis de quantifier le degré de métamorphisme qui a affecté la Nappe de Morcles.

Les observations au microscope polarisant ont permis de définir les textures des roches ainsi que les relations interminérales.

L'analyse par diffraction RX (DRX) et la microsonde électronique ont été choisies comme instruments analytiques en complément au microscope polarisant qui n'est pas un outil suffisant dans la détermination précise des micas et des chlorites. Ceci à cause de la très petite taille des phyllites et du faible degré de métamorphisme qui fait que les modifications enregistrées par les micas et les chlorites sont ténues.

Grâce à la microsonde électronique, il est possible d'analyser séparément les diverses populations d'un mélange de minéraux très proches chimiquement, ce que la diffraction RX ne permet pas.

Résultats

Ces techniques d'analyse ont montré que des transformations ont lieu dans la plupart des minéraux étudiés. Ces transformations sont complexes et mettent en jeu des échanges chimiques variés. Il y a des substitutions (tschermakitique, paragonitique) dans les micas, les chlorites et les glauconites.

L'analyse diffractométrique globale des fractions argileuses a montré que les modifications physico-chimiques dues à la variation des paramètres thermobarométriques affectent aussi bien les micas que les chlorites.

La fraction < 2 µm, quoique partiellement formée d'éléments détritiques, donne une bonne image de la fraction néoformée. Elle est également plus sensible aux variations thermobarométriques que les fractions plus grossières.

Dans leur grande majorité, les roches analysées, présentent une fraction argileuse constituée principalement de mica et de chlorite (cette dernière peut être absente de certaines lithologies). Il donc est primordial d'accorder à l'analyse de ces minéraux une place prioritaire.

Lors du métamorphisme régional de la nappe de Morcles, croissant du front aux racines et du flanc normal au flanc inverse de la nappe, la composition chimique des micas des fractions argileuses fines varie de façon notable.

Les analyses DX des fractions argileuses fines < 2 μm , indiquent que la plupart des micas se situent dans le domaine des micas dioctaédriques.

Les micas de la fraction < 2 μm sont souvent plus proches de la zone illitique (fraction néoformée) et les micas 2-16 μm sont souvent plus proches de la plage des muscovites (héritage détritique).

Il y a un déplacement du pôle illitique au pôle muscovitique des deux fractions (< 2 μm et 2-16 μm), si l'on se dirige du front vers les racines de la nappe de Morcles. Ceci prouve que les deux fractions ont été affectées par le métamorphisme.

La présence d'axes de répartition des points, confirme l'existence de transformations chimiques (de type substitution).

Plus le degré de métamorphisme est élevé plus l'axe de répartition se dessine avec netteté.

Il y a une diminution à la fois du rapport I001/I002 et du rapport I004/I005 (intensités des réflexions basales des micas), lorsqu'on se déplace du front vers les racines de la nappe de Morcles. Cette diminution est d'autant plus marquée que les lithologies sont récentes.

La variation des rapports des réflexions basales peut être constatée dans pratiquement toutes les lithologies et dans diverses zones tectoniques.

Ceci prouve que ces transformations sont dues au métamorphisme lié à la mise en place de la nappe plutôt qu'à un simple phénomène d'enfouissement.

Les substitutions

La substitution tschermakitique est maximale dans les micas néoformés, situés dans les stylolites (déformation principale) qui donc sont plus riches en Si que les micas détritiques. Les paillettes de micas de plus grande taille, d'origine détritique, sont également affectées par le métamorphisme, mais dans une moindre mesure car la substitution par le Si est moindre.

Les schistes aaléniens présentent une substitution tschermakitique faible, aux racines comme au coeur de la nappe.

Les calcaires siliceux (Hauterivien) possèdent une prédominance de micas trioctaédriques riches en Mg.

Dans les zones soumises à une déformation (zones de cisaillement, écrasement, plan de chevauchement), la composition chimique des micas est phengitique (substitution tschermakitique) dans les lithologies calcaires (pauvres en alumine) ou paragonitique dans les lithologies schisteuses (riches en alumine et en sodium).

Mesure de la LS des micas

L'évolution du gradient métamorphique sur le pourtour et au coeur de la nappe de Morcles a été approchée à l'aide de la mesure de la "cristallinité" (IC) ou Largeur de Scherrer (LS).

Influence de l'appareillage et de la préparation des argiles sur la mesure de la LS

L'influence de l'appareillage (fluctuation de l'électronique) avec le diffractomètre SCINTAG sur les mesures de la LS est très faible. Elle varie de 1.6 % à 6%. On note que plus la LS est élevée plus l'erreur est importante.

L'influence de l'appareillage est de .45 % à 1.5% sur la mesure de l'intensité des pics de diffraction. Dans ce cas, plus le pic est intense moins l'erreur est importante.

Nous avons montré qu'il y a une corrélation entre l'intensité du pic mesuré et la charge d'argile présente sur la plaque.

Les procédures de Krumm et Buggisch, (1991) et Krumm (1992) qui préconisent des plaques peu chargées de $< 0.5 \text{ mg/cm}^2$, voire de $< 0.25 \text{ mg/cm}^2$ sont donc déconseillées.

Il est préférable d'utiliser des plaques assez chargées (de 0.5 mg/cm^2 à 3 mg/cm^2), comme le proposent d'ailleurs Kisch et Frey (1987), Frey (1988), Kisch (1991) et Warr et Rice (1994), Lezzerini *et al.* (1994).

Toutefois cette assertion est tempérée par les remarques suivantes:

Dans le domaine diagénétique, les fluctuations de la LS peuvent de toute façon être importantes et ne dépendent pas seulement de la charge. Ce facteur peut donc être négligé dans la diagénèse.

L'influence de la charge d'argile est surtout perceptible dans le domaine anchizonal. Elle est par contre négligeable dans le domaine épizonal.

Influence de la lithologie

On constate que les calcaires "purs" ont systématiquement une LS moyenne plus faible que les calcaires gréseux et les calcaires marneux sauf dans le cas des fractions fines comprises entre 2 et $16 \mu\text{m}$.

Quoique l'influence de la lithologie soit relativement faible, il est important, pour situer une roche, de manière représentative, dans un contexte métamorphique à l'aide de la LS, de mesurer cette dernière sur plusieurs échantillons, provenant sinon du même affleurement, du moins extraits du proche voisinage du niveau étudié.

L'influence de la minéralogie est importante. La présence de glauconites, de rectorite et de paragonite peut perturber la mesure de la LS.

Ces dernières remarques sont surtout valables pour les terrains anchizonaux et diagénétiques. Les terrains épizonaux étant sujets à de moindres fluctuations.

Calibration de la mesure de la LS (appareillage Philips versus Scintag)

La calibration de la mesure de la LS (appareillage Philips versus Scintag) a été effectuée à partir des fractions argileuses < 2 µm séchées à l'air de 110 échantillons. La droite de régression présente un coefficient de corrélation (r^2) de 0.954.

La limite *épizone-anchizone* de $0.25^\circ 2\theta$ avec l'appareillage PHILIPS devient $0.22^\circ 2\theta$ avec le diffractomètre SCINTAG.

La limite *anchizone-diagenèse* de $0.42^\circ 2\theta$ avec l'appareillage PHILIPS devient $0.33^\circ 2\theta$ avec le diffractomètre SCINTAG.

Plus la LS s'approche du domaine diagénétique plus la variabilité des mesures devient élevée. Il faut prélever plus d'échantillons dans les domaines de très faible métamorphisme ou diagénétiques que dans l'épizone afin d'avoir une LS moyenne représentative.

LS fractions fines orientées < 2 µm (séchées à l'air et glycolées) versus LS des fractions 2-16 µm (séchées à l'air)

La LS du mica (10Å) a été mesurée sur les diagrammes des fractions fines orientées < 2 µm (séchées à l'air ou air-dry (AD) et glycolées). La LS des fractions 2-16 µm (séchées à l'air) a été mesurée également.

Les micas de la fraction 2-16 µm ont une LS en moyenne plus faible que la fraction < 2 µm, ils sont donc mieux cristallisés que cette dernière.

Les fractions fines 2-16 µm comportent moins de minéraux interstratifiés et de couches gonflantes. La plage de l'anchizone dessinée avec les mesures de la LS effectuées sur les fractions 2-16 µm (AD) est fortement réduite par rapport aux fractions < 2 µm.

Dans le domaine épigénétique, les variations de la LS sont très faibles et les fractions 2 µm et 2-16 µm sont donc assez comparables.

C'est surtout dans le domaine anchizone que les fractions 2-16 µm présentent une moindre sensibilité de mesure de la LS par rapport aux fractions < 2 µm.

Dans le domaine diagénétique, on note également la présence de plusieurs populations de micas. Ce qui se traduit par une forte dispersion des points, car les diverses populations n'ont pas ou peu été recristallisées et donc "homogénéisées" par le métamorphisme. Ce qui confirme qu'il faut prélever plus d'échantillons dans les domaines de très faible métamorphisme ou diagénétiques que dans l'épizone afin d'avoir une LS moyenne représentative et s'affranchir des variations dues à la préparation de l'échantillon, à l'appareillage et aux erreurs de mesure.

Les fractions fines < 2 µm sont en majorité représentatives de la fraction phyllitique néoformée, tandis que les fractions fines 2-16 µm sont en majorité représentatives de la fraction détritique.

Pour étudier l'évolution métamorphique dans le cadre du faible métamorphisme, il vaut donc mieux utiliser les fractions < 2 µm pour la mesure de la LS.

Glycolage

Le glycolage dilate les couches gonflantes et débarrasse le pic du mica de son cortège d'interstratifiés. La LS est donc systématiquement diminuée par le glycolage dans le domaine diagénétique et le domaine anchizone.

Par contre dans l'épizone, l'éthylène glycol s'infiltré entre les paillettes qu'il désordonne élargissant la LS de manière artificielle.

La courbe logarithmique indique que les mesures "glycol" atteignent une moindre amplitude que les mesures "séchées à l'air".

La zonation métamorphique obtenue grâce à la mesure absolue de la LS peut être complétée grâce à la méthode du ΔLS :

$\Delta LS = LS \text{ des micas des fractions argileuses fines orientées séchées à l'air} - LS \text{ de ces mêmes fractions après glycolage}$

Cette méthode, qui s'affranchit en partie des variations dues à l'appareillage et à la préparation de l'échantillon, permet de situer l'échantillon dans une zone de métamorphisme de façon rapide.

Interpolation linéaire de la mesure de la LS

Le logiciel UNIRAS (VAX/VMS) permet de tracer les isocristes par interpolation linéaire. Les mesures de la LS ($< 2 \mu\text{m AD}$) présentant une plus grande sensibilité que les fractions glycolées, surtout dans le domaine diagénétique, il nous semble préférable d'utiliser la LS mesurée à partir des diagrammes $< 2 \mu\text{m AD}$, pour l'interprétation et le traçage des isocristes.

Les points de mesure (268 échantillons avec des LS $^{\circ}2\theta$ de $.110 - .852$ $^{\circ}2\theta$ pour la fraction $< 2 \mu\text{m air dry}$) ont été projetés sur une coupe horizontale. Les hypothèses de base, pour établir la coupe horizontale, ont été que la nappe de Morcles obéit à une géométrie cylindrique et que suite au fort plongement axial vers le NE, une coupe horizontale possède les mêmes structures qu'une coupe verticale (Burkhard, 1988b, Escher & al. 1993). Cette coupe horizontale offre une lecture facilitée par rapport à la carte géologique, à cause de la topographie très accidentée de la région. La projection horizontale diminue les distances de projection par rapport à une coupe verticale, donc le hiatus entre les points d'échantillonnage et la géologie. La coupe horizontale sert de point de départ pour la construction d'une coupe verticale. La projection des isocristes sur une coupe verticale (d'après Langenberg & al. 1987) met en évidence l'évolution métamorphique de la nappe de Morcles.

L'interpolation linéaire (toutes lithologies confondues, fractions fines orientées $< 2 \mu\text{m AD}$) confirme l'augmentation de métamorphisme du front vers les racines de la nappe. Les isocristes s'incurvent dans la région du coeur, puis se redressent. Ils gardent un parallélisme assez régulier du flanc normal au flanc inverse. Il ne s'agit pas uniquement d'un métamorphisme dû au simple empilement stratigraphique, car on constate clairement que la variation de la LS dépend moins de la lithologie ou de l'âge stratigraphique, que de la localisation tectonique de l'échantillon.

On imagine que le métamorphisme déterminé par la mesure de la LS est celui qui correspond à la phase principale S2 qui daterait de 17 à 19 Ma, avec une T° de 260° à 350° (Kirschner *et al.*, non. pub). Il y a ensuite formation de plis dirigés au NE (F3 et S3) et qui recoupent la schistosité des phases précédentes. Ces plis affectent les isogrades métamorphiques et font que le métamorphisme est en partie transporté (Mosar, 1988; Azanon *et al.*, 1996).

Le degré de métamorphisme croissant se traduit donc par une augmentation de la "cristallinité". La diminution de la LS du front de la nappe aux racines illustre également le passage d'une composition illitique à une composition phengitique ou muscovitique, par des substitutions chimiques, par perte d'eau et par réorganisation du réseau cristallin.

La paragonite

Quoique plus abondante, dans les niveaux schisteux, la paragonite n'est pas attachée à un niveau lithostratigraphique particulier, elle apparaît aussi bien dans des calcaires purs ou gréseux que des schistes plus ou moins riches en carbonates.

On note, avec des conditions de métamorphisme croissant, une recristallisation du mica qui s'enrichit en Na formant d'abord l'interstratifié paragonite/phengite, lequel soumis à des conditions thermobarométriques plus élevées, donne naissance d'une part à un mica dont le taux de K augmente et d'autre part à une paragonite de plus en plus pure. Le remplacement du K par le Na est le phénomène principal de ce type de substitution. La paragonite apparaît à un stade métamorphique plus faible, dans des lithologies favorables, telle celle des schistes aaléniens.

Il n'y a jamais de kaolinite ni de rectorite dans les échantillons de schistes aaléniens contenant de la paragonite. Par contre, la chlorite est souvent présente, de même que le mica, la pyrite, le feldspath potassique et la dolomite.

La paragonite se trouve en quantités à peu près égales dans les deux fractions granulométriques considérées (< 2 μm et 2-16 μm).

La paragonite n'est pas un minéral gonflant, il n'y a donc pas de déplacement des pics après le glycolage.

Au front de la nappe et au flanc normal, la substitution paragonitique est faible dans les lithologies étudiées, à cause du faible degré de métamorphisme.

Aux racines de la nappe, la substitution paragonitique est plus intense, mais dépend de la lithologie. Elle est plus forte dans les lithologies schisteuses et plus faible dans les lithologies calcaires.

La paragonite semble être clairement un minéral épizonal. Sa présence peut élargir le pic du mica de façon significative dans les lithologies schisteuses et donc perturber la mesure de la LS.

Malgré les nombreux points de mesure, les schistes aaléniens situés au flanc inverse, présentent une substitution paragonitique moins complète que les schistes aaléniens provenant de la zone des racines.

Dans cette dernière zone, il y a deux populations de micas paragonitiques, une étant faiblement substituée et l'autre attestant une composition de paragonite presque pure.

Cette différence pourrait être due à la faible taille des phyllites qui rendrait, dans les cas des micas du flanc inverse (Tenèvre) une analyse sélective du mica difficile.

Dans les zones soumises à un stress tectonique local accru (zones des racines), la composition chimique des micas devient phengitique (substitution tschermakitique) dans les lithologies calcaires (pauvres en alumine) ou paragonitique dans les lithologies schisteuses (riches en alumine).

Comme les micas, les chlorites sont les constituants principaux de la fraction argileuse de la grande majorité, des roches analysées. L'analyse des chlorites est donc incontournable dans le cadre de l'étude du métamorphisme de la nappe de Morcles.

Le chimisme des chlorites dépend de la nature lithologique de la roche d'origine.

Les chlorites du Trias sont réparties entre le pôle ferrifère et le pôle alumineux.

Les couches liasiques possèdent des chlorites d'un chimisme plus dispersé, également alumineux, avec une tendance plus magnésienne.

Les chlorites de l'Aalénien ont la plupart du temps un chimisme homogène de type aluminomagnésien.

Les chlorites du Tertiaire, du Gault ou de l'Hauterivien sont souvent proches du pôle ferrifère tandis que les chlorites de l'Urgonien (calcaires clairs) et du Valanginien présentent un chimisme plus alumineux que les autres lithologies.

Il n'y a pas de différence de chimisme notable entre les chlorites des deux fractions granulométriques ($< 2 \mu\text{m}$ et $2-16 \mu\text{m}$).

Comme dans le cas des micas, on constate que les points d'analyse sont répartis selon un axe parallèle au côté droit du triangle.

Cet alignement sur un axe est dû à des substitutions ioniques liées au métamorphisme.

Mesure de la LS des chlorites

La corrélation entre la mesure de la LS sur le premier pic du mica à 10\AA et celle de la chlorite à 7\AA est positive et assez bonne ($r^2 = 0.578$, $n = 221$).

La corrélation entre la mesure de la LS sur le premier pic du mica à 10\AA et celui de la chlorite à 14\AA est moins bonne ($r^2 = 0.236$), car l'intensité du pic à 14\AA est plus faible que celle de la réflexion située à 7\AA .

Les courbes qui donnent les meilleures corrélations entre les deux types de mesures sont de type logarithmique.

Si l'on mesure la LS sur le pic à 7\AA , il faut vérifier que la fraction est dépourvue de kaolinite qui induirait un élargissement artificiel du pic.

Les chlorites présentent des LS en général inférieures à celles des micas (différence moyenne = $.066^\circ 2\theta$, déviation standard: std. dev. = $.085^\circ 2\theta$, min. = $-.069^\circ 2\theta$, max. = $.615^\circ 2\theta$, $n = 221$).

Elles sont mieux cristallisées que les micas pour un degré métamorphique identique.

Malgré le fait que le chimisme des chlorites soit lié à la lithologie de la roche, les analyses à la microsonde indiquent, comme les analyses diffractométriques, une variation du chimisme des chlorites en fonction du degré de métamorphisme toutes lithologies confondues.

La diminution de la deuxième réflexion basale des chlorites correspond également à une diminution de la LS du mica.

Bien que faiblement marquée cette tendance se traduit par une migration des chlorites vers les pôles alumineux et magnésiens, correspondant à une diminution des cations lourds (Fe, Cr, Mn) et du Si, correspondant à une augmentation du Mg et du Al avec des conditions de métamorphisme croissant.

Les glauconites

Ce minéral a été détecté au microscope optique, au front de la nappe dans la région de l'Arbalesse, à la fois dans des calcaires gréseux massifs à nodules pyriteux (Hauterivien), dans des calcaires attribués à l'Urgonien supérieur et dans des grès (Albien-Gault). La glauconite a également été mise en évidence dans son flanc inverse (Dt. de Morcles) et dans son flanc normal (Anzeindaz) dans des calcaires gréseux (Hauterivien). Dans ces roches, les glauconites peuvent être une composante importante de la fraction argileuse.

Dans les roches analysées (calcaires gréseux), la glauconite est presque toujours accompagnée de stilpnomélane. La dolomite est souvent présente de même que la chlorite et la pyrite. Les plagioclases et les feldspaths potassiques se rencontrent occasionnellement.

Les glauconites vertes coexistent avec des glauconites brunes qui montrent une cristallisation de stilpnomélane en bordure.

L'analyse diffractométrique ne permettant pas de déterminer la glauconite avec précision, nous avons effectué des analyses à la microsonde.

Le chimisme des glauconites du front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) diffère suivant les lithologies.

On constate la présence de trois populations de glauconites chimiquement différentes, pour les roches provenant soit des calcaires hauteriviens, soit des niveaux urgoniens ou des quartzites du Gault.

Les glauconites montrent des substitutions entre le Si et l'Al, respectivement le Fe et le Mg qui interviennent dans divers niveaux stratigraphiques.

Les taux de Mg et de K sont par contre directement proportionnels. La substitution entre le Si et l'Al est particulièrement bien marquée dans les glauconites situées au front de la nappe.

On constate que les glauconites du front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) sont globalement moins riches en fer que les glauconites du flanc normal (région d'Anzeindaz).

Il a été montré que le front de la nappe de Morcles (région de l'Arbalesse - Pont-de-Nant) est plus métamorphisé que le flanc normal (région d'Anzeindaz). La diminution du taux de Fe et de Si est donc liée aux conditions de métamorphisme croissant.

Les glauconites subissent le même type d'évolution que les chlorites, qui migrent vers les pôles alumineux et magnésiens lorsque le métamorphisme augmente.

Le stilpnomélane

Dans les roches de la nappe de Morcles, le stilpnomélane se forme essentiellement à partir de la glauconite. Il apparaît dès la fin de la diagenèse, perdure dans l'anchizone et disparaît dans l'épizone.

Ce minéral se rencontre essentiellement dans les calcaires gréseux massifs à nodules pyriteux (Hauterivien) et dans des calcaires attribués à l'Urgonien supérieur, au front de la nappe de Morcles dans la région de Pont-de-Nant-Arbalesse), mais aussi dans son flanc inverse (Dt. de Morcles) et dans son flanc normal (Anzeindaz).

Le stilpnomélane est donc contrairement à la paragonite, qui apparaît dans divers types de roches (calcaires et schistes), attaché à une lithologie particulière.

Le stilpnomélane n'a pas pu être analysé au microscope optique dans une première approche, car son habitus est atypique et il est de trop petite taille pour permettre une détermination microscopique précise et il peut être confondu avec de la biotite, de la chlorite brune ou des oxydes de fer.

Ce phyllosilicate, qui est caractérisé par une première forte réflexion à environ 12Å, apparaît de façon claire sur les diffractogrammes RX des fractions fines orientées. Il apparaît

également dans les analyses RX de la roche totale, lorsqu'il est présent en quantités suffisantes. L'effet du glycolage sur l'intensité du pic est en général assez faible, ce qui confirme que le stilpnomélane n'est pas un minéral gonflant.

La paragenèse du stilpnomélane est la suivante:

Glauconite + quartz + calcite ± carbonates de fer ± plagioclase ± feldspath potassique ± chlorite ± diverses phyllites ± dolomite

Dans les roches que nous avons analysées, la glauconite est le précurseur du stilpnomélane. La transformation glauconite-stilpnomélane se traduit par un taux de K qui diminue de dix fois. Les taux d'Al, de Mg et de Si diminuent également, tandis que le pourcentage de fer double.

Un même grain peut montrer une composition chimique qui varie de l'intérieur (glauconite) à l'extérieur (stilpnomélane) en passant par une composition intermédiaire (*préstilpnomélane*).

Il y a une série continue qui va du pôle glauconite au pôle stilpnomélane.

Cette formation de stilpnomélane est accompagnée de néoformation de carbonates (cristaux idiomorphes de calcite assez pure) autour et à l'intérieur des glauconites.

La formation du stilpnomélane peut être résumée par l'équation suivante:

Glauconite -> préstilpnomélane (- de K, - de Al, + de Fe) -> stilpnomélane (- de K, - de Al + de Fe) ± phyllites dorées (+ de K, + de Al, + de Mg, - de Fe) ± feldspaths potassiques

La transformation des glauconites en stilpnomélane s'accompagne de la cristallisation d'une phyllite jaune-brun.

Cette phyllite possède presque la même teneur en potassium et en silice qu'une glauconite. Elle est plus riche en aluminium que les glauconites, par contre elle est moins riche en magnésium et en fer.

Sa composition chimique approche celle d'une phlogopite, à part le contenu en fer et en magnésium qui est plus faible que celui des phlogopites. Par contre le contenu en silicium est plus élevé que celui des phlogopites.

Les calcaires hauteriviens et les quartzites du Gault étant porteurs de glauconites, voire de stilpnomélane dans des régions attribuées à l'anchizone (au front et au flanc normal de la nappe), il était logique de penser qu'aux racines de la nappe, les conditions épizonales de la région de Saillon auraient permis la formation de biotite.

Nous avons effectivement détecté des micas riches en fer, que nous avons nommés *prébiotites*.

Ces micas ferrifères pourraient préfigurer la biotite à proprement parler. Il est difficile vu leur habitus atypique et la très faible taille des paillettes de confirmer que ce minéral est néoformé. Des études complémentaires pourraient être réalisées.

La kaolinite

Comme la rectorite, la kaolinite a été détectée par diffraction X dans les sites suivants:

Dans la formation accolée au flanc inverse de la nappe (racines), dans la région de Saillon, dite formation de Longeraie, on trouve de la kaolinite dans des niveaux d'âge probablement

rhétien, mais lithologiquement différents. On la trouve également dans la formation dite des Bayards dans des grès du Lotharingien.

La kaolinite a été trouvée au coeur de la nappe de Morcles (région des mayens de Chamoson, où elle apparaît dans des schistes noirs (type *black shales*) aaléniens.

Associée à de la chlorite, elle apparaît dans la formation dite de l'oolithe ferrifère (Delaloye, 1966).

Elle apparaît également au flanc normal de la nappe dans la région de Derborence, dans des calcaires "urgoniens" avec de la pyrophyllite et de la rectorite.

Sa paragenèse est la suivante:

kaolinite + mica + quartz ± chlorite ± calcite ± carbonates de fer ± plagioclase ± feldspath potassique ± dolomite ± pyrite ± gypse ± pyrophyllite ± chloritoïde ± rectorite ± interstratifié paragonite-mica

D'après Kübler *et al.* (1979), la kaolinite marque la fin de la diagenèse. Il pourrait paraître étonnant de la trouver dans les sites attribués à l'anchizone voire à l'épizone par la mesure de la LS et la présence de certains minéraux index comme le chloritoïde, mais Zhou *et al.* (1994) citent également la présence conjointe de kaolinite-chloritoïde-pyrophyllite-chlorite-disthène-quartz dans des métapélites. On peut noter d'autre part que ces localités (Saillon-Chamoson) ont subi une activité hydrothermale qui peut expliquer une néoformation de kaolinite par rétroformation.

La pyrophyllite

Dans la nappe de Morcles, la pyrophyllite apparaît dans les mêmes roches et les mêmes sites que la rectorite et parfois la kaolinite, mais elle n'accompagne pas nécessairement ces dernières. Elle semble être un minéral typiquement anchizonal.

Comme la kaolinite, la pyrophyllite a été uniquement détectée par diffraction X dans les sites suivants:

Au coeur de la nappe de Morcles (région des mayens de Chamoson, où elle apparaît dans des schistes noirs (type *black shales*) d'âge aalénien.

Elle apparaît également au flanc normal de la nappe dans la région de Derborence, dans des calcaires "urgoniens" avec de la kaolinite et de la rectorite.

Sa paragenèse est la suivante:

pyrophyllite + mica + quartz ± chlorite ± kaolinite ± calcite ± carbonates de fer ± plagioclase ± feldspath potassique ± dolomite ± pyrite ± gypse ± chloritoïde ± rectorite ± interstratifié paragonite-mica

La rectorite

Comme la kaolinite et la pyrophyllite, la rectorite a été uniquement déterminée par diffraction X.

On peut rappeler que la rectorite est décelée dans des schistes au coeur de la nappe de Morcles, mais aussi dans des calcaires, au front de la nappe (Arbalesse), dans le flanc

normal (Derborence), dans la région de la Dt. de Morcles (flanc inverse) ou dans la région des racines à Saillon (Carrière de la Sarvaz).

La rectorite est donc plutôt un minéral typique de l'anchizone, mais elle a été détectée dans des marbres épizonaux aux racines de la nappe (Saillon - la Sarvaz), où elle est intercalée entre des niveaux porteurs de paragonite.

La présence alternante de la rectorite ou de la paragonite dans les niveaux adjacents au plan de chevauchement de la nappe de Morcles peut être expliquée par différents cas de figure:

1. La différence serait uniquement lithologique, la rectorite subsisterait dans les marbres, alors qu'elle se transforme en paragonite dans les schistes adjacents au plan de chevauchement de la nappe.

2. Il y a eu une rétro-morphose de type hydrothermal localisée, induite par des conditions de pression, de température et de concentration de fluides localement différentes sur le plan de chevauchement. L'ont-elles été pendant la mise en place de la Nappe ou par la suite? Des datations radiométriques pourraient peut-être répondre à cette question.

Sa paragenèse est la suivante:

rectorite ± pyrophyllite + mica + quartz ± kaolinite ± calcite ± carbonates de fer ± plagioclase ± feldspath potassique ± dolomite ± pyrite ± gypse ± chloritoïde ± chlorite ± interstratifié paragonite-mica

L'interstratifié paragonite/phengite

Souvent associé à la paragonite, mais aussi à la rectorite, il y a un interstratifié paragonite/phengite, qui s'individualise bien à 1.960 Å. Frey (1987a) attribue ce minéral à l'anchizone, voire au début de l'épizone, quoique Merriman & Roberts (1985) et Weaver & Broekstra (1984) citent son apparition dès la fin de la diagenèse. Nous avons constaté qu'il apparaît à la fin de la diagenèse et perdure jusqu'à l'épizone. Son occurrence est donc très large.

Sa paragenèse est la suivante:

interstratifié paragonite-mica ± rectorite ± pyrophyllite + mica + quartz ± calcite ± carbonates de fer ± plagioclase ± feldspath potassique ± dolomite ± pyrite ± gypse ± kaolinite ± chloritoïde ± chlorite

Le chloritoïde

Le chloritoïde est caractéristique des lithologies alumineuses. Dans la région de Saillon, ce minéral est présent dans des schistes aaléniens qui montrent une LS épizonale, tandis qu'à Chamoson, dans ces mêmes schistes, les valeurs de la LS sont anchizontales.

Il faut toutefois constater que pour la plupart, les valeurs anchizontales de la LS sont mesurées sur des échantillons contenant de la rectorite, dont la présence pourrait expliquer un élargissement de la LS.

La mesure de la LS des échantillons contenant du chloritoïde (LS éch.) est souvent plus élevée que la moyenne du site étant donné que le chloritoïde se trouve dans des lithologies schisteuses. La moyenne du site étant calculée avec des lithologies diverses dont de nombreuses lithologies calcaires, qui présentent en général des valeurs de la LS plus faibles.

Au microscope, le chloritoïde se trouve sous forme de petites aiguilles, parfois foncées en lumière naturelle, parfois translucides, qui croissent indépendamment de la schistosité. Il est donc plutôt postcinématique. Le chloritoïde est entouré de quartz, de paragonite et d'oxydes de fer jaune-brun. Il est souvent zoné et de couleur plus foncée (vert-gris) à l'intérieur qu'en bordure.

Les schistes aaléniens révèlent la présence d'un minéral que nous avons nommé mg-chloritoïde, car sa composition chimique est proche du chloritoïde. Le mg-chloritoïde est plus pauvre en fer que le chloritoïde, mais il contient du potassium, du magnésium et du sodium et un peu plus de silice.

Il pourrait s'agir d'un précurseur du chloritoïde ou d'un minéral qui correspondrait à une phase de métamorphisme ayant des conditions P/T différentes.

Evolution texturale et métamorphique de la nappe de Morcles et de certaines formations environnantes

Ultrahelvétique

Devant le front de la nappe, dans la région de Fremières, on trouve des séries ultrahelvétiques qui sont situées au sommet de l'anchizone ou dans la diagenèse.

Front

Au front de la nappe (région de l'Arbalesse-Pont de Nant), la déformation des roches est moyenne. Elle est mise en évidence par la déformation et la recristallisation de divers minéraux, notamment du quartz et de la calcite. Il y a néoformation de chlorite, de quartz (cristaux bipyramidés), de stilpnomélane, de micas. Les plans de schistosité sont soulignés par des accumulations de minéraux argileux sombres et des minéraux opaques. Les grains de quartz sont parfois recristallisés et réorientés dans la schistosité.

Il s'agit d'une zone texturale située entre la zone (ii) et la zone (iii).

Dans cette zone de la nappe, les paillettes de micas détritiques du flysch sont peu affectées par le métamorphisme. Elles présentent une composition chimique assez homogène autour du pôle muscovitique, il y a peu, voire pas de substitution de Al par Si. La plupart des valeurs de la LS sont anchizonales.

Flanc normal

Au flanc normal (Anzeindaz), les micas des marnes à Globigérines ne montrent qu'une faible substitution tschermakitique. Les valeurs de la LS sont situées en partie dans l'anchizone et en partie dans la diagenèse.

Au flanc normal de la nappe (Derborence), la schistosité est faible. Les macles de la calcite sont déformées. Les stylolites sont abondants. La recristallisation des minéraux est moyenne. Il y a du quartz néoformé et de la rectorite. La pyrophyllite apparaît dans les mêmes roches et les mêmes sites que la rectorite et parfois la kaolinite, mais elle n'accompagne pas nécessairement ces dernières.

Il s'agit d'une zone texturale située entre la zone (ii) et la zone (iii).

Les micas prélevés dans divers niveaux lithologiques de la vallée de la Lizerne (partie inférieure) montrent des valeurs qui sont la plupart du temps épizonales.

A la base du flanc normal (Mine-de Fer), la déformation des calcaires gréseux bajociens est soulignée par la schistosité, qui est bien marquée et qui est parallèle à une fine stylolitisation. La recristallisation est importante. Les débris de micro-organismes sont méconnaissables. On note la présence d'opaques soit globulaires, soit isométriques, autour desquels chlorite et mica ont cristallisé de façon radiaire. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. On se trouve donc dans la zone (iii) où les transformations des minéraux argileux en illite et chlorite se poursuivent avec une réorientation des phyllosilicates.

Coeur

Au coeur de la nappe (Chamoson), la déformation des schistes aaléniens et toarciens est importante. Les phyllites détritiques montrent une recristallisation sous forme d'une alternance de paillettes micacées et chloriteuses plus fines. On se trouve dans la zone texturale (iii). Les schistes aaléniens présentent une substitution tschermakitique assez faible. Les micas des niveaux aaléniens et liasiques des Mayens de Chamoson montrent des mesures de la LS qui fluctuent entre le sommet de l'épizone et l'anchizone.

Les micas des niveaux liasiques de l'Ardèche montrent des LS clairement épizonales.

Flanc inverse

Le coupe sous la Dt. de Morcles montre que la plupart des micas sont situés à la limite supérieure de l'épizone. Il y a une diminution des valeurs de la LS lorsqu'on se dirige vers la partie centrale de l'anticlinal couché situé sous la petite dent de Morcles. Ces fluctuations locales restent à définir par des mesures complémentaires.

La substitution tschermakitique se marque clairement dans les calcaires du Dogger, situés au nord de la colline de Saillon (Le Dailey-Plan des Combes). Ces calcaires montrent une déformation importante, les roches sont fracturées et dolomitisées. Il y a deux générations de mica. On se trouve dans la zone texturale (iii) à (iv).

Les micas de la région du Dailey, au-dessus de Saillon présentent des LS très basses. On peut mettre en évidence une diminution de la LS le long de la coupe qui commence dans des terrains aaléniens (coeur) pour se poursuivre dans des terrains plus jeunes (Dogger et Malm) en direction des racines de la nappe.

Dans la région de Triolo et du Gd. Chavalard, les micas présentent des LS épizonales quelque soit la fraction étudiée.

Racines de la nappe de Morcles

Aux racines de la nappe (Saillon-La Sarvaz), les textures sont clairement épizonales, on a des schistes verts et des marbres. On se trouve dans la zone texturale (iv).

Les mesures de la LS sont épizonales qu'il s'agisse des fractions fines < 2 µm (AD et glycolées) ou 2-16 µm et quel que soit le niveau lithostratigraphique.

Quelques échantillons créacés proches du plan de chevauchement de la nappe sur les séries autochtones sont situés à la limite de l'épizone et de l'anchizone.

Formation de Longeraie

Les niveaux liasiques de Longeraie sont clairement situés dans l'épizone.

Formation des Bayards

Les niveaux liasiques des Bayards sont donc également situés dans l'épizone, quoiqu'ils montrent une LS légèrement plus élevée que les micas de la formation de Longeraie.

La formation des Bayards se rattache plutôt à la couverture autochtone des massifs cristallins qu'au flanc normal de l'Ardèche qui montre des valeurs de la LS, qui tout en étant également situées dans l'épizone, sont plus élevées.

Racines de la nappe du Wildhorn et couverture du Mt. Blanc (Saxon)

Les micas de la couverture Autochtone du Mt. Blanc et de la nappe du Wildhorn à Saxon) sont clairement situés dans l'épizone.

Epilogue

Les micas, les chlorites et certains minéraux index comme le stilpnomélane suivent la même évolution que les ellipses de déformation de Ramsay, donc leur recristallisation est due en partie du moins, aux événements tectoniques de mise en place de la nappe (plissement et serrage).

On peut donc envisager l'existence de plusieurs phases métamorphiques. La plupart sont liées aux diverses phases de déformation (voir introduction), d'autres sont postectoniques. Comme celle qui a donné naissance au chloritoïde et aux cristaux de paragonite qui l'accompagnent, ces minéraux étant plutôt postcinématiques.

Une phase hydrothermale contemporaine ou postérieure aux derniers événements tectoniques majeurs pourrait être également envisagée. Cette phase aurait permis la rétomorphose de la paragonite avec cristallisation de rectorite, dans des positions comme le flanc inverse où la déformation est très intense et où l'éirement des couches est très important. Cette phase hydrothermale expliquerait la présence de la kaolinite et du gypse, provenant de l'altération de la pyrite, dans des niveaux où ces deux minéraux coexistent avec le chloritoïde.

Les assemblages de minéraux argileux sont très labiles et répondent à toutes les variations de l'environnement thermodynamique. Dans les conditions de basses pressions et températures qui caractérisent le faible métamorphisme, on a une grande variété de minéraux métastables qui tendent à l'état d'équilibre de façon différente suivant la taille et la composition chimique de départ des cristallites, ainsi que de la composition totale de la roche qui les englobe. La thermométrie de tels systèmes est donc d'approche très complexe.

Bibliographie

- Aldahan, A.A. & Morad, S. (1986):** Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden. *Amer. J.Sci.* 286(1), 29-80.
- Arkai, P. (1991):** Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metamorphic geology*, 9, 723-734.
- Arkai, P., Sassi, F.P. & Sassi, R. (1994):** Chlorite "crystallinity" vs. illite "crystallinity" in monitoring metamorphic grade; a case study from the South-Alpine basement of the Eastern Alps, Italy. *International Mineralogical Association, 16th general meeting; abstracts*. Pisa, Italy. Sept. 1994. 4-9.
- Arkai, P., Lelkes-Felvari, G., Lantai, C., Nagy, G. & Toth, M. (1994):** Formation of biotite in a metagreywacke complex, Mecsek Mts., Hungary; conditions of low-T metamorphism based on illite and chlorite "crystallinity", coal rank, white mica b (sub o) -geobarometric and microstructural data. *International Mineralogical Association, 16th general meeting*. Pisa, Italy. Sept. 1994, 4-9.
- Arkai, P., Sassi, F.P. & Sassi, R. (1995):** Simultaneous measurements of chlorite and illite crystallinity; a more reliable tool for monitoring low- to very low grade metamorphisms in metapelites; a case study from the Southern Alps (NE Italy). *European Journal of Mineralogy*. 7; 5, 1115-1128.
- Ayrton, S.N. (1980):** La Géologie de la Zone Martigny-Chamonix et l'origine de la nappe de Morcles. *Eclogae geol. Helv.* 73, 137-172.
- Azanon, J.M., Crespo-Blanc, A., Garcia-Duenas, V. & Sanchez-Gomez, M. (1996):** Folding of metamorphic isogrades in the Adra extensional unit (Alpujarride complex, central Betics). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes.* 323; 11, 949-956.
- Badoux, H. (1963):** Les bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). *Bull. Lab. Géol. Minéral. et Géoph. Univ. Lausanne*, vol. 138 et *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.* 68/6, 233-239.
- Badoux, H. (1965):** Déformation du Lias inférieur de la nappe du Wildhorn à Drône (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 58/2.
- Badoux, H. (1971):** Notice explicative, feuille 1305 Dt. de Morcles. *Atlas géologique de la Suisse*.
- Badoux, H. (1972):** Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Matér. Carte géol. Suisse [N.S.]*, 78 p.
- Badoux, H., Bonnard, E.G., Burri, M. & Vischer, A. (1959):** Atlas géol. Suisse 1:25'000, feuille 35, St. Léonard. *Comm. géol. Suisse*.
- Badoux, H., Burri, M., Gabus, J.H., Krummenacher, D., Loup, G. & Sublet, P. (1971):** Atlas géol. Suisse 1:25'000, feuille 58, Dt. de Morcles. *Comm. géol. Suisse*.
- Bailey, S.W. (1963):** Polymorphism of the kaolin minerals. *Am. miner.* 59, 143-151.
- Bailey, S.W. (1972):** Determination of chlorite composition by X-ray spacings and intensities. *Clays and clay minerals* 20, 381-388.
- Baltatzis, E. (1980):** Chloritoid-forming reaction in the eastern Scottish Dalradian; a possibility. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte.* 7, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart. 306-313.
- Barabas, A.H. (1986):** The significance of hydrothermal rectorite in the Cala Abajo porphyry copper deposit, Puerto Rico. In: *Abstracts with program 1986; the Fourteenth general meeting of the International Mineralogical Association.* p 50.
- Barlier, J., Ragot, J.P. & Touray J.C., (1974):** L'évolution des Terres noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. *Bull. B.R.G.M. (2ème sér.) sect. II (6)*, 533-548.

- Baudin, Th. & Marquer, D. (1993):** Métamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes centrales suisses): évolution de la substitution phengitique au cours de la déformation alpine. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 285-299.
- Bish, D.L. & Reynolds, R.C. (1989):** Sample preparation for X-ray diffraction. - In: Bish, D.L. & Post, J.E. (Hrsg.): *Modern powder diffraction. Rev. Mineral.* 20: 73-100.
- Blenkinsop, T.G. (1988):** Definition of low grade metamorphic zones using illite crystallinity. *J. metamorphic Geol.* 6: 623-636.
- Bonazzi, A., Salvioli-Mariani, E. & Vernia, L. (1984):** Tecniche di determinazione dell'indice di cristallinità dell'illite in campioni di argille. - *Miner. Petrogr. Acta XXVIII:* 89-99.
- Borg, I.Y. & Smith, D.K. (1969):** Calculated X-ray Powder Patterns for Silicate Minerals. Geological Society of America, Inc. Memoir 122. 896 pp.
- Brearley, A.J. (1988):** Chloritoid from low-grade pelitic rocks in North Wales. *Mineralogical Magazine.* 52, Part 3; 366, 394-396.
- Brearley, A.J. (1990):** Transmission electron microscopy of phyllosilicate minerals from low-grade chloritoid-bearing rocks, North Wales. *Electron-optical methods in clay science. Mumpton-Frederick-A (editor). CMS Workshop Lectures.* 2; 135-152.
- Breitschmid, A. (1982):** Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirostock). *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 331-380.
- Brindley, G.W. (1961):** Chlorite minerals. In: G. Brown (ed.), *X-ray identification and crystal structure of clay minerals.*
- Brindley, G.W. & Gillery, F.H. (1956):** X-ray identification of chlorite species. *Am. Miner.*, 41, 169-186.
- Brindley, G.W. & Wardle, R. (1970):** Monoclinic and triclinic forms of pyrophyllite and pyrophyllite anhydride. *Am. Miner.*, 55, 1259-1272.
- Brindley, G.W. & Brown, G. (1984):** X-ray diffraction procedures for clay minerals identification. In *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, Brindley G.W. and Brown G. (eds), chap. 5, 305-359. monograph n°5, Mineralogical Society, London, 495p.
- Brown, G. (1955):** The effect of isomorphous substitutions on the intensities of 00l reflections of mica- and chlorite-type structures.
- Brown, B.E. & Bayley, S.W. (1962):** Chlorite polytypism: I, regular and semi-random one-layer structures. *J. mineral. Soc. Amer.*, vol. 47/7-8, 819-850.
- Burgisser, H.M. & Felder, T.E. (1974):** Zur Geologie der Süabdachung der Segnas-Ringel Gruppe (Vorderrheintal, Graubünden). *Eclogae. Geol. Helv.* 67, 457-467.
- Burkhard, M. (1986):** Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétations tectoniques). *Rev. Géol. Géogr. phys.* 27/5, 281-301.
- Burkhard, M. (1988a):** L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.* 81, 63-114.
- Burkhard, M. (1988b):** Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz (Rawildepression). *Beiträge Landes Hydrologie- und Geologie.*
- Burkhard, M. (1990b):** Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae geol. Helv.* 83/3: 559-583.
- Bussy, F. & Epard, J.L. (1984):** Essai de zonéographie métamorphique entre les Diablerets et le massif de l'Aar (Suisse occidentale), basée sur l'étude des Grès de Taveyanne. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 64, 131-150.
- Casey, M. & Huggenberger, P. (1985):** Numerical modelling of finite amplitude similar folds developing under general deformation histories. *J. struct. Geol.* 7/1, 103-114.
- Cathelineau, M. (1988):** Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, v.23, 471-485.

- Cathelineau, M. & Nieva, D. (1985):** A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.91, 235-244.
- Chagnon, A. & Desjardins, M. (1991):** Détermination de la composition de la chlorite par diffraction et microanalyse aux rayons X, *Canadian Mineralogist*, 29, 245-254.
- Chatterjee, N.D. (1970):** Synthesis and upper stability of paragonite. *Contr. Miner. Petrol.* 27, 244-257.
- Chatterjee, N.D. (1973):** Low-temperature compatibility relations of the assemblage quartz-paragonite and the thermodynamic status of the phase rectorite. *Contrib. Miner. Petrol.* 42, 259-271.
- Cramez, C. & Kübler, B. (1968):** Reconnaissance du métamorphisme dans les terrains sédimentaires des Aiguilles Rouges, inédit.
- Dalla Torre, M., Livi, K.J.T., Veblen, D.R. & Frey, M. (1996):** White K-mica evolution from phengite to muscovite in shales and shale matrix melange, Diablo Range, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 123; 4, 390-405.
- De Caritat, P., Hutcheon, I. & Walshe, J.L. (1993):** Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, v. 41, 219-239.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1962):** Rock forming minerals. Longmans. Vol. 3. Sheet Silicates. 270p.
- Delaloye, M.F. (1966):** Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais). *Mat. carte géol. Suisse, Sér. géotechnique*, XIII/9.
- Dietrich, D. & Casey, M. (1989):** A new tectonic model for the Helvetic nappes. In Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (eds.), *Alpine tectonics*, Geological Society Special Publication. 45, 47-63.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1968):** The birth and development of the concept of diagenesis. *Earth. Sci. Rev.* 4, 153- 201.
- Dunoyer de Segonzac, G, Ferrero, J. & Kübler, B. (1968):** Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. *Sedimentology*, 10, 137-143.
- Dunoyer de Segonzac, G. & Heddebaut, C (1971):** Paléozoïque anchimétamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, allévardite et paragonite dans les Pyrénées Basques. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine* 24, 277-290.
- Durney, D. (1972):** Deformation History of the Western Helvetic nappes. Ph. D.thesis, Imperial College, London.
- Durney, D. (1974):** Relations entre les températures d'homogénéisation d'inclusions fluides et les minéraux métamorphiques dans les nappes helvétiques du Valais. *Bull. Soc. géol. France* 16, 269-272.
- Eberl, D. & Hower, J. (1977):** The hydrothermal transformation of sodium and potassium smectite into mixed-layer clay. *Clays and Clay minerals*. 25, 215-227.
- Eberl, D. & Velde, B. (1989):** Beyond the Kubler index. *Clay Minerals*. 24; 4, 571-577.
- Epard, J.L. & Escher, A. (1996):** Transition from basement to cover; a geometric model. *Journal of Structural Geology*. 18; 5, 533-548.
- Escher, A., Masson, H. & Steck, A. (1993):** Nappe geometry in the Western Swiss Alps. 1. *Struct. Geol.*, Vol. 15, Nos 3-5, 501-509.
- Essene, E.J. & Peacor, D.R. (1995):** Clay mineral thermometry-a critical perspective. *Clays and clay minerals*, Vol. 43, 540-553.
- Eslinger, E.V. & Savin, S.M. (1973):** Mineralogy and oxygen isotope geochemistry of the hydrothermally altered rocks of the Ohaki- Broadlands, New Zealand geothermal area. *Amer. J. Sci.* 273, 240-267.
- Esquevin, J. (1957):** Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3, 1, 147-153.
- Ferla, P., Censi, P., & Rotolo, S. (1991):** Sequenze tipo "Verrucano" anchimétamorfiche nell'unità inferiore dei Monti Peloritani (Sicilia); il settore di Gioiosa Vecchia. *Mineralogica et Petrographica Acta*. 34; 105-120.
- Fischer, H. & Villa, I.M. (1990):** Erste K/Ar und 40Ar/39Ar-Hornblende-Mineralalter des Taveyannazsandsteins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 73-75.

- Flehmig, W. (1973):** Kristallinität und Infrarotspektroskopie natürlicher dioktaedrischer Illite. *Neues Jb. Miner. Mh.* 351-361.
- Flehmig, W. & Langheinrich, G. (1974):** Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit- Kristallinität, *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.* 146, 325-326.
- Franceschelli, M., Pandeli, E., Puxeddu, M., Porcu, R. & Fadda, S. (1994):** Illite crystallinity in pelitic and marly rocks from the Northern Apennines (southern Tuscany and Umbria, Italy). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte.* 1994; 8, 367-384.
- Frey, M. (1969a):** A mixed layer Paragonite/Phengite of low grade Metamorphic origin. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 24, 63-65.
- Frey, M. (1969b):** Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. *Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 137*, 160 pp.
- Frey, M. (1970):** The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology* 15, 261-279.
- Frey, M. (1971):** Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.* 51; 1, 229-234.
- Frey, M. (1974):** Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 489-506.
- Frey, M. (1978):** Progressive low grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special references to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *J. Petrol.* 19, 95-135.
- Frey, M. (1978):** Very low-grade regional metamorphism of the Helvetic Alps; mineral assemblages, illite crystallinity, vitrinite reflectance and fluid inclusion data. *Abstracts with Programs - Geological Society of America.* 10; 7, p 404.
- Frey, M. (1987a):** *Low Temperature Metamorphism.* Blackie, Glasgow.
- Frey, M. (1987b):** The reaction-isograd kaolinite + quartz = pyrophyllite + H₂O, Helvetic Alps, Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 67, 1-11.
- Frey, M. (1988):** Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 171-183.
- Frey, M., Hunziker J.C., Roggwiler, P. & Schindler, C. (1973):** Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 39, 185-218.
- Frey, M. & Wieland, B. (1975):** Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 55, 407-418.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U., & Schwizer, B. (1980b):** Very low grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae Geol. Helv.* 73, 173- 203.
- Gharrabi, M., Velde, B. (1995):** Clay mineral evolution in the Illinois Basin and its causes. *Clay Minerals.* 30; 4, 353-364.
- Goffe, B. & Vidal, O. (1988):** The reaction cookeite + quartz = petalite + pyrophyllite determined experimentally in the range 300-500 degrees C and 800-1400 bars. *Terra Cognita.* 8; 1, p 64.
- Goy-Eggenberger, D. & Kübler, B. (1990):** Résultats préliminaires d'un essai de zonéographie métamorphique à travers les formations calcaires de la nappe de Morcles. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 83-88.
- Goy-Eggenberger, D., Rumley, G. & Kübler, B. (1993):** "Illite crystallinity" (IC), Scherrer width (SW) or Full Width at the Half Maximum (FWHM): critical appraisal of the measurement technique and original analogical versus computerized measurements correlations. *TERRA abstracts.* Vol. 5. 417.
- Grüner, J.W. (1944):** The structure of stilpnomelane re-examined. *Amer. Min.,* vol. 29, 291.
- Guidotti, C.V., Mazzoli, C., Sassi, F.P. & Blencoe, J.G. (1992):** Compositional controls on the cell dimensions of 2M₁ muscovite and paragonite. *Eur. J. Mineralogy.* vol. 4, 283-287.
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., Sassi, R. & Blencoe, J.G. (1994):** The effects of ferromagnesian components on the paragonite-muscovite solvus: a semiquantitative

- analysis based on chemical data for natural paragonite-muscovite pairs. *J. metamorphic Geol.* vol 12, 779-788.
- Halferdahl, L.B. (1961):** Chloritoid: Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *Journ. Petr.*, vol 2, 49.
- Harrison, F.W. & Brindley, G.W. (1957):** The crystal structure of chloritoid. *Acta Cryst.*, vol. 10, 77.
- Hey, M.H. (1954):** Nomenclature of chlorites and oxidized chlorites. *Min. Mag.*, vol. 30, 277.
- Hicks, T. (1996):** The dehydration of pyrophyllite to 5 GPa; electrical conductivity and X-ray diffraction studies. Thesis of the University of Western Ontario. London, ON, Canada.
- Hillier, S & Velde, B. (1991):** Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites. *Clay Minerals* 26, 149-168.
- Hillier, S & Velde, B. (1992):** Chlorite interstratified with a 7Å mineral: an example from offshore Norway and possible implications for the interpretation of the composition of diagenetic chlorites. *Clay Minerals*, 27, 475-486.
- Hillier, S & Velde, B. (1993):** Origin, diagenesis, and mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian basin, Scotland. *Clays and clay Minerals*, 41, n°2, 240-259.
- Huggenberger, P. (1985):** Faltenmodelle und Verformungsverteilung in Deckenstrukturen am Beispiel der Morcles Decke (Helvetikum der Westschweiz). ETH PhD thesis no. 7861, unpublished.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P. & Schwander, H. (1986):** The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92: 157-180.
- Huang, S. (1989):** The influence of disaggregation methods on X-ray diffraction of clay minerals. *Journ. of Sed. Petrol.*, vol. 59, n° 6, 997-1001.
- Huon, S., Kübler, B. & Hunziker, J. (1988):** Identification de mélanges de micas blancs par diffraction des rayons X: application à des séries carbonatées faiblement métamorphisées. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 185-202.
- Huon, S., Burkhard, M. & Hunziker, J. (1994):** Mineralogical, K-Ar, stable and Sr isotope systematics of K-white micas during very low-grade metamorphism of limestones (Helvetic nappes, western Switzerland). *Chemical Geology.* 113; 3-4, 347-376.
- Hutton, C.O. (1938):** The stilpnomelane group of minerals. *Min. Mag.*, vol. 25, 172.
- Jaboyedoff, M. & Thélin, P. (1990):** Preliminary note about illite Scherrer width in regard to preferred orientation. *TERRA abstracts.* Vol. 3, 99.
- Jeanbourquin, P. & Goy-Eggenberger, D. (1991):** Mélanges suprahelvétiques: sédimentation et tectonique au front de la nappe de Morcles. (Vaud, Suisse). *Géologie alpine*, 1991, 1, 67, 43-62.
- Jiang, W.T. & Peacor D.R. (1994):** Formation of corrensite, chlorite and chlorite mica stacks by replacement of detrital biotite in low grade pelitic rocks. *J. metamorphic Geol.* vol 12, 867-884.
- Kirschner, D.L., Sharp, Z.D. & Masson, H. (1995):** Oxygen isotope thermometry of quartz-calcite veins- unraveling the thermal history of structural events of metamorphic grades. *Geological Society of America Bulletin.* 107; 10, 1145-1156.
- Kirschner, D.L., Cosca, M.A., Masson, H. & Hunziker, J.C. (1996):** Staircase (super 40) Ar/ (super 39) Ar spectra of fine-grained white mica; timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology (Boulder).* 24; 8, 747-750.
- Kisch, H.J. (1980):** Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Tavayanne greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Basel. Eclogae Geol. Helv.* 73/3: 753-777.
- Kisch, H.J. (1983):** Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chillingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289-493 and 513-541.

- Kisch, H.J. (1987):** Correlation between indicators of very low grade metamorphism. In: FREY, M.(ed): *Low Temperature Metamorphism*: 227-300; Blackie, London.
- Kisch, H.J. (1990):** Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales used for definition. *J. metamorphic Geol.* 8, 31-46.
- Kisch, H.J. (1991):** Illite "crystallinity": recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and inter-laboratory samples. *J. metamorphic Geol.* 9: 665-670.
- Kisch, H.J. & Frey, M. (1987):** Effect of sample preparation on the measured 10Å peak width of the illite (Illite "crystallinity"). In: Frey, M.(ed): *Low Temperature Metamorphism*: 301-304; Blackie, London.
- Kisch, H.J., Krumm, S., & Warr, L. (1993):** Interlaboratory study of effects of sample preparation on illite cristallinity. *TERRA abstracts*. Vol. 5. 417-418.
- Kitagawa, R. (1997):** Surface microtopography of rectorite (allevardite) from Allevard, France. *Clay Minerals*. 32; 1, 89-95.
- Klug, H.P. & Alexander, L.E. (1974):** *X-Ray Diffraction Procedures*. 2nd edn., Wiley, New York.
- Korikovskiy, S.P., Grecula, P., Boronichin, V.A. & Unanova, O.T (1993):** Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists in the western Gemeric; mineral equilibria and protoliths. *Mineralia Slovaca*. 24; 1-2, 29-37.
- Kossovskaya, A.G. (1961):** Specific nature of epigenetic alteration of terrigenous rocks in platform and geosynclinal regions. *Doklady Acad. Sci. USSR. Earth Sci. Sect.* 130, 123-125.
- Kossovskaya, A.G. & Shutov, V.D. (1958):** Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions. *Eclogae geol. Helv.* 51, 656-666.
- Kossovskaya, A.G. & Shutov, V.D. (1970):** Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology* 15, 11-40.
- Krumm, H. (1984):** Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge-ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. *Geol. Rdsch.* 73, 223- 257.
- Krumm, S. (1992):** Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose. *Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern.* Erlanger geol. Abh. 120 1-75.
- Krumm, S. (1993):** Grain size dependence of K-Ar dates and "IC" values from low grade metapelites and their geological significance. *TERRA abstracts*. Vol. 5. 418.
- Krumm, S. & Buggisch, W. (1991):** Sample preparation effects on illite "crystallinity" measurement: grain size gradation and particle orientation. *J. Metamorphic Geol.* 9: 671-677.
- Kübler, B. (1964):** Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franç. Pétrol.* 19, 1093- 1112.
- Kübler, B. (1967a):** La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse*, 105-121.
- Kübler, B. (1967b):** Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 1, 259-278.
- Kübler, B. (1967c):** Stabilité et fidélité de mesures simples sur les diagrammes de rayons X. *Bull. Groupe franç. Argiles* 19, 39-47.
- Kübler, B. (1968):** Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 2, 385-397.
- Kübler, B. (1969):** Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some fontal part of the Alps. *Referate der Vorträge auf der 47. Jahrestagung der deutsche. mineral. Ges.* 29-40.
- Kübler, B. (1973):** La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre rech. Pau-SNPA* 7, 543-556.
- Kübler, B. (1984a):** Cristallinité de l'illite et diagenèse, révision. *5th Europ. Region. Meeting Sedimentology Abstr.*, 242-243.
- Kübler, B. (1984b):** Les indicateurs des transformations physiques dans la diagenèse. *Température et calorimétrie.* In: *Thermométrie et barométrie géologiques*, Vol. 2 (M. Lagache), *Soc. Fr. min. et cristal.*, 489-596.

- Kübler, B. (1985):** "Cristallinité" de l'illite: Il y a loin de la coupe aux lèvres, ou: de la cuisine aux grandes reconstitutions paléocinématiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 65, 2/3, 367-368.
- Kübler, B. (1986):** Micas dioctaédriques, distinctions des muscovites-phengites 2M1. *Cahiers de l'Institut de géologie, Neuchâtel (Suisse). No.28. Série A.X. no. 12.* 10 p.
- Kübler, B. (1987):** Cristallinité de l'illite. -Méthodes normalisées de préparation.- Méthode normalisée de mesure.- Méthode normalisée automatique de mesure. - *Cahiers de l'Institut de géologie, Neuchâtel (Suisse) No.43. Série A.D.X. no. 2.* 10 p.
- Kübler, B. (1990a):** "Cristallinité" de l'illite et mixed layers: brève révision. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 70, 89-93.
- Kübler, B. (1990b):** Minerali argillosi, dal deposito al metamorfismo. Le associazioni mineralogiche dei sedimenti fini dalla diagenesi al metamorfismo. *Mineral. Petrogr. Acta*, 33, 15-27.
- Kübler, B. (1993):** Diagenèse transformation des argiles et transformation de la matière organique. Coll "Sédimentologie et Géologie de Surface" à la mémoire de Georges Millot. H. Paquet et N. Clauer Ed. 277-306.
- Kübler, B., Martini J. & Vuagnat, M. (1974):** Very low-grade metamorphism in the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 461-469.
- Kübler, B., Pittlon, J.-L., Héroux, Y., Charollais, J. & Weidmann, M. (1979):** Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 347-373.
- Kübler, B. & Grétilat, C. (1984c):** Reconnaissance et distinction du chloritoïde. *Cah. Inst. Géol. Univ. Neuchâtel. Sér. AX.*
- Langenberg, W., Charlesworth, H. & La Rivière, A. (1987):** Computer-constructed cross-section for the Morcles nappe. *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 655-667.
- Lateltin, O. (1988):** Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). PhD thesis, Univ. Fribourg, 127 pp.
- Laubscher, H.P. (1982):** A northern hinge zone of the arc of the Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 233-246.
- Lazarenko, E.K. (1954):** On stilpnomelane. *Min. Sbornik, Lvov Geol. Soc. n° 8,* p. 119. (M.A. 13-61)
- Lezzerini, M., Sartori, F. & Tamponi, M. (1995):** Effect of amount of material used on sedimentation slides in the control of illite "crystallinity" measurements. *Eur. J. Mineral.* vol. 7. 819-823.
- Li, G., Peacor, D.R., Essene, E.J. & Coombs, D.S. (1995):** Relations among phyllosilicates at the stilpnomelane "in" and "out" isograds in pelitic rocks from Southeast Otago section, New Zealand. *Abstracts with Programs - Geological Society of America.* 27; 6, 315.
- Livi, K.J.T., Ferry, J.M. & Veblen, D.R. (1991):** Local equilibrium between chlorite and chloritoid during epizone-grade regional metamorphism in the Glarus Alps, Switzerland. In: Sixth meeting of the European Union of Geosciences. *Terra Abstracts.* 3; 1, 100-101.
- Livi, K.J.T., Ferry, J.M. & Veblen, D.R. (1994):** Reactions during low-temperature metamorphism of aluminous shales. *Abstracts of the General Meeting of the International Mineralogical Association.* 16; 248-249.
- Lugeon, M. (1910):** Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Carte géol. spéc. 60, Comm. géol. Suisse.*
- Lugeon, M. (1914):** Les hautes alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 30.*
- Lugeon, M. (1940):** Atlas géol. Suisse 1:25'000, feuille Diablerets (n° 19) et notice explicative. *Comm. géol. Suisse.*
- Lugeon, M., Argand, E., Oulianoff, N., Reinhard, M. & Poldini, E. (1937):** Atlas géol. Suisse 1:25'000, feuille Saxon-Morcles (n° 10) et notice explicative. *Comm. géol. Suisse.*
- Martini, J. & Vuagnat, M. (1965):** Présence du faciès à zéolites dans la formation des "grès" de Taveyenne (Alpes franco-suisse). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 45, 281-293.

- Massad, M. (1973):** Pétrographie de quelques shales de l'Aalénien de l'Helvétique et de l'Ultraschweiz. Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée de géol. de l'Université de Lausanne. N° 203.
- Masson, H., Herb, R. & Steck, A. (1980):** Helvetic Alps of Western Switzerland, excursion no. 1. in Trümpy, R.: Geology of Switzerland part II. Wepf Basel.
- Massone, H.J. & Schreyer, W. (1987):** Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- Matsuda, T., Kurosaki, M. & Henmi, K. (1992):** Equilibrium boundary between kaolinite and pyrophyllite. *Clay Science*. 8; 5, 297-308.
- Merriman, R.J. & Roberts, B. (1985):** A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, North Wales. *Mineral Mag.* 49 (3), 305-319.
- Milovanovic, D., Milosavljevic, M., Kalenic, M. & Marchig, V. (1994):** Occurrence of chloritoid and pyrophyllite in metaclastic rocks of Morava Zone. *Geologica Balcanica*. 24; 3, 31-38.
- Miyashiro, A. & Seki, Y. (1958):** Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies. *Jap. Journ. Geol. Geogr.*, vol. 29, 199.
- Miyashiro, A. & Shido, F. (1985):** Tschermak substitution in low and middle-grade pelitic schists. *J. Petrology*, 26, 449-487.
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C. JR. (1989):** X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University press. 331 pp.
- Mosar, J. (1988):** Métamorphisme transporté dans les Préalpes. *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 68, 77-94.
- Mosar, J. (1989):** Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 765-794.
- Mullis, J. (1976):** Die Quarzkristalle des Val d'Illicz - Zeugen spätalpiner Bewegungen. *Eclogae geol. Helv.* 69, 343-357.
- Mullis, J. (1979):** The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Minéral.* 102, 526-536.
- Mullis, J. (1987):** Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. In Frey, M., ed., *Low Temperature Metamorphism*, Blackie, Glasgow, 162-199.
- Nyk, R. (1985):** Illite crystallinity in Devonian slates of the Meggen mine (Rhenisch Massif). *Neues Jb. Miner. Mh.* 6, 268-276.
- Odin, G., Velde, B. & Bonhomme, M. (1977):** Radiogenic argon in glauconites as a function of mineral recrystallization. *Earth and Planetary Science Letters*. 37; 1, 154-158.
- Odin, G. (1988):** Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite Bearing Facies - A Comparative Study. *Developments in sedimentology*. Vol. 45, 295 p.
- Oinuma, K., Shimoda, S. & Sudo, T. (1972):** Triangular diagrams for surveying chemical composition of chlorites. *J. Tokyo University, General Education (Nat. Sci.)* 15, 1-33.
- Paradis, S., Velde, B. & Nicot, E. (1983):** Chloritoid-pyrophyllite-rectorite rocks from Brittany, France *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 342-347.
- Pavoni, N. (1980):** Comparison of focal mechanism of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of Central Valais, Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 551-558.
- Pe-Piper, G. (1984):** Low-grade metamorphic minerals from the Triassic volcanic rocks of Tyros, Zarouhla, and Kalamae, Peloponnese, Greece. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen*. 149; 2, 163-175.
- Petruk, W. (1964):** Determination of the heavy atom content of chlorite by means of the X-ray diffractometer. *Am. Miner.* 49, 53-71.
- Phillips, G.N. (1988):** Widespread fluid infiltration during metamorphism of the Witwatersrand goldfields: generation of chloritoid and pyrophyllite. *J. of metamorphic Geol.*, vol. 5, 311-332.
- Pfiffner, O.A. (1993):** The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. *Journal of Structural Geol.*, vol. 15, 511-521.

- Rahn, M., Mullis, J., Erdelbrock, K. & Frey, M. (1994):** Very low-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke, Glarus Alps, Switzerland. *J. of metamorphic Geol.* 12, 625-641.
- Rahn, M., Mullis, J., Erdelbrock, K. & Frey, M. (1995):** Alpine metamorphism in the North Helvetic flysch of the Glarus Alps, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae.* 88; 1, 157-178.
- Ramsay, J. (1981):** Tectonics of the Helvetic Nappes. in: Thrust and nappe tectonics, Geol. Soc. spec. Publ. 9, London.
- Ramsay, J.G. & Wood, D.S. (1973):** Geometric effects of volume change during deformation. *Tectonophysics* 16, 263-277.
- Ramsay, J.G. & Huber, I.M. (1983):** The techniques of modern structural geology. Academic Press.
- Ramsay, J.G., Dietrich, D. & Casey, M. (1985):** Structural transect of the Swiss Alps, Field excursion C - International Symposium on Foreland Basins, Fribourg, 2-4. Sept. 1985, Excursion Guidebook. Allen, P., Homewood, P. & Williams, G. eds.
- Renévier, E. (1890):** Monographie géologique des Hautes-Alpes vandoises et parties avoisinantes du Valais. *Mat. Carte géol. Suisse* 16.
- Rey, J. Ph. & Kübler, B. (1983):** Identification des micas des séries sédimentaires à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 63, 13-36.
- Reynolds, R.C. (1985):** NEWMOD@ - a computer program for the calculation of one-dimensional diffraction profiles of clays. R.C. Reynolds, 8 Brook Road Hannover, N.H., U.S.A.
- Riedel, D. (1966):** Ein Beitrag zur Mineralogie und Chemie der Tone aus dem Tertiär Niederrheinischen Bucht. Diss. Univ. Köln.
- Roberts, B., Morrison, C. & Hiron, S. (1990):** Low grade metamorphism of the Manx Group, Isle of Man: a comparative study of white mica 'crystallinity' techniques. - *J. Geol. Soc. London.* 147: 271-277.; London.
- Robinson, D., Warr, L.N. & Bevins, R.E. (1990):** The illite "crystallinity" technique: a critical appraisal of its precision. *J. metamorphic Geol.*, 8, 333-344.
- Rosenfeld, J. L. (1956):** Paragonite in the schist of Glebe Mountain, southern Vermont. *Amer. Min.*, vol. 41. 144.
- Roubault, M., Fabries, J., Touret, J. & Weissbrod, A. (1963):** Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Poinat. 365p.
- Rueh, P. (1983):** De Champéry à Susafte: relations stratigraphiques, structurales, métamorphiques entre l'Autochtone, le Parautochtone et la nappe de Morcles. Travail de Diplôme, Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.
- Ruffini, R., Polino, R., Cosca, M.A., Hunziker, J.C. & Masson, H. (1993):** New data on Taveyanne-related volcanic activity. *Plinius*, v. 10. 223-224.
- Rumley, G. & Adatte, Th. (1983):** Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 16 μm pour analyse par diffraction X. - *Cahiers de l'Institut de Géologie, Neuchâtel (Suisse)* No. 9. Série A.G.: 5. 4 p.
- Schaer, J.P. & Persoz, F. (1976):** Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. géol. France* 18, 1239-1250.
- Schaub, H.P. (1936):** Geologie des Rawilgebietes (Berneralpen). Diss., Univ. Basel.
- Scherrer, P. (1918):** Bestimmung der Grösse und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen *Göttinger Nachr. Math. Phys.* 2, 98-100.
- Schoen, R. (1962):** Semi-quantitative analysis of chlorites by X-ray diffraction. *Am. Miner.* 47, 1384-1392.
- Seidel, E. (1978):** Zur Petrologie der Phyllit-Quartzit serie Kretas. *Habil schrift Braunschweig.*
- Shirozou, H. (1958):** X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan with a note on their interference colors. *Mineral. J. Vol.* 2/4, 209-223.
- Siddans, A. (1983):** Finite strain pattern in some Alpine nappes. - *J. struct. Geol.* 3/4, 441-448.
- Smykatz-Kloss, W. & Althaus, E. (1974):** Experimental investigation of the temperature dependence of the "crystallinity" of illites and glauconites. *Bull. Groupe franç. Argiles* 26, 319-325.

- Spötl, C., Houseknecht, D.W. & Longstaffe, F.J. (1994):** Authigenic chlorites in sandstones and indicators of high temperature diagenesis, Arkoma foreland basin, USA. *J. of sedimentary research*, Vol. A64, n° 3. 553-566.
- Srodon, J., Elsass, F., McHardy, W.J., & Morgan, D.J. (1992):** Chemistry of illite smectite inferred from TEM measurements of fundamental particles. *Clay Minerals*, 27, 137-158.
- Steiner, A. (1968):** Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. *Clays and Clay minerals*. 16, 193-213.
- Stelz-Dale, E. (1989):** Mineral paragenesis in the system SiO (sub 2) O-Al (sub 2) O (sub 3) -H (sub 2) O-K (sub 2) O at low temperature in early Proterozoic argillites, Cottonwood County, Minnesota. Thèse. 140 p.
- Theye, T., Seidel, E. & Vidal, O. (1992):** Carpholite, sudoite, and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. *European Journal of Mineralogy*. 4; 3, 487-507.
- Theye, T. & Siedel, H. (1993):** Chloritoid carpholite and sudoite in very low-grade metamorphic rocks of the Wippra metamorphic zone (Harz, Germany). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Monatshefte*. 1993; 2, 3-96. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- Tröger, W.E., Bambauer, U., Taborszky, F. & Trochim, H.D. (1971):** Optische bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart. 188 p.
- Velde, B. (1967):** Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 10, 886-913.
- Velde, B. & Odin, G.S. (1975):** Further information related to the origin of glauconite. *Clays and Clay Minerals*. 23; 5, 376-381.
- Velde, B. (1976):** The chemical evolution of glauconite pellets as seen by microprobe determinations. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*. 40; 315, 753-760.
- Velde, B. & Meunier, A. (1987):** Petrologic phase equilibria in natural clay systems. Newman-A-C-D (editor) Monograph, Mineralogical Society. 6; 423-458.
- Vidal, O. (1997):** Experimental study of the thermal stability of pyrophyllite, paragonite, and clays in a thermal gradient. *European Journal of Mineralogy*. 9; 1, 123-140.
- Vuitel, J.M. (1987):** "Cristallinité de l'illite" : synthèse de quelques travaux effectués dans l'Helvétique alpin. - Cahiers de l'Institut de géologie, Neuchâtel (Suisse) No. 50. Série A.D. 2. 26 p.
- Wang, H., Frey, M. & Stern, W.B. (1996):** Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the helvetic alps of eastern Switzerland. *Clays and clay Minerals*, vol. 44. n°1. 96-112.
- Warr, L. (1993):** A calibration approach to the standardisation of XRD clay mineral "crystallinity" and crystallite (domain) size data. *TERRA abstracts*. Vol. 5. 421.
- Warr, L. (1996):** Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *European Journal of Mineralogy*. 8; 1, 115-127. 1996.
- Warr, L. & Rice, A.H.N. (1994):** Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. metamorphic geol.* 12, 141-152.
- Weaver, C.E. (1960):** Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 44, 1505-1518.
- Weaver, C.E. & Beck, K.C. (1971):** Clay water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 134.
- Weaver C.E. & Pollard L.D. (1973):** The Chemistry of Clay Minerals, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- Weaver, C.E. & Broekstra, B.R. (1984):** Illite-Mica. In *Shale-Slate Metamorphism in Southern Appalachians*, eds. Weaver, C.E. et al., *Developments in Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam, 67-97.
- Wetzel, R. (1973):** Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus dem Grünschieferfazies. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 53, 273-298.
- Winkler, H.G.F. (1967):** Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin.

- Winkler, H.G.F. (1979):** Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 5th edn., Springer Verlag, New York.
- Yoder, H.S. & Eugster, H.P. (1955):** Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 225-280.
- Zhou, T., Dong, G. & Phillips, N. (1994):** Chemographic analysis of assemblages involving pyrophyllite, chloritoid, chlorite, kaolinite, kyanite, quartz: application to metapelites in the Witwatersrand golfields, South Africa. *J. Metamorphic Geol.* 12, 655-666.

**UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
INSTITUT DE GÉOLOGIE**

**Laboratoire de minéralogie, pétrographie
et géochimie (LMPGN)**

**Faible métamorphisme
de la nappe de Morcles:**

Minéralogie et géochimie

Annexes

**Thèse de doctorat
année 97-98**

Doris Goy-Eggenberger

Annexes

1. Coordonnées et lithostratigraphie des échantillons
2. Diffraction RX: tableaux des résultats
3. Microsonde: tableaux des résultats

Annexe 1

Coordonnées et lithostratigraphie des échantillons

No. éch.	Lieu géogr.	X coord.	Y coord.	Alt. m.	Age	Lithostratigraphie
1	Sailon	579600	113250	460	Cénomarien-Albien (Gault)	Chlorito-schistes
2	Sailon	579600	113250	460	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Marbres rubanés gris clair
2a	Sailon	579600	113250	460	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires schisteux
3	Sailon	579600	113250	460	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Marbres blancs
3a	Sailon	579600	113250	480	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Marbres blancs rubanés
4	Sailon	579600	113250	480	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Marbres blancs
5	Sailon	579600	113250	480	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Marbres gris
6	Sailon	579600	113250	480	Hautenvien	Marbres rubanés à dolomite
7	Sailon	579460	113440	618	Argovien	Calcaires gris
8	Sailon	579430	113440	618	Argovien	Calcaires gris
9	Sailon	579460	113440	616	Argovien	Calcaires
10	Sailon	579430	113440	618	Argovien	Calcaires gris
11	Sailon	579430	113440	620	Argovien	Calcaires gris
12	Sailon	579230	113500	760	Argovien	Calcaires gréseux
13	Sailon	579230	113500	760	Argovien	Calcaires gris
14	Sailon	579000	113500	930	Argovien	Calcaires gris
15	Sailon	578000	113500	950	Argovien	Calcaires dolomitiques
16	Sailon	579000	113500	930	Argovien	Calcaires gris
17	Neimia	583750	117775	940	Calovo-oxfordien	Calcaires gréseux
18	Neimia	583800	117775	975	Calovo-oxfordien	Calcaires schisteux
19	Neimia	583850	117775	980	Argovien	Calcaires gréseux
20	Neimia	584000	117550	800	Toarcien inférieur	Calcaires gris
21	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
22	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
23	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
24	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
25	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
26	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
27	Tenèvre	578900	116170	1300	Aalénien	Schistes noirs
28	Le Dailey	579450	114800	1360	Bajocien inférieur	Calcaires gréseux
29	Le Dailey	579450	114770	1360	Bajocien inférieur	Calcaires gréseux
30	Le Dailey	579450	114740	1360	Bajocien inférieur	Calcaires gréseux
31	Le Dailey	579450	114710	1360	Bajocien inférieur	Calcaires schisteux
32	Le Dailey	579450	114680	1350	Bajocien inférieur	Calcaires gréseux
33	Le Dailey	579450	114650	1350	Bajocien inférieur	Calcaires gris
34	Le Dailey	579450	114620	1350	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
35	Le Dailey	579450	114590	1350	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
36	Le Dailey	579450	114560	1350	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
37	Le Dailey	579450	114530	1350	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
38	Le Dailey	579450	114500	1350	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
39	Le Dailey	579450	114470	1340	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
40	Le Dailey	579450	114440	1340	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
41	Le Dailey	579450	114410	1340	Bajocien inférieur	Calcaires dolomitiques
42	Le Dailey	579450	114380	1340	Bajocien supérieur	Calcaires dolomitiques
43	Le Dailey	579450	114350	1340	Bajocien supérieur	Calcaires gris
44	Le Dailey	578100	113250	1330	Crétacé	Calcaires dolomitiques
45	Le Dailey	578190	113325	1330	Crétacé	Calcaires dolomitiques
46	Le Dailey	578280	113400	1330	Crétacé	Calcaires gris
47	Le Dailey	578370	113475	1330	Malm	Calcaires gris
48	Le Dailey	578460	113550	1330	Malm	Calcaires gris
49	Le Dailey	578550	113625	1330	Malm	Calcaires gris
50	Le Dailey	578640	113700	1330	Malm	Calcaires gris
51	Le Dailey	578730	113775	1330	Malm	Calcaires gréseux
52	Le Dailey	578820	113850	1330	Malm	Calcaires gréseux
53	Le Dailey	578910	113925	1330	Malm	Calcaires schisteux
54	Le Dailey	579000	114000	1330	Bajocien supérieur	Calcaires gréseux
55	Le Dailey	579090	114075	1330	Bajocien supérieur	Calcaires schisteux
56	Le Dailey	579180	114150	1330	Bajocien supérieur	Calcaires gréseux
57	Le Dailey	579270	114225	1330	Bajocien supérieur	Calcaires gréseux
58	Le Dailey	579360	114300	1330	Bajocien supérieur	Calcaires gréseux
59	Le Dailey	579450	114360	1320	Bajocien supérieur	Calcaires gréseux
60	Arbalesse	574975	122600	1290	Valenginien	Calcaires schisteux
61	Arbalesse	574925	122600	1270	Hautenvien	Calcaires schisteux
62	Arbalesse	574850	122620	1320	Hautenvien	Calcaires dolomitiques
63	Arbalesse	574650	122800	1300	Hautenvien	Calcaires schisteux
64	Arbalesse	574575	122800	1280	Barrémien inférieur	Calcaires schisteux
65	Arbalesse	574525	122700	1220	Barrémien-Aptien (Urgonien moy)	Calcaires dolomitiques
66	Arbalesse	574450	122725	1240	Barrémien-Aptien (Urgonien moy)	Calcaires dolomitiques
67	Arbalesse	574400	122750	1200	Aptien (Urgonien sup)	Couche à Orbitolines
68	Arbalesse	574350	122750	1180	Barrémien-Aptien (Urgonien moy)	Calcaires clairs
69	Arbalesse	574350	122750	1160	Sidérolithique	Argiles rouges

Echantillonnage

No. éch.	Lieu géogr.	X coord.	Y coord.	Allit. m.	Age	Lithostratigraphie
70	Arbalesse	574350	122750	1180	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires clairs
71	Arbalesse	574350	122750	1180	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires clairs
72	Arbalesse	574350	122750	1180	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires clairs
73	Arbalesse	574350	122750	1180	Cénomarien-Albien (Gault)	Quartzites glauconieux
74	Arbalesse	574325	122750	1180	Cénomarien-Albien (Gault)	Grès glauconieux
75	Arbalesse	574300	122750	1170	Priabonien	Calcaires nummulitiques
76	Arbalesse	574250	122750	1170	Priabonien	Calcschistes à globigérines
77	Arbalesse	574175	122750	1130	Oligocène inférieur	Flysch
78	Les Crots	574525	122325	1290	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires clairs
79	Les Crots	574475	122250	1320	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires clairs
80	Les Crots	574425	122175	1330	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires clairs
81	Les Crots	574400	122200	1340	Hauterivien	Calcaires gréseux
82	Les Crots	574375	122150	1360	Hauterivien	Calcaires gréseux
83	Les Crots	574375	122200	1380	Hauterivien	Calcaires gréseux
84	Les Crots	574275	122175	1400	Hauterivien	Calcaires dolomitiques
85	Les Crots	574275	122325	1440	Barrémien	Calcaires gréseux
86	Les Crots	574275	122325	1440	Barrémien	Calcaires gréseux
87	Arbalesse	574750	122575	1205	Hauterivien	Calcaires gréseux
88	Arbalesse	574800	122575	1205	Hauterivien	Calcaires gréseux
89	Pont-de-Nant	574870	122325	1290	Valanginien	Calcaires gris
90	Pont-de-Nant	574850	122325	1295	Hauterivien	Calcaires gréseux
91	Frenières	571975	123975	1138	Hauterivien	Calcaires à radiolaires
92	Frenières	571990	123900	1170	Hauterivien inférieur	Calcaires siliceux
93	Frenières	572000	123850	1170	Hauterivien inférieur	Calcaires siliceux
94	Frenières	572025	123775	1170	Berriasien inférieur	Calcaires mameux
95	Frenières	572075	123725	1170	Valanginien inférieur	Calcaires plaquetés
96	Frenières	572100	123650	1190	Valanginien inférieur	Calcaires plaquetés
97	Frenières	572150	123550	1140	Oligocène inférieur	Schistes gréseux (flysch)
98	Frenières	572200	123425	1140	Oligocène inférieur	Calcschistes (flysch)
99	Frenières	572280	123400	1180	Oligocène inférieur	Flysch
100	Frenières	572300	123330	1160	Oligocène inférieur	Flysch
101	Frenières	572325	123250	1160	Oligocène inférieur	Flysch
102	Saillon	580240	113130	470	Lotharingien	Calcaire gréseux
103	Saillon	580260	113140	470	Lotharingien	Grès
104	Saillon	580180	113110	470	Hettangien-Sinemurien	Grès dolomitiques
105	Saillon	580070	113220	490	Trias sup.	Calcaires dolomitiques
106	Saillon	580040	113190	480	Rhétien	Grès dolomitiques
107	Saillon	580020	113180	470	Rhétien	Grès dolomitiques
108	Saillon	580000	113170	470	Rhétien	Argiles dolomitiques
109	Saillon	579960	113170	480	Hettangien-Sinemurien	Argiles dolomitiques
110	Saillon	579920	113140	470	Lotharingien	Calcaires gréseux
111	Saillon	579610	113270	480	Hauterivien	Calcaires gréseux
112	Saillon	579610	113270	480	Hauterivien	Calcaires gréseux
113	Saillon	579620	113280	480	Valanginien	Calcaires gréseux
114	Saillon	579630	113250	480	Valanginien	Calcaires gréseux
115	Saillon	579640	113240	490	Malm	Calcaires dolomitiques
116	Saillon	579660	113230	490	Callovo-oxfordien	Calcaires schisteux
117	Saillon	579680	113230	490	Bajocien	Calcaires schisteux
118	Saillon	579710	113240	500	Bajocien	Calcaires gréseux
119	Saillon	579780	113270	510	Aalénien	Schistes
120	Saillon	579820	113230	510	Aalénien	Schistes
121	Saillon	579820	113210	500	Pliensbachien	Schistes calcaires
122	Saillon	580400	113340	520	Pliensbachien	Calcaires gréseux
123	Saxon	579690	110450	510	Malm	Calcaires gréseux
124	Saxon	579680	110430	510	Argovien	Schistes calcaires
125	Saxon	579390	110440	470	Argovien	Calcaires gréseux
126	Saxon	579330	110440	468	Hettangien-Sinemurien	Calcaires gréseux
127	Saxon	579320	110430	468	Lotharingien	Calcaires gréseux
128	Courtenaz	584785	124300	1135	Berriasien	Calcaires gréseux
129	Courtenaz	584785	124300	1135	Berriasien	Calcaires gréseux
130	Courtenaz	584785	124300	1135	Berriasien	Calcaires gréseux
131	Derborence	583775	125500	1330	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
132	Derborence	583775	125490	1330	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
133	Derborence	583775	125450	1330	Barrémien	Calcaires
134	Derborence	583780	125250	1440	Hauterivien	Calcaires gréseux
135	Derborence	583775	125265	1430	Hauterivien	Calcaires gréseux
136	Derborence	583770	125270	1420	Hauterivien	Calcaires gréseux
137	Derborence	583750	125285	1410	Hauterivien	Calcaires gréseux
138	Derborence	583700	125300	1400	Hauterivien	Calcaires gréseux
139	Derborence	583720	125320	1390	Barrémien	Calcaires gréseux
140	Derborence	583730	125330	1390	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires

Echantillonnage

No. éch.	Lieu géogr.	X coord.	Y coord.	Alt. m.	Age	Lithostrelographie
141	Derborence	583740	125350	1380	Barrémien	Calcaires gréseux
142	Derborence	583750	125370	1380	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
143	Derborence	583760	125390	1370	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
144	Derborence	583775	125400	1360	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
145	Lizeme	585280	118720	830	Valanginien	Calcaires
146	Lizeme	585120	118840	870	Valanginien	Calcaires gréseux
147	Lizeme	585000	119240	930	Valanginien	Calcaires gréseux
148	Lizeme	585320	120360	1000	Valanginien	Calcaires
149	Lizeme	585000	121280	1180	Valanginien	Calcaires
150	Lizeme	584475	122750	1370	Hauterivien	Calcaires
151	Lizeme	584470	122750	1370	Hauterivien	Calcaires
152	Lizeme	584460	122775	1370	Priabonien	Marnes à globigérines
153	Lizeme	584450	122800	1370	Priabonien	Marnes à globigérines
154	Lizeme	584475	122900	1370	Oligocène inférieur	Flysch
155	Lizeme	584275	122970	1365	Priabonien	Calcaires nummulitiques
156	Lizeme	584250	123000	1365	Priabonien	Calcaires nummulitiques
157	Lizeme	584330	123100	1370	Priabonien	Marnes à globigérines
158	Lizeme	584350	123150	1370	Hauterivien	Calcaires gréseux
159	Lizeme	584350	123200	1370	Hauterivien	Calcaires gréseux
160	Lizeme	584350	123275	1360	Hauterivien	Calcaires gréseux
161	Lizeme	584325	123300	1350	Hauterivien	Calcaires gréseux
162	Lizeme	584350	123350	1350	Hauterivien	Calcaires gréseux
163	Lizeme	584375	123400	1350	Hauterivien	Calcaires gréseux
164	Lizeme	584375	123425	1340	Hauterivien	Calcaires gréseux
165	Lizeme	584375	123450	1340	Hauterivien	Calcaires gréseux
166	Lizeme	584400	123475	1330	Hauterivien	Calcaires gréseux
167	Lizeme	584410	123510	1320	Valanginien	Calcaires gris
168	Lizeme	584415	123540	1315	Valanginien	Calcaires gris
169	Lizeme	584420	123570	1300	Valanginien	Calcaires gréseux
171	Martinaux	570025	118200	1700	Valanginien	Calcaires gris
172	Martinaux	570050	118200	1710	Valanginien	Calcaires gris
173	Chamoson	582200	117300	790	Toarcien inférieur	Schistes à dolomite
174	Chamoson	582200	117300	790	Toarcien inférieur	Schistes à dolomite
175	Chamoson	582040	117250	875	Toarcien inférieur	Schistes gris foncé
176	Chamoson	581650	117180	950	Aalénien	Schistes mordorés
177	Chamoson	581380	117130	995	Aalénien	Schistes mordorés
178	Derborence	582350	124800	1610	Barrémien sup. (Urgonien inf.)	Calcaires gris à rudistes
179	Derborence	582350	124800	1610	Barrémien sup. (Urgonien inf.)	Calcaires gris à rudistes
180	Derborence	582300	124825	1630	Barrémien sup. (Urgonien inf.)	Calcaires gris à rudistes
181	Derborence	581725	123500	1760	Barrémien	Calcaires fins foncés
182	Derborence	581500	123200	1800	Hauterivien	Calcaires fins foncés
183	Derborence	581475	123350	1770	Hauterivien	Calcaires fins foncés
184	Derborence	581425	123450	1800	Barrémien sup. (Urgonien inf.)	Calcaires gris à rudistes
185	Derborence	581750	123800	1810	Barrémien sup. (Urgonien inf.)	Calcaires gris à rudistes
186	Derborence	581825	124000	1820	Barrémien sup. (Urgonien inf.)	Calcaires gris à rudistes
187	Derborence	582425	124575	1700	Priabonien	Calcaires mameux fins
188	Chamoson	581380	117130	995	Aalénien	Schistes mordorés
189	Chamoson	581380	117130	995	Aalénien	Schistes mordorés
192	Chamoson	579520	119370	1720	Callovo-oxfordien	Oolithe ferrifère
193	Chamoson	579520	119395	1735	Argovien	Calcaires mameux lités
194	Chamoson	579480	119300	1680	Bajocien	Calcaires gréseux
195	Chamoson	579430	119140	1550	Bajocien	Calcaires gréseux
196	Chamoson	579400	118850	1470	Bajocien	Calcaires gréseux
197	Chamoson	579420	118760	1460	Bajocien	Calcaires gréseux
198	Chamoson	579675	117920	1440	Aalénien	Schistes mordorés
199	Chamoson	580190	117420	1285	Aalénien	Schistes mordorés
201	Triolo	577375	113630	1715	Malm	Calcaires gris
202	Triolo	577375	113630	1720	Malm	Calcaires gris
203	Triolo	577375	113630	1720	Malm	Calcaires gris
204	Triolo	577370	113630	1725	Malm	Calcaires gris
205	Triolo	577365	113620	1730	Malm	Calcaires gris
206	Triolo	577360	113610	1710	Malm	Calcaires gris
207	Triolo	577360	113600	1705	Valanginien	Calcaires gris
208	Triolo	577360	113550	1700	Valanginien	Calcaires gris
209	Triolo	577360	113500	1680	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires gris
210	Triolo	577360	113480	1640	Trias	Calcaires dolomitiques
211	Gd. Chavalard	576750	114615	1850	Malm	Calcaires gris
212	Gd. Chavalard	578750	114815	1650	Malm	Calcaires gris
213	Gd. Chavalard	574250	112900	2160	Trias	Calcaires gris
214	Gd. Chavalard	574250	112900	2160	Trias	Calcaires dolomitiques
215	Gd. Chavalard	574260	112940	2180	Trias	Calcaires dolomitiques

Echantillonnage

No. éch.	Lieu géogr.	X coord.	Y coord.	Altit. m.	Age	Lithostratigraphie
216	Gd. Chavalard	574300	112940	2200	Malm	Calcaires gréseux
217	Gd. Chavalard	574325	112950	2210	Malm	Calcaires
218	Gd. Chavalard	574530	112900	2180	Hauterivien	Calcaires gréseux
219	Gd. Chavalard	574530	112900	2175	Hauterivien	Calcaires gréseux
220	Gd. Chavalard	574540	112850	2150	Hauterivien	Calcaires gréseux
221	Gd. Chavalard	574540	112900	2100	Hauterivien	Calcaires gréseux
222	Gd. Chavalard	576000	113500	1900	Trias	Calcaires gréseux
223	Gd. Chavalard	576000	113500	1900	Trias	Calcaires gréseux
224	Gd. Chavalard	578000	113500	1900	Trias	Calcaires
225	Gd. Chavalard	578000	113500	1900	Trias	Calcaires
226	Gd. Chavalard	576000	113500	1900	Trias	Calcaires gréseux
227	Gd. Chavalard	576000	113500	1900	Trias	Calcaires gréseux
230	Dt. de Morcles	571870	118200	2620	Cénomaniens-Albien (Gault)	Calcaires gréseux (rouges)
231	Dt. de Morcles	571870	116220	2620	Cénomaniens-Albien (Gault)	Calcaires gréseux verts
232	Dt. de Morcles	571890	116260	2630	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires gréseux
233	Dt. de Morcles	571900	116280	2630	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires
234	Dt. de Morcles	571950	116350	2700	Barrémien	Calcaires gréseux
235	Dt. de Morcles	571960	116370	2700	Barrémien	Calcaires gréseux
236	Dt. de Morcles	571960	116400	2800	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires
237	Dt. de Morcles	571970	116450	2900	Hauterivien	Calcaires gréseux
238	Dt. de Morcles	571980	116500	2970	Hauterivien	Calcaires gréseux
239	Dt. de Morcles	571930	116350	2850	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires
240	Dt. de Morcles	571930	116300	2800	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires gréseux
241	Dt. de Morcles	571920	116200	2750	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires gréseux
242	Dt. de Morcles	571920	116200	2700	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires gréseux
243	Dt. de Morcles	571955	116245	2640	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires gréseux
244	Dt. de Morcles	571950	116250	2630	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires schisteux
245	Dt. de Morcles	571770	116250	2620	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires schisteux
246	Dt. de Morcles	571850	116200	2630	Aptien (Urgonien sup)	Calcaires gréseux
247	Dt. de Morcles	571500	116500	2580	Oligocène inférieur	Calcaire gréseux
248	Dt. de Morcles	571500	116500	2540	Malm?	Bloc de calcaire fissuré
249	Dt. de Morcles	571250	116600	2460	Oligocène inférieur	Flysch (Morcles)
250	Dt. de Morcles	571250	116600	2460	Oligocène inférieur	Flysch (Morcles)
251	Dt. de Morcles	571180	116600	2480	Oligocène inférieur	Flysch autochtone
252	Dt. de Morcles	571150	116600	2405	Oligocène inférieur	Flysch autochtone
253	Dt. de Morcles	570900	116600	2250	Oligocène inférieur	Flysch autochtone
254	Anzeindaz	578640	126070	1900	Malm	Calcaires gréseux
255	Anzeindaz	578700	126020	1930	Priabonien	Marnes à globigérines
256	Anzeindaz	578720	126000	1950	Priabonien	Marnes à globigérines
257	Anzeindaz	578750	125420	1975	Sidérolithique	Grès
258	Anzeindaz	578750	125420	1975	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
259	Anzeindaz	578700	125340	2000	Barrémien-Aptien (Urgonien)	Calcaires
260	Anzeindaz	578890	125150	2016	Barrémien	Calcaires gréseux
261	Anzeindaz	578900	124900	2020	Barrémien	Calcaires
262	Anzeindaz	579000	124800	2075	Barrémien	Calcaires schisteux
263	Anzeindaz	579000	124670	2110	Hauterivien	Calcaires gréseux
264	Anzeindaz	578640	124400	2210	Hauterivien	Calcaires gréseux
265	Anzeindaz	578600	124340	2220	Hauterivien	Grès
266	Anzeindaz	578800	123850	2320	Hauterivien	Calcaires gréseux
267	Anzeindaz	578700	123680	2350	Hauterivien	Calcaires gréseux
268	Anzeindaz	578360	123360	2420	Valanginien	Calcaires gréseux
269	Anzeindaz	578420	123360	2380	Berrisien	Calcaires dolomitiques
270	Anzeindaz	578950	126010	1920	Oligocène inférieur	Flysch
301	Ardéve	582070	115800	700	Sinémurien	Schistes à dolomite
302	Ardéve	582070	115800	700	Sinémurien	Schistes à dolomite
303	Ardéve	582070	115800	700	Sinémurien	Schistes à dolomite
304	Ardéve	582070	115800	700	Sinémurien	Schistes gris clair
305	Ardéve	582070	115800	700	Sinémurien	Schistes à dolomite

Annexe 2

Tableaux des résultats de la diffraction RX: intensités brutes en coups par minute (CPM)

A. Roche totale (poudre désorientée): minéraux essentiels + accessoires

B. Fractions argileuses fines orientées

1 Micas: intensités brutes en CPM des réflexions basales (00 ℓ)

- des fractions argileuses < 2 μm , air-dry (AD)
- des fractions argileuses 2-16 μm (AD)

2. Chlorites: intensités brutes en CPM) des réflexions basales (00 ℓ)

- des fractions argileuses < 2 μm , air-dry (AD)
- des fractions argileuses 2-16 μm (AD)

3. Mesure de la Largeur de Scherrer (LS) en $^{\circ}2\theta$ du premier pic du mica à 10Å (fractions < 2 μm (AD et glycol) et fractions 2-16 μm (AD)) et mesure de la LS de la chlorite à 7Å (fractions < 2 μm (AD))

4. Minéraux index et accessoires (fractions argileuses orientées < 2 μm air-dry (AD))

5. Minéraux index et accessoires (fractions argileuses orientées 2-16 μm air-dry (AD))

A. Roche totale (poudre désorientée): minéraux essentiels + accessoires

Nom du minéral	Réflexion: hkl	Position: °2θ (SCINTAG)	Position: dÅ
Calcite	104	29.45	3.03
Quartz	101	26.67	3.34
Plagioclases	002,220,040	27.95	3.19
Feldspaths potassiques	002,220,040	27.51	3.24
Dolomite	104	30.92	2.89
Micas	001/002	~ 8.8	~10
Chlorite	002	~12.6	~7
Pyrite-marcassite-hématite*	200/104/130	~33.1	~2.7

*en présence du pic seul à ~2.7, ces minéraux ne peuvent être déterminés avec précision

Roche totale (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	calcite 3.03A	quartz 3.34A	plagio. 3.19A	FK 3.24A	dol. 2.89A	micas 10A	chlorite 7.A	min. Fe 2.7A
1	Sailion	142331	165321	10860	5649	0	9215	41572	0
2	Sailion	304980	5640	0	0	0	0	0	0
2a	Sailion	153485	331740	1380	0	0	3480	4920	2040
3	Sailion	328240	7260	0	0	0	0	0	0
4	Sailion	298620	3900	0	0	0	0	0	0
5	Sailion	227760	112920	2340	0	0	1620	1620	2040
6	Sailion	289560	1800	0	0	18000	0	0	0
9	Sailion	313500	3600	0	0	0	0	0	0
12	Sailion	187020	181280	2760	0	0	6120	4500	0
13	Sailion	361740	0	0	0	0	0	0	0
14	Sailion	467100	0	0	0	0	0	0	0
15	Sailion	386160	23760	10080	0	16320	3180	0	0
16	Sailion	174955	0	0	0	6924	0	0	0
17	Neimia	104733	139579	0	0	0	0	2764	2581
18	Neimia	58962	85018	8288	0	0	5801	12224	2581
19	Neimia	134185	15970	0	0	0	0	2084	0
20	Neimia	145881	0	0	0	0	0	0	0
21	Tenèvre	81967	158318	3215	0	0	3267	11793	0
22	Tenèvre	65192	122510	1916	0	0	2531	10260	0
23	Tenèvre	52142	196080	0	1628	0	5019	16981	0
24	Tenèvre	89814	108341	0	1914	0	3819	12217	0
25	Tenèvre	65272	164352	0	1415	0	2973	9123	0
26	Tenèvre	84516	141030	0	1905	0	4121	11966	0
27	Tenèvre	45129	187345	0	2013	3175	4431	12614	1542
28	Le Dalley	120625	95120	0	0	2068	0	0	0
29	Le Dalley	120640	60085	0	0	0	0	0	0
30	Le Dalley	129075	84458	0	0	0	0	0	0
31	Le Dalley	257580	94200	0	0	6720	1380	0	0
32	Le Dalley	429720	5100	0	0	6300	0	0	0
33	Le Dalley	484800	1800	0	0	4020	0	0	0
34	Le Dalley	9747	8475	0	0	669317	0	0	21655
35	Le Dalley	65640	12960	0	0	637920	1380	1380	16080
36	Le Dalley	7380	40200	0	0	388560	0	0	22860
37	Le Dalley	2520	1080	0	0	452880	0	0	21840
38	Le Dalley	6000	1380	0	0	452460	0	0	19980
38	Le Dalley	338100	5640	0	0	23460	0	1380	1800
40	Le Dalley	226440	16200	0	0	121260	0	0	5400
41	Le Dalley	270840	6780	0	0	51420	0	0	2820
42	Le Dalley	123000	15360	0	0	353840	0	1800	15480

Roche totale (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	calcite 3.03A	quartz 3.34A	plagio. 3.19A	FK 3.24A	dol. 2.89A	micas 10A	chlorite 7.A	min. Fe 2.7A
43	Le Dailey	441600	2780	0	0	7260	0	2040	0
44	Le Dailey	397980	13080	0	0	38920	0	1800	2040
45	Le Dailey	226200	15720	0	0	136500	0	2460	6360
46	Le Dailey	135039	0	0	0	0	0	0	0
47	Le Dailey	154412	0	0	0	2672	0	0	0
48	Le Dailey	153370	2751	0	0	0	0	0	0
49	Le Dailey	140198	2584	0	0	0	0	0	0
50	Le Dailey	144809	2332	0	0	0	0	0	0
51	Le Dailey	95049	8167	0	0	0	0	0	0
52	Le Dailey	140195	11435	0	0	3565	0	0	0
53	Le Dailey	134586	25560	0	0	0	2690	3369	0
54	Le Dailey	126394	7111	0	0	0	0	0	0
55	Le Dailey	84725	25122	2185	0	0	3484	3867	0
56	Le Dailey	139957	70319	0	0	0	0	0	0
57	Le Dailey	155382	13450	0	0	6407	0	0	0
58	Le Dailey	153866	8125	0	0	5816	0	0	0
59	Le Dailey	147344	12799	0	0	4300	0	0	0
60	Arbalesse	281160	353760	2760	0	2340	4560	2460	0
61	Arbalesse	241580	284520	0	4140	8100	2880	5460	5100
62	Arbalesse	229180	357120	2780	0	25080	2480	4140	0
63	Arbalesse	323640	252540	0	9780	7140	2480	4140	0
64	Arbalesse	409260	133880	2460	0	0	2340	4140	0
65	Arbalesse	326220	4920	0	0	53840	1080	2340	3600
66	Arbalesse	129880	4860	0	0	320340	0	2340	17700
67	Arbalesse	428760	5040	0	0	8000	2460	1800	0
68	Arbalesse	431340	18720	0	0	0	0	3180	0
69	Arbalesse	0	241580	4320	4320	3180	5460	16800	48540
70	Arbalesse	532200	33540	0	0	0	1620	2340	0
71	Arbalesse	500220	7080	0	0	2040	0	2040	0
72	Arbalesse	470879	37893	0	0	0	0	0	0
73	Arbalesse	0	488660	0	0	0	5640	3420	31620
74	Arbalesse	237060	214200	0	0	0	0	2340	0
75	Arbalesse	411240	19920	0	0	0	0	2340	0
76	Arbalesse	360240	56940	0	0	1380	2340	2760	2480
77	Arbalesse	132960	288320	27720	0	8940	16140	43980	3660
78	Les Crots	506760	33900	0	0	0	0	5400	0
79	Les Crots	370860	11760	0	0	0	0	0	0
80	Les Crots	347340	16200	0	0	0	0	0	0
81	Les Crots	271020	177240	2340	3600	5520	0	2760	0

Roche totale (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	calcite 3.03A	quartz 3.34A	plagio. 3.19A	FK 3.24A	dol. 2.89A	micas 10A	chlorite 7.A	min. Fe 2.7A
82	Les Crots	303860	112200	3900	0	3900	2340	2880	0
83	Les Crots	283640	134820	0	0	0	2340	3900	2040
84	Les Crots	187535	219818	3241	0	21326	3165	0	6601
85	Les Crots	308780	53640	0	0	0	0	2480	0
86	Les Crots	300780	90600	2340	0	0	0	2340	0
97	Arbalesse	340800	6600	0	0	0	0	0	0
88	Arbalesse	237180	34440	3180	0	3180	2040	2760	2760
89	Pont-de-Nant	386520	1620	1620	0	0	0	1800	0
90	Pont-de-Nant	283740	499540	1800	0	0	0	1800	0
94	Frenières	319080	27840	0	0	2340	0	1800	0
95	Frenières	230820	53040	2760	0	0	1620	6420	0
96	Frenières	333060	9540	1800	0	0	1620	1800	0
97	Frenières	288420	147540	13140	0	0	1620	2340	0
98	Frenières	547500	2040	5460	0	0	1620	2040	0
99	Frenières	17910	384880	11100	40860	0	1800	5280	0
100	Frenières	207420	179078	4080	0	0	2880	5880	1080
101	Frenières	168360	175740	10620	0	9720	3600	9240	2040
102	Sailion	119818	57706	0	0	1678	0	0	0
103	Sailion	40155	252136	0	0	0	0	0	0
104	Sailion	22987	253016	0	0	16400	0	2474	1207
105	Sailion	107434	2543	0	0	59459	0	0	2462
106	Sailion	38718	121284	0	0	44519	0	0	2019
107	Sailion	108381	39445	0	0	2818	0	0	0
108	Sailion	0	129838	9966	3598	8330	24356	0	3945
108	Sailion	37818	227027	2794	0	2135	3497	1745	0
110	Sailion	88675	137253	0	0	0	0	0	0
111	Sailion	89585	48671	0	0	0	0	7308	0
112	Sailion	93309	85403	1676	0	0	0	0	0
113	Sailion	129079	9109	0	0	0	0	0	0
114	Sailion	125258	14520	0	0	0	0	1684	0
115	Sailion	112929	5550	0	0	11554	0	0	0
116	Sailion	110648	30829	1611	0	2756	3233	1584	0
117	Sailion	112821	8496	0	0	0	1568	0	0
118	Sailion	122838	7859	0	0	5533	0	0	0
119	Sailion	2533	13605	3690	3810	0	13059	38573	1453
120	Sailion	0	113895	1787	2207	3119	5158	4915	2015
121	Sailion	100238	88658	0	0	0	3427	1686	0
122	Sailion	137002	57101	0	0	0	0	0	0
123	Saxon	128730	15242	0	0	8088	0	0	0

Roche totale (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	calcite 3.03Å	quartz 3.34Å	plagio. 3.19Å	FK 3.24Å	dol. 2.89Å	micas 10Å	chlorite 7.Å	min. Fe 2.7Å
124	Saxon	117280	20467	0	0	0	1761	0	0
125	Saxon	138205	7050	0	0	3097	0	0	0
126	Saxon	71941	176027	0	0	0	0	0	0
127	Saxon	92289	84432	0	0	0	0	3342	0
128	Courtenaz	135877	28985	0	0	4465	0	0	0
129	Courtenaz	140476	20889	0	0	0	0	0	0
130	Courtenaz	192080	4222	0	0	0	0	0	0
131	Derborence	174825	0	0	0	0	0	0	0
132	Derborence	175983	4047	0	0	0	0	0	0
133	Derborence	177828	0	0	0	0	0	0	0
134	Derborence	100316	112778	0	0	2612	0	0	0
135	Derborence	90868	124481	0	1489	0	0	0	0
136	Derborence	102418	32809	0	0	1739	0	0	0
137	Derborence	110327	33306	2097	0	0	0	0	0
138	Derborence	104640	37342	2042	0	0	0	0	0
139	Derborence	126096	6505	0	0	0	0	0	0
140	Derborence	162873	0	0	0	0	0	0	0
141	Derborence	118775	5878	0	0	0	0	0	0
142	Derborence	181135	0	0	0	0	0	0	0
143	Derborence	184952	0	0	0	0	0	0	0
144	Derborence	182201	0	0	0	0	0	0	0
145	Lizeme	140887	1864	0	0	0	0	0	0
146	Lizeme	88501	84188	2564	0	1879	0	2467	1829
147	Lizeme	123434	19587	0	0	5194	0	0	0
148	Lizeme	157245	0	0	0	0	0	0	0
148	Lizeme	128250	2158	0	0	5464	0	0	0
150	Lizeme	128182	1802	0	0	0	0	0	0
151	Lizeme	142454	3368	0	0	0	0	0	0
152	Lizeme	100963	40686	3023	0	0	4492	9354	0
153	Lizeme	38500	60823	5168	0	0	4844	14029	1400
154	Lizeme	111848	27600	2255	0	0	2079	4237	0
155	Lizeme	107990	19815	0	0	0	0	3284	0
156	Lizeme	142032	4325	0	0	0	0	0	0
157	Lizeme	40626	91361	7615	0	0	2980	11162	0
158	Lizeme	139321	5418	0	0	2463	0	0	0
158	Lizeme	112150	9528	0	0	9025	0	0	0
180	Lizeme	131934	3678	0	0	0	0	0	0
161	Lizeme	126062	49454	2386	0	0	0	0	0
162	Lizeme	140984	3553	0	0	0	0	0	0

Roche totale (CPM)

No. édh.	Lieu géogr.	calcite 3.03Å	quartz 3.34Å	plagio. 3.19Å	FK 3.24Å	dol. 2.89Å	micas 10Å	chlorite 7.Å	min. Fe 2.7Å
183	Lizeme	121737	42569	0	0	0	0	0	0
164	Lizeme	133950	19835	0	0	0	0	0	0
165	Lizeme	97235	115736	1711	0	0	0	0	0
166	Lizeme	140370	7848	0	0	0	0	0	0
187	Lizeme	131107	3377	0	0	0	0	0	0
168	Lizeme	129787	0	0	0	0	0	0	0
169	Lizeme	107498	3493	0	0	0	0	0	0
171	Martinaux	112789	0	0	0	0	0	0	0
172	Martinaux	115718	0	0	0	0	0	0	0
173	Chamoson	105394	58535	0	0	3284	0	0	0
174	Chamoson	59815	103845	0	0	12409	1417	0	0
175	Chamoson	84069	76617	0	0	1556	0	0	0
176	Chamoson	0	71605	0	0	0	0	29086	0
177	Chamoson	4228	103885	3129	3712	0	9916	25767	1027
178	Derborence	134114	0	0	0	0	0	0	0
179	Derborence	161619	0	0	0	0	0	0	0
180	Derborence	180812	0	0	0	0	0	0	0
181	Derborence	188225	4568	0	0	0	0	0	0
182	Derborence	149889	5138	0	0	0	0	0	0
183	Derborence	150973	2710	0	0	0	0	0	0
184	Derborence	178194	0	0	0	0	0	0	0
185	Derborence	185618	0	0	0	0	0	0	0
186	Derborence	186386	0	0	0	0	0	0	0
187	Derborence	124828	2984	0	0	0	0	0	0
188	Chamoson	6142	55744	2883	5585	2593	12697	53672	951
189	Chamoson	7576	34055	0	1421	0	1612	43704	3283
192	Chamoson	48947	23019	0	0	0	0	10892	11343
193	Chamoson	150535	3492	0	0	0	0	0	0
194	Chamoson	122676	101011	0	0	0	0	1837	0
195	Chamoson	146263	32781	0	0	0	0	0	0
198	Chamoson	120965	39769	1609	0	0	0	0	0
197	Chamoson	107394	182280	0	0	5283	0	0	0
198	Chamoson	18959	200134	1906	2603	0	5049	24459	1511
199	Chamoson	0	224930	3220	3394	0	8344	20888	1880
201	Triolo	221100	0	0	0	0	0	0	0
202	Triolo	240599	0	0	0	0	0	0	0
203	Triolo	170716	2740	0	0	0	0	0	0
204	Triolo	213426	2904	0	0	0	0	0	0
205	Triolo	212018	0	0	0	0	0	0	0

Roche totale (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	calcite 3.03A	quartz 3.34A	plagio. 3.19A	FK 3.24A	dol. 2.89A	micas 10A	chlorite 7.A	min. Fe 2.7A
206	Triolo	221416	2980	0	0	0	0	0	0
207	Triolo	212461	0	0	0	5273	0	0	0
208	Triolo	222326	0	0	0	0	0	0	0
209	Triolo	224829	0	0	0	0	0	0	0
210	Triolo	190221	4480	0	0	21508	0	0	0
211	Gd. Chavalard	205231	0	0	0	0	0	0	0
212	Gd. Chavalard	208186	0	0	0	0	0	0	0
213	Gd. Chavalard	382913	7230	0	0	0	0	0	0
214	Gd. Chavalard	5318	38364	0	0	348701	0	0	0
215	Gd. Chavalard	34420	49881	0	0	224719	0	0	0
216	Gd. Chavalard	298559	17833	0	0	6402	0	0	0
217	Gd. Chavalard	308119	0	0	0	0	0	0	0
218	Gd. Chavalard	259749	28805	3103	0	0	0	0	0
219	Gd. Chavalard	351410	10237	0	0	0	0	0	0
220	Gd. Chavalard	306168	41221	0	0	0	0	0	0
221	Gd. Chavalard	249593	138259	0	0	0	0	0	0
222	Gd. Chavalard	9081	44467	0	0	0	0	0	0
223	Gd. Chavalard	309842	81587	0	0	0	0	3892	0
224	Gd. Chavalard	348167	6215	0	0	0	0	0	0
225	Gd. Chavalard	327099	0	0	0	0	0	0	0
226	Gd. Chavalard	301010	58080	0	0	0	0	0	0
227	Gd. Chavalard	4094	128911	9559	4472	0	25334	29566	4369
230	Dt. de Morcles	248161	107478	9289	0	0	0	10079	0
231	Dt. de Morcles	251767	70306	6106	0	0	0	0	9584
232	Dt. de Morcles	357655	16064	0	0	0	0	0	0
233	Dt. de Morcles	374235	0	0	0	0	0	0	0
234	Dt. de Morcles	250817	142028	0	0	0	0	0	0
235	Dt. de Morcles	273245	66559	0	0	0	0	0	0
236	Dt. de Morcles	378258	0	0	0	0	0	0	0
237	Dt. de Morcles	282118	61670	0	0	0	0	5644	0
238	Dt. de Morcles	282222	11323	0	0	0	0	0	0
239	Dt. de Morcles	351975	8480	0	0	0	0	0	0
240	Dt. de Morcles	299638	42496	0	0	0	0	0	0
241	Dt. de Morcles	293864	58519	0	0	0	0	3621	0
242	Dt. de Morcles	308082	62365	0	0	0	0	0	0
243	Dt. de Morcles	278510	93992	0	0	0	0	4167	0
244	Dt. de Morcles	251039	124364	5968	0	0	3567	4200	5271
245	Dt. de Morcles	254264	118935	0	0	0	0	3724	0
246	Dt. de Morcles	276153	82748	0	0	0	0	3562	0

Roche totale (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	calcite 3.03A	quartz 3.34A	plagio. 3.19A	FK 3.24A	dol. 2.89A	micas 10A	chlorite 7.A	mln. Fe 2.7A
247	Dt. de Morcles	245927	101165	0	0	0	0	6180	0
248	Dt. de Morcles	275578	85504	0	0	0	0	0	0
249	Dt. de Morcles	284918	89721	0	0	0	0	0	0
250	Dt. de Morcles	268019	70248	0	0	0	0	0	0
251	Dt. de Morcles	209280	79740	4560	0	0	7140	11040	3540
252	Dt. de Morcles	78540	203400	17880	0	0	16080	27180	0
253	Dt. de Morcles	62940	19160	10880	0	0	20520	45600	0
254	Anzeindaz	253774	16734	0	0	0	0	0	0
255	Anzeindaz	224880	52740	3060	0	0	1880	3120	0
256	Anzeindaz	222840	65520	3060	0	0	2520	3180	0
258	Anzeindaz	220080	2040	0	0	0	0	0	0
259	Anzeindaz	287220	2160	0	0	0	0	0	0
260	Anzeindaz	263340	10620	0	0	0	0	0	0
261	Anzeindaz	340260	0	0	0	0	0	0	0
262	Anzeindaz	241140	58440	2340	0	0	1560	0	0
263	Anzeindaz	247560	42540	0	4080	3120	0	0	0
284	Anzeindaz	170640	141600	0	1800	1560	0	0	0
285	Anzeindaz	84900	34080	2460	0	0	0	0	0
266	Anzeindaz	181020	85480	3660	0	2220	0	0	0
267	Anzeindaz	250140	20520	0	0	2220	0	0	0
288	Anzeindaz	234800	118040	0	0	4080	0	0	0
289	Anzeindaz	149520	121380	1980	0	44700	2460	3000	4260
270	Anzeindaz	197760	90720	3600	0	0	4260	9900	0
301	Leytron	118428	181928	0	0	4909	0	2172	0
302	Leytron	69587	204105	4492	0	8436	5320	8845	1877
303	Leytron	49154	21921	3848	1843	5791	7401	10344	1693
304	Leytron	111406	253213	4635	0	0	0	0	0
305	Leytron	76272	20388	2805	0	8817	1557	10332	1488

B. Fractions argileuses fines orientées

1 Micas: intensités brutes en CPM des réflexions basales (00 λ)

- des fractions argileuses < 2 μm , air-dry (AD)
- des fractions argileuses 2-16 μm (AD)

2. Chlorites: intensités brutes en CPM des réflexions basales (00 λ)

- des fractions argileuses < 2 μm , air-dry (AD)
- des fractions argileuses 2-16 μm (AD)

3. Mesure de la Largeur de Scherrer (LS) en $^{\circ}2\theta$ du premier pic du mica à 10Å (fractions < 2 μm (AD et glycol) et fractions 2-16 μm (AD)) et mesure de la LS de la chlorite à 7Å (fractions < 2 μm (AD))

1 Micas: intensités brutes en CPM des réflexions basales (00 ℓ)

- des fractions argileuses < 2 μm , air-dry (AD)
- des fractions argileuses 2-16 μm (AD)

Fractions fines (micas) en CPM

No. éch.	Lieu géogr.	mica 10Å 2 µm AD	mica 5 Å 2 µm AD	AD mica 2.5Å 2 µm AD	mica 2 Å 2 µm AD	mica 10Å 2 µm GLY	mica 10Å 16 µm AD	mica 5 Å 16 µm AD	mica 2.5 Å 18 µm AD	mica 2 Å 18 µm AD
1	Saillon	63626	21691	4406	14506	93453	73044	32027	6172	26106
2	Saillon	66356	27952	3029	14662	110905	122593	52296	5432	25541
2a	Saillon	88056	29378	6520	26038	134770	184527	81603	24905	113770
3	Saillon	81578	34480	7060	29248	98111	891927	482764	83212	450263
3a	Saillon	86160	52560	7860	28020	163245	135780	75060	13800	60000
4	Saillon	99720	57780	11180	46680	179976	554580	273660	44460	204080
5	Saillon	35740	17824	3287	12919	51538	128628	69324	12998	59807
6	Saillon	41278	21277	2633	13702	61733	165510	108476	16899	55831
7	Saillon	139589	74138	9815	52033	217109	253622	151448	22124	118301
8	Saillon	73988	44568	7033	36976	139547	156385	98806	18919	82923
9	Saillon	71092	38770	3738	20805	100905	163841	90828	10687	53001
10	Saillon	81873	43509	5967	27491	72370	150480	97582	14926	73705
11	Saillon	51419	24371	2662	12197	73005	98921	58661	6748	38384
12	Saillon	25161	9465	1534	4559	36088	38575	16797	1463	8951
13	Saillon	71957	38713	5963	28294	106166	120325	75267	12728	68945
14	Saillon	87730	48074	6258	32747	123213	116571	81914	12379	67505
15	Saillon	61080	31054	4198	20210	79432	93695	54627	8294	40791
16	Saillon	93308	46359	5873	30741	77863	130254	76872	9176	49840
17	Nairnia	74984	34985	5103	23545	72254	63238	37615	6120	28638
18	Nairnia	189342	90900	15017	87867	190983	237080	123567	20915	93720
19	Nairnia	129954	68847	11655	52153	126238	255918	158868	26722	128505
20	Nairnia	75158	32263	4025	16251	70780	109811	53268	8209	29706
21	Tenèvre	105560	35240	4620	18480	92837	129716	55492	8182	34747
22	Tenèvre	82260	30180	3540	14820	77324	66956	27877	3825	15343
23	Tenèvre	158802	87340	9272	41451	147749	108069	48343	6582	30109
24	Tenèvre	202944	89675	13617	53222	183505	147318	62674	8627	39050
25	Tenèvre	119151	47343	5791	25162	91913	74652	28929	3882	16521
26	Tenèvre	187188	74692	10949	52271	120430	98791	41181	5277	24218
27	Tenèvre	100511	38229	4782	20544	88340	75320	31848	4340	18017
28	Le Dailey	33834	13392	1304	7327	32597	45813	21801	3658	15936
29	Le Dailey	32481	12884	1453	6867	30085	44610	21157	2865	13688
30	Le Dailey	45160	19217	2131	11545	43566	53901	26452	3577	18111
31	Le Dailey	55793	21716	1989	10192	46298	41801	22640	4228	17161
32	Le Dailey	136451	88286	9862	42268	121968	113027	65815	8901	44055
33	Le Dailey	52758	25310	4084	16878	64831	375981	189564	27310	139654
34	Le Dailey	188240	92493	9960	47682	224968	379193	233843	34015	166568
35	Le Dailey	154385	73537	7997	40383	176198	254276	155329	23413	116001
36	Le Dailey	343839	18319	88091	88091	406232	338490	211347	31158	155731
37	Le Dailey	289779	131390	17219	85719	324533	213644	147368	23470	124744
38	Le Dailey	218803	109373	14769	68103	248206	140439	104456	16231	84044
39	Le Dailey	60237	27195	3625	15372	85081	145783	82625	11768	60808
40	Le Dailey	51806	23877	3398	20961	114155	201506	133916	20235	109019
41	Le Dailey	70170	34639	4677	21837	158147	445844	256271	36228	181668
42	Le Dailey	70725	40997	6154	28804	160468	206974	125256	18743	95961
43	Le Dailey	45613	20740	2388	12396	101619	237002	119045	17105	90577

Fractions fines (micas) en CPM

No. éch.	Lieu géogr.	mica 10Å 2 µm AD	mica 5 Å 2 µm AD	mica 2.5 2 µm AD	mica 2 Å 2 µm AD	mica 10Å 2 µm GLY	mica 10 16 µm AD	mica 5 Å 18 µm AD	mica 2.5 Å 16 µm AD	mica 2 Å 16 µm AD
44	Le Dailey	107568	46579	5244	21635	143804	182375	123085	18099	95969
45	Le Dailey	121748	53879	8204	27997	94785	216944	131040	19282	100994
46	Le Dailey	54625	28204	3759	16472	59243	150938	83577	10049	53858
47	Le Dailey	53592	19607	2133	10573	53108	53073	16194	1902	9093
48	Le Dailey	80421	37916	4643	24895	73652	210408	117112	15314	79027
49	Le Dailey	101358	53116	7391	36104	96555	277934	185770	29440	158296
50	Le Dailey	80368	41223	5088	26060	69833	238839	141130	19547	102482
51	Le Dailey	86439	46916	7177	35897	82894	188256	163941	29860	152983
52	Le Dailey	79420	42286	6033	31031	69500	245285	170510	31224	182826
53	Le Dailey	174384	91412	16099	77991	150985	315962	210088	45246	200326
54	Le Dailey	87163	31406	4484	21747	65424	142986	82054	11766	61801
55	Le Dailey	131879	68069	12943	58935	125840	217472	127654	25327	119227
56	Le Dailey	88918	45108	6772	38375	75411	137284	84145	14362	75414
57	Le Dailey	44572	21007	2790	13835	39477	147708	84561	12944	71659
58	Le Dailey	48908	25617	3304	18214	45896	147969	93984	12895	70005
59	Le Dailey	29545	15046	2186	10870	25611	88018	47833	7436	43009
60	Arbalesse	66911	24082	2253	10333	75612	26866	11762	1894	5287
61	Arbalesse	48415	5068	1857	2182	54792	17349	2988	1533	1383
62	Arbalesse	37138	12935	1414	6574	43533	12290	5711	700	2489
63	Arbalesse	40847	12915	1767	4996	47099	15352	6466	900	2712
64	Arbalesse	90019	33011	3075	15890	103679	29682	15675	2173	9116
65	Arbalesse	108420	44280	4800	18720	67380	173484	70303	11809	39154
66	Arbalesse	3366	2029	1414	2044	4437	2555	1813	3868	1319
67	Arbalesse	155068	51888	5723	23590	144824	36898	17123	2525	10446
68	Arbalesse	70797	21183	3094	12431	64164	24607	11162	1674	9425
69	Arbalesse	141029	26143	3095	16059	80039	32137	12081	1838	7989
70	Arbalesse	75537	22591	2316	10739	79137	27464	11857	2183	8656
71	Arbalesse	87983	22546	3056	11058	62883	61485	25931	4762	18300
72	Arbalesse	100786	34405	5184	18914	88661	74562	32677	5212	22826
73	Arbalesse	111154	18140	3207	13987	63013	36805	12452	1785	7081
74	Arbalesse	87897	22834	2348	8137	33651	8820	3160	700	1774
75	Arbalesse	38818	27197	1488	5344	38936	27697	12871	2480	6802
76	Arbalesse	77013	20046	2578	9495	72067	13510	5916	1163	3234
77	Arbalesse	182455	85423	7465	34458	196495	54021	22107	3420	9778
78	Les Crots	21951	5998	1825	3337	24672	12957	4511	700	3469
79	Les Crots	38638	12620	1453	4877	36477	10520	5793	1259	3238
80	Les Crots	24591	8182	1701	3632	25225	19583	8440	1714	4520
81	Les Crots	46928	10638	1815	5152	49379	20464	7976	1364	5305
82	Les Crots	65142	27488	2611	11782	121344	54457	24783	3244	14499
83	Les Crots	47342	18457	2193	9904	52723	42079	18110	2903	9525
84	Les Crots	66698	19955	2457	10905	40464	49191	20857	3047	11126
85	Les Crots	65477	25196	2785	12592	42941	50792	26394	3113	16985
86	Les Crots	80283	31125	4435	15898	89964	29771	19064	3481	15140
87	Arbalesse	72479	27483	2762	14958	73860	84237	30639	4052	15456
88	Arbalesse	11832	3216	814	1278	21589	15827	8740	1886	4236

Fractions fines (micas) en CPM

No. éch.	Lieu géogr.	mica 10 Å 2 µm AD	mica 5 Å 2 µm AD	mica 2.5-2 µm AD	mica 2 Å 2 µm AD	mica 10 Å 2 µm GLY	mica 10-16 µm AD	mica 5 Å 16 µm AD	mica 2.5 Å 18 µm AD	mica 2 Å 16 µm AD
7	89	Pont-de-Nant	15734	2357	9304	78905	48405	20797	3114	10234
90	Pont-de-Nant	11304	5717	1074	3251	22500	9270	5071	700	2352
91	Frenières	28190	12053	1798	4913	22494	9759	5664	0	3355
92	Frenières	22747	5927	0	4524	27643	4043	1612	1118	1764
93	Frenières	34120	10272	0	4811	36878	7328	2851	1063	2451
94	Frenières	47780	18800	1580	8160	59220	11508	5282	0	3472
95	Frenières	15389	15389	2277	7883	58317	7047	2531	1075	1785
98	Frenières	18886	8216	0	3193	23406	9513	4957	1144	2708
97	Frenières	9091	2903	0	1865	11410	14800	8291	985	5178
98	Frenières	5437	2983	1129	1296	11105	11821	4932	1358	1788
99	Frenières	9112	2484	0	1844	14850	18788	6967	1233	3070
100	Frenières	38059	11784	1318	5724	28885	38135	15240	2545	10238
101	Frenières	19388	5944	1838	3277	17953	13703	5881	0	3884
102	Sailion	97260	43260	7320	32340	90274	119588	75137	17833	82553
103	Sailion	2760	1380	540	840	2640	10978	6538	1294	4485
104	Sailion	9980	3780	500	2840	9541	17889	10981	1973	9898
105	Sailion	98783	51997	6821	38771	93300	58278	72728	19703	123341
106	Sailion	88856	46432	6810	32733	84950	305319	208852	36305	180795
107	Sailion	60204	27930	4538	18907	57000	225488	171859	37420	174385
108	Sailion	128899	57829	8903	42518	124731	331557	186097	31624	146607
109	Sailion	135559	65977	8993	42251	125851	144104	70080	8726	40776
110	Sailion	18636	8048	1425	4521	18172	44067	24269	3572	17564
111	Sailion	18460	6301	802	2714	19517	28679	12123	1934	9083
112	Sailion	78988	27041	3838	15673	52648	66309	23745	3438	15244
113	Sailion	191827	114888	18124	82864	123867	178177	111097	16078	83961
114	Sailion	44996	19290	2267	10017	36798	91320	51974	6896	33184
115	Sailion	80857	28769	3174	14298	52782	78763	32478	4393	21642
116	Sailion	122531	61210	6308	39145	71844	231646	140610	22147	111019
117	Sailion	180402	82908	10689	49834	98323	262532	169493	23138	122441
118	Sailion	70852	32518	3890	21853	43927	197988	113771	17146	90715
119	Sailion	52900	17554	2359	9388	33680	131380	58159	7971	32493
120	Sailion	25009	8996	877	3607	13588	49680	21000	2880	10980
121	Sailion	122632	49678	6487	25586	99461	205860	98940	12780	55140
122	Sailion	125631	61937	8712	39379	88320	214800	122580	20100	87020
123	Saxon	57104	23544	3485	14042	33563	171142	96442	14728	87798
124	Saxon	80583	35284	4722	20871	48153	184442	100883	14384	67078
125	Saxon	93493	45853	6370	33070	57602	342894	219049	34494	178913
126	Saxon	22996	11461	1900	9939	22732	78238	45720	7105	38544
127	Saxon	6626	3324	907	2832	6575	18000	15428	2571	15428
128	Courtenaz	60784	20740	2469	11016	38137	21603	7450	1270	4521
129	Courtenaz	21414	7783	1405	5249	17359	16024	7577	1346	5371
130	Courtenaz	59270	28973	2741	12287	49839	48392	24119	3527	14402
131	Derborence	32880	10880	2100	7320	13798	27180	12720	1980	9640
132	Derborence	67140	25560	3240	14280	36330	87960	37440	5400	22020
134	Derborence	17950	5368	700	2679	10635	11288	4042	633	1824

Fractions fines (micas) en CPM

No. éch.	Lieu géogr.	mica 10Å 2 µm AD	mica 5 Å 2 µm AD	mica 2.5-2 µm AD	mica 2 Å 2 µm AD	mica 10Å 2 µm GLY	mica 10-16 µm AD	mica 5 Å 16 µm AD	mica 2.5 Å 16 µm AD	mica 2 Å 16 µm AD
135	Derborence	9859	3327	766	1252	5955	6839	3041	700	1256
136	Derborence	70374	27255	3603	15136	38663	21962	11948	1973	7172
137	Derborence	48582	16735	1927	9861	27932	23574	11026	2377	7741
138	Derborence	52191	18630	1901	8965	28011	20349	9474	1542	5872
139	Derborence	24813	9005	1189	4327	15097	31445	13293	2128	8955
140	Derborence	32400	13200	1980	5640	20695	32880	13020	1800	6960
141	Derborence	31812	11818	1472	8048	18559	39149	18572	2667	9657
142	Derborence	74804	25301	4037	15358	37529	109291	47643	6010	24483
143	Derborence	26020	8940	1320	4980	13666	13320	6720	1020	3420
144	Derborence	20280	7260	1080	3760	12892	19380	8580	1560	3720
145	Lizierne	95923	51362	6303	29375	74937	130954	87211	12562	59974
146	Lizierne	14384	4941	719	2344	10385	10440	3365	800	1449
147	Lizierne	61049	26238	3382	15778	35808	52190	28674	4084	18278
148	Lizierne	54408	20203	1937	6732	34009	45577	22880	2507	10762
149	Lizierne	87248	43770	5310	20751	50809	38159	19308	2832	13360
150	Lizierne	27295	8430	987	3088	17083	20472	8875	1257	3133
151	Lizierne	27130	8328	1149	4210	16021	36129	14299	1824	7407
152	Lizierne	72486	29098	3978	18150	69582	63642	26293	3556	14702
153	Lizierne	82312	33811	5221	21870	78552	78768	32330	4500	17910
154	Lizierne	65439	26034	3615	16972	61166	38207	16150	2052	10291
155	Lizierne	44117	16964	2935	10733	37210	26567	11766	1648	9818
156	Lizierne	28727	11892	1967	8815	26727	54392	24746	3847	17112
157	Lizierne	52623	21747	3365	14218	48493	48391	18102	2474	9340
158	Lizierne	18208	6957	1098	4007	16583	22644	9461	1493	5854
159	Lizierne	15954	5989	781	3676	14269	21741	10346	1093	5634
160	Lizierne	24959	8943	1312	5027	18910	22139	9354	1069	5385
161	Lizierne	68884	27802	4544	20963	59796	29630	17665	2919	12898
162	Lizierne	16641	5814	1008	3553	15734	16804	7750	1331	4926
163	Lizierne	48458	21174	3924	16566	46097	24496	17529	3062	14070
164	Lizierne	38254	18881	3052	11857	37358	23033	14423	2707	12621
165	Lizierne	15481	5757	742	3401	15916	9413	3894	950	1849
166	Lizierne	19453	7521	1177	3354	18883	13189	4893	863	2532
167	Lizierne	88391	30248	4476	21049	63376	76315	39359	6819	29834
168	Lizierne	23784	9827	1033	4920	22409	12953	5578	827	2637
169	Lizierne	34412	13588	2036	7498	31174	35016	18041	2664	12768
171	Martinaux	34202	14367	1758	8673	29719	33209	15578	2257	11117
172	Martinaux	32280	13360	1620	7800	27806	23520	11940	2040	8520
173	Chamoson	41880	12180	1320	5580	28459	33240	17700	2100	9000
174	Chamoson	45000	14580	1980	7320	33448	66000	29820	3780	15900
175	Chamoson	51660	20620	3240	12840	43538	48200	24680	3720	17760
176	Chamoson	7680	3120	900	1740	7579	8335	4035	711	3046
177	Chamoson	115980	48840	6300	29100	104400	106320	48540	6120	26520
178	Derborence	31860	11160	1580	6000	23700	33780	15240	2100	9540
179	Derborence	31560	10380	1740	6960	23640	43020	18380	2760	10800
180	Derborence	34500	10320	1380	6000	25200	38040	15660	2400	8620

No. éch.	Lieu géogr.	mica 10Å 2 µm AD	mica 5 Å 2 µm AD	mica 2.5 2 µm AD	mica 2 Å 2 µm AD	mica 10Å 2 µm GLY	mica 10.16 µm AD	mica 5 Å 18 µm AD	mica 2.5 Å 16 µm AD	mica 2 Å 16 µm AD
181	Derborence	21599	7849	911	3518	18480	19350	10212	300	5208
182	Derborence	56936	2443	540	1472	5840	5099	3123	1241	1988
183	Derborence	56936	24196	2753	13560	48240	41350	48240	2336	12106
184	Derborence	6300	1980	600	960	6720	8160	3480	540	2100
185	Derborence	3120	840	300	840	2640	4152	1877	804	687
187	Derborence	49444	24800	2040	9780	51540	55966	24378	2335	10856
188	Chamoson	98280	35280	3900	18980	79880	80460	37020	4440	21480
189	Chamoson	24180	9540	1020	5100	20520	12540	5520	780	6420
192	Chamoson	11993	0	0	623	1025	571	0	0	583
193	Chamoson	100346	44983	6078	18980	102747	157781	79455	11080	53066
194	Chamoson	55984	21572	2383	8031	61746	24209	8881	1005	3904
195	Chamoson	10466	4081	943	2081	13347	17893	10943	1741	7332
196	Chamoson	41207	17099	2185	10438	31593	22641	10904	1977	7343
197	Chamoson	52562	21017	2771	11586	46049	20365	9081	1188	5270
198	Chamoson	140809	60060	7436	30352	111960	89277	35295	4808	18480
199	Chamoson	170589	64616	8258	34489	150027	103716	42391	4964	21815
201	Triolo	66035	31858	4804	18891	85797	35344	18597	11129	15429
202	Triolo	92083	41132	4546	24342	89812	178844	96069	11601	56006
203	Triolo	108256	49847	5733	25192	108469	300726	159220	19852	97882
204	Triolo	159702	68248	7572	38385	148248	233955	119384	14194	74598
205	Triolo	27183	12149	1488	5006	27855	17536	7618	14209	3155
206	Triolo	76802	35022	4401	19186	73881	29718	18012	7762	10667
207	Triolo	61157	24886	2567	11191	64081	28291	15831	3848	7596
208	Triolo	98349	44780	5014	19555	107498	194699	106445	11820	55288
209	Triolo	120001	50438	4882	23489	96790	129567	58053	4646	25859
210	Triolo	80835	48824	5884	29818	79842	76888	39335	5149	30038
211	Gd. Chavalard	85330	33680	3267	12101	84853	192660	91845	8595	33852
212	Gd. Chavalard	81380	35225	3819	17596	72095	201163	88221	6748	37331
213	Gd. Chavalard	20357	8851	1888	3985	19158	4868	2886	1960	3041
214	Gd. Chavalard	107790	53744	8547	36111	108829	9909	5159	1805	1627
215	Gd. Chavalard	89859	35954	4208	21059	63093	10575	7211	4283	4979
216	Gd. Chavalard	266041	133929	18029	90506	251746	403871	241025	32569	173496
217	Gd. Chavalard	48209	21436	2224	9643	51331	25572	14707	7485	7791
218	Gd. Chavalard	413486	242525	35829	170435	361129	547346	315431	44701	225104
219	Gd. Chavalard	99068	41209	4481	18028	89057	118260	57551	6208	25766
220	Gd. Chavalard	334838	178408	30480	135502	332198	437617	271808	47572	217402
221	Gd. Chavalard	108811	55942	7939	35582	103788	116516	57992	11982	41950
222	Gd. Chavalard	119025	68850	9836	40822	120829	30081	19519	2617	13262
223	Gd. Chavalard	120434	39990	8142	34684	123137	610030	288382	84813	289844
224	Gd. Chavalard	26240	14772	1484	10514	26108	158375	322977	58380	254317
225	Gd. Chavalard	74725	31754	4313	18172	69489	71560	48959	9453	40149
228	Gd. Chavalard	225940	107789	14234	85788	210834	199328	105821	16023	81088
227	Gd. Chavalard	86475	25228	4198	15344	78753	102035	36955	6526	24365
230	Dt. de Morcles	159825	82437	13163	58554	138655	134191	53903	12839	53709
231	Dt. de Morcles	58830	28244	14379	30335	55365	132147	50036	12735	80678

Fractions fines (micas) en CPM

No. éch.	Lieu géogr.	mica 10A 2 µm AD	mica 5 A 2 µm AD	mica 2.5 2 µm AD	mica 2 A 2 µm AD	mica 10A 2 µm GLY	mica 10 16 µm AD	mica 5 A 16 µm AD	mica 2.5 A 16 µm AD	mica 2 A 16 µm AD
232	Di. de Morcles	259876	103046	17423	75979	221756	319059	145201	26181	112554
233	Di. de Morcles	64202	27645	3490	14895	80101	71018	34817	5191	16299
234	Di. de Morcles	74931	37366	5641	27382	69488	44819	25125	4310	22020
235	Di. de Morcles	102229	54936	6878	37517	91477	73006	44019	7016	31984
236	Di. de Morcles	4942	1983	1551	1461	4105	40670	14457	2802	5258
237	Di. de Morcles	7886	1437	1954	1235	7026	2503	0	0	3873
238	Di. de Morcles	130234	60402	8991	39897	112763	125307	62977	9215	41783
239	Di. de Morcles	21337	5197	1443	1887	20500	33679	8698	1698	10241
240	Di. de Morcles	112443	51315	7560	35517	93369	73052	36914	5319	25945
241	Di. de Morcles	154536	63819	9807	42920	140672	146717	67950	10785	47190
242	Di. de Morcles	198114	72642	13709	59267	167687	190469	86231	14997	69683
243	Di. de Morcles	150466	60012	9733	45412	137842	111210	48886	10816	43913
244	Di. de Morcles	482095	264276	75799	297243	447301	421013	169733	37222	142780
245	Di. de Morcles	153049	34389	2957	4380	90116	122829	24175	24447	11230
246	Di. de Morcles	67773	29270	4182	15341	67486	49820	21107	6493	13735
247	Di. de Morcles	126689	57102	5228	18488	127229	138540	41882	4269	20317
248	Di. de Morcles	36695	15361	2048	6320	36243	8879	4884	7390	2081
249	Di. de Morcles	66085	30034	4031	15501	71343	47281	23960	3717	15161
250	Di. de Morcles	134231	56604	7582	36470	118836	103392	51036	8179	32999
251	Di. de Morcles	198243	88675	13312	57710	183182	125625	66452	11181	49999
252	Di. de Morcles	111736	50986	7235	28191	108183	166825	82036	12214	53420
253	Di. de Morcles	72752	29496	5193	16702	69682	128710	50706	7626	25132
254	Anzeindaz	16152	6333	1622	3296	15163	16559	7214	1792	3045
255	Anzeindaz	88852	28498	2655	14067	65993	39886	16252	2199	9192
256	Anzeindaz	118406	44390	4736	20230	96014	51201	20322	2407	12872
257	Anzeindaz	58461	22153	2667	10774	51271	23679	10755	1522	5480
258	Anzeindaz	20258	7459	1439	3761	17600	26270	10242	1709	5808
259	Anzeindaz	70063	28725	3771	13935	56245	77862	33152	4289	18593
260	Anzeindaz	62587	23617	1988	9715	53334	42808	17720	2088	7781
261	Anzeindaz	8591	3123	0	2685	7150	8699	3709	0	1847
262	Anzeindaz	26935	10533	1916	5127	24839	21248	9036	2272	4813
263	Anzeindaz	9339	1292	1178	1343	0	5368	1643	0	1435
264	Anzeindaz	10593	1878	1878	1041	7474	3748	1083	1189	4327
265	Anzeindaz	5182	0	0	1288	3618	3155	1011	0	6988
266	Anzeindaz	16754	858	0	1084	10940	9598	1584	1062	1943
267	Anzeindaz	2374	1489	1127	978	0	3141	2044	0	1079
268	Anzeindaz	23907	7871	1504	3401	16476	19003	10396	2319	5838
269	Anzeindaz	123186	47776	5408	23047	98167	29012	12488	2272	8092
270	Anzeindaz	127283	45593	5815	22394	87955	66502	28798	3936	17406
301	Leytron	31920	14722	2363	7390	30103	98287	57978	8584	36385
302	Leytron	68849	35913	5061	20985	65305	154754	88658	14077	64387
303	Leytron	57889	28797	3915	18923	53000	159260	88683	13555	61230
304	Leytron	32458	15005	2189	8654	30000	105998	57388	9084	38122
305	Leytron	38818	17018	2549	10411	32000	83839	48955	7067	32394

2. Chlorites: intensités brutes en CPM des réflexions basales (00 $\bar{1}$)

- des fractions argileuses < 2 μm , air-dry (AD)
- des fractions argileuses 2-16 μm (AD)

Int. brutes des chlorites (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	chlorite 14Å 2 µm AD	chlorite 7Å 2 µm AD	chlorite 4.7Å 2 µm AD	chlorite 3.5Å 2 µm AD	chlorite 14Å 16 µm AD	chlorite 7Å 16 µm AD	chlorite 4.7Å 16 µm AD	chlorite 3.5Å 16 µm AD
1	Sailion	17452	64042	15125	35636	36462	167678	42928	106086
2	Sailion	15154	37517	22266	44210	36540	96867	56203	76975
3	Sailion	21170	60964	19343	44854	23463	110954	31962	61766
4	Sailion	7125	19663	6133	12535	25616	67352	28615	55341
5	Sailion	3960	24540	23220	17660	11160	57900	47620	42720
6	Sailion	6480	26200	50040	30000	36060	151200	225300	138120
7	Sailion	0	0	0	0	0	0	0	0
8	Sailion	10600	21264	15415	16460	17009	53756	41744	5765
9	Sailion	10067	21755	22177	21739	9694	16946	16203	19135
10	Sailion	9101	25114	18486	24693	10730	34612	27011	34366
11	Sailion	8057	13477	14982	14765	17302	34689	33920	32711
12	Sailion	10305	20855	15664	17857	10691	27193	20268	27103
13	Sailion	5961	10780	10060	10093	11702	25281	25378	25842
14	Sailion	31474	90687	41754	71048	99556	762471	332585	573600
15	Sailion	18161	63754	29453	47244	30862	107594	53360	90816
16	Sailion	3959	8433	8705	7668	4504	11320	10667	11472
17	Sailion	21569	41350	46730	50052	42007	89564	98222	101510
18	Sailion	0	0	0	0	763	2291	811	1473
19	Neimria	16263	50181	16986	5109	17793	80532	25606	41603
20	Neimria	15370	61119	16839	37857	42317	161419	51574	105914
21	Neimria	29456	107226	46116	78761	71735	267044	122445	198240
22	Neimria	8471	14417	13364	13364	9858	17686	15207	15866
23	Tenèvre	7140	25020	7740	13320	28429	104962	31231	65785
24	Tenèvre	8160	33720	6940	18840	29626	119461	36436	76934
25	Tenèvre	10153	47595	14408	28816	38627	149399	44718	90158
26	Tenèvre	8754	47665	15239	35230	15606	79365	29239	64888
27	Tenèvre	11299	50969	14564	32372	28116	115350	36491	75473
28	Tenèvre	16776	77861	24288	49901	23261	104965	35238	75389
29	Le Dailley	6036	31300	8756	17191	20926	76885	22278	44327
30	Le Dailley	4441	13002	7532	9825	17637	53171	34660	45507
31	Le Dailley	3153	7236	4339	4779	6600	16564	12126	13516
32	Le Dailley	8008	15595	10789	12460	9161	24481	17907	22952
33	Le Dailley	1307	1515	1549	1408	4449	13044	9770	13466
34	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
35	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
36	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
37	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
38	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
39	Le Dailley	4568	7069	6616	7643	12261	22716	2126	24965
40	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
41	Le Dailley	9550	18153	15058	15861	0	0	0	0
42	Le Dailley	0	0	0	0	0	0	0	0
43	Le Dailley	2567	5042	5136	4932	13740	26892	29590	29353
44	Le Dailley	6147	8330	7546	7150	6261	16806	16438	17249
45	Le Dailley	2192	34325	26157	35243	21147	54429	44417	47947
46	Le Dailley	5253	11363	11254	11329	6286	17117	14603	14946

Int. brutes des chlorites (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	chlorite 14Å 2 µm AD	chlorite 7Å 2 µm AD	chlorite 4,7Å 2 µm AD	chlorite 3,5Å 2 µm AD	chlorite 14Å 16 µm AD	chlorite 7Å 16 µm AD	chlorite 4,7Å 16 µm AD	chlorite 3,5Å 16 µm AD
47	Le Dailley	3711	6982	7276	6855	6960	19981	14669	15993
48	Le Dailley	6156	13437	13243	13064	15352	33196	28239	27260
49	Le Dailley	1826	3166	2563	2420	809	2730	675	2157
50	Le Dailley	4034	7761	6573	7215	5226	11067	9264	9819
51	Le Dailley	15574	38417	24954	31583	16001	62194	46270	62594
52	Le Dailley	18285	42286	29682	39337	30556	97040	61531	62162
53	Le Dailley	12943	43571	16672	29341	37838	179571	78992	151210
54	Le Dailley	2820	45269	4854	4353	3480	8051	6282	7198
55	Le Dailley	6849	32882	11079	23750	23750	102874	37889	71701
56	Le Dailley	7604	15982	9856	14311	8314	25725	16975	23606
57	Le Dailley	5521	9554	9866	10174	26308	64013	71108	78477
58	Le Dailley	2308	4161	4408	4178	8984	20142	18672	19758
59	Le Dailley	3018	5989	5752	6243	14175	34403	33400	39816
60	Arbalesse	4368	10671	3827	5482	2088	5351	2700	2817
61	Arbalesse	7371	60639	6633	42247	1716	24683	3018	13460
62	Arbalesse	19676	58262	18323	34529	4575	18287	5555	11039
63	Arbalesse	16440	41008	12073	21115	4844	16388	4758	8765
64	Arbalesse	19094	77213	17805	43058	1164	27795	7381	16837
65	Arbalesse	15300	41700	61680	33180	15373	41220	69802	35986
66	Arbalesse	47580	253014	31449	142484	19838	116959	21959	79060
67	Arbalesse	13058	108825	28282	58633	4447	66927	8876	37578
68	Arbalesse	68426	286555	63679	133662	99884	589763	124556	307702
69	Arbalesse	2246	24833	13842	18534	9243	39136	9975	20463
70	Arbalesse	47488	206821	42443	98811	51833	317655	58797	152102
71	Arbalesse	20306	58381	43904	33615	5670	23717	13719	15900
72	Arbalesse	38004	166085	29735	76620	31294	189460	33206	103933
73	Arbalesse	4709	14870	5658	12058	5408	17711	5943	10280
74	Arbalesse	8208	16874	23011	12320	1001	3057	4268	4532
75	Arbalesse	8728	16328	27197	12206	2860	6586	11691	6344
76	Arbalesse	15944	54528	11661	27122	5338	24912	6124	15866
77	Arbalesse	33397	155395	31983	84873	18739	84511	19104	44239
78	Les Crois	70706	403124	67364	201222	39168	236584	47441	131779
79	Les Crois	1532	19736	6553	10752	2971	7136	3198	4159
80	Les Crois	10311	17611	8251	10586	4288	10178	4450	8427
81	Les Crois	26077	127070	21492	88950	9258	57113	9862	30867
82	Les Crois	8246	28032	13513	16860	4656	23110	8028	12682
83	Les Crois	10465	50476	11510	30500	14867	84333	15225	49832
84	Les Crois	5584	13626	8041	8275	4387	15420	7269	7892
85	Les Crois	31612	81694	26479	45174	11419	39011	13470	25931
86	Les Crois	14225	58210	15600	31388	4953	28771	7656	20588
87	Arbalesse	6257	8989	8206	6227	3011	5803	3881	4867
88	Arbalesse	1651	22482	2361	9397	2008	21896	1557	11115
89	Pont-de-Nant	3415	8782	13481	6807	1869	8041	11492	16775
90	Pont-de-Nant	1454	4048	1604	2681	1706	3158	1424	2398
91	Franchères	2423	4555	2226	3940	1137	2207	0	2587
92	Franchères	10439	27905	16827	17653	2467	6048	4940	5483
93	Franchères	4438	29501	6672	16050	2629	15463	2785	9178
94	Franchères	3180	14220	11340	9300	0	5769	3682	4395

Int. brutea des chlories (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	chlorte 14A 2 µm AD	chlorte 7A 2 µm AD	chlorte 4.7A 2 µm AD	chlorte 3.5A 2 µm AD	chlorte 14A 16 µm AD	chlorte 7A 18 µm AD	chlorte 4.7A 16 µm AD	chlorte 3.5A 16 µm AD
95	Frenières	17730	113136	15188	82581	8078	54904	6841	32212
96	Frenières	5655	11602	16176	8495	2132	5197	6543	3011
97	Frenières	2006	12115	2079	6639	2604	18114	2848	9839
98	Frenières	4132	14353	3062	7875	4269	14499	2820	7070
98	Frenières	4248	23259	3672	12293	8640	43570	7771	20744
100	Frenières	7218	52663	5575	22481	8863	47442	7548	23480
101	Frenières	5087	38910	4785	16499	2544	18734	2643	9577
102	Sailion	4320	13380	5480	8927	8927	29061	15118	29638
103	Sailion	8640	7740	5400	5280	13257	30893	16411	25423
104	Sailion	15060	45300	18600	28220	17402	69190	30493	52907
105	Sailion	0	0	0	0	0	0	0	0
106	Sailion	0	0	0	0	0	0	0	0
107	Sailion	716	2388	1038	1752	0	0	0	0
108	Sailion	0	0	0	0	0	0	0	0
109	Sailion	2983	7714	3694	5252	8480	24671	13030	17090
110	Sailion	780	1244	880	1014	1301	3850	1884	2822
111	Sailion	33144	148051	38171	93750	56783	318885	102938	230693
112	Sailion	9080	27121	10836	18311	8938	32560	14724	24288
113	Sailion	19222	45058	44825	44195	13735	32571	32375	31957
114	Sailion	21542	39215	33335	33443	33375	85178	79988	87864
115	Sailion	7983	18393	12178	14758	6510	18103	11335	14511
116	Sailion	11858	34545	17338	24190	22107	71830	43100	61538
117	Sailion	1379	3182	2201	1984	897	1868	1140	1374
118	Sailion	5052	8144	8751	9386	8483	23502	21679	21399
119	Sailion	12702	48803	10562	24780	22475	101888	26008	81062
120	Sailion	845	6011	1908	4208	5280	34320	11880	28620
121	Sailion	7869	28337	9318	19350	19920	71940	26100	50340
122	Sailion	2786	2075	686	1234	3760	1320	1080	980
123	Saxon	22794	56541	68147	48678	25723	67339	85028	56969
124	Saxon	14438	32700	24266	25748	31767	94539	73959	80555
125	Saxon	19400	51985	28204	40477	20244	67435	43214	59728
126	Saxon	3118	7145	4148	8090	11984	39710	22867	28940
127	Saxon	28518	86775	37720	59622	48000	200000	114000	180000
128	Courtenaz	12623	39009	37652	27016	7528	25765	22929	17093
129	Courtenaz	13239	33537	56053	29597	7572	23205	41679	23601
130	Courtenaz	3578	7207	6443	5988	5832	13444	11428	12385
131	Derborence	5160	37380	18840	18840	10020	80760	17280	50100
132	Derborence	7140	80640	14940	39060	7260	117840	19320	62640
134	Derborence	1909	4631	1888	2684	1854	4882	1683	2139
135	Derborence	5680	18183	5874	10939	4778	20170	6980	12424
136	Derborence	4004	16803	4382	10320	2219	9867	2605	8675
137	Derborence	7436	25816	12679	16612	4033	19687	7154	12759
138	Derborence	7249	20760	17400	14424	2979	10126	8565	7381
140	Derborence	4800	9600	52778	27556	4522	15576	25249	14695
141	Derborence	11225	29943	49954	25745	4111	12808	20845	12826
142	Derborence	3975	10287	19589	8283	4789	14141	25368	13772
143	Derborence	29520	40020	70080	35340	15380	44100	79260	39120

Ini. brutes des chlorites (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	chlorite 14Å 2 µm AD	chlorite 7Å 2 µm AD	chlorite 4.7Å 2 µm AD	chlorite 3.5Å 2 µm AD	chlorite 14Å 16 µm AD	chlorite 7Å 16 µm AD	chlorite 4.7Å 16 µm AD	chlorite 3.5Å 16 µm AD
144	Derborence	19020	34200	54780	30420	24060	53820	90720	45060
145	Lizerné	2020	4594	7193	4345	1083	2580	3851	2212
146	Lizerné	11720	14638	14638	27167	17858	90471	33155	74076
147	Lizerné	15437	39878	63405	35115	7693	26724	45369	26045
148	Lizerné	5676	10011	10206	9230	15070	32218	32033	29720
149	Lizerné	14351	44830	38171	31652	8659	26927	20045	18815
150	Lizerné	21583	38751	37594	33671	14265	28558	28228	25580
151	Lizerné	12248	23693	23693	18998	13858	28430	29734	25168
152	Lizerné	16924	65889	17760	37951	18135	80959	20829	46524
153	Lizerné	10829	10257	10802	1610	18302	79165	19783	42935
154	Lizerné	19830	78040	21677	46519	14749	64106	18995	41639
155	Lizerné	12398	45071	12076	24247	12122	54303	17537	38399
156	Lizerné	6034	18535	7589	13142	15943	50513	20361	35318
157	Lizerné	16952	61780	16039	35888	25349	101550	25573	55870
158	Lizerné	5667	10784	12678	9329	7087	14625	15615	12765
158	Lizerné	4832	8403	10011	7599	7865	16115	16383	13880
160	Lizerné	8130	15953	16478	14312	10661	21184	21568	20211
161	Lizerné	8893	28078	12521	20128	4238	17434	7892	12916
162	Lizerné	4797	11255	10037	8282	4304	11694	11115	9538
163	Lizerné	6150	19862	7905	14340	6592	36522	18892	33414
164	Lizerné	8800	24931	8496	15956	6677	31483	15507	26661
165	Lizerné	7261	29129	9189	19438	11221	53869	19852	40858
166	Lizerné	2906	8025	3493	5209	2438	10710	5695	9089
167	Lizerné	7044	15355	10108	12588	10067	26412	16480	22149
168	Lizerné	7547	14828	16060	15876	6382	11868	13845	13867
169	Lizerné	5159	11134	10497	8797	5695	13670	13001	12714
171	Martinaux	6679	9411	8719	7671	3826	8241	6129	8069
172	Martinaux	5590	8400	8760	7140	2340	4440	4380	4800
173	Chamson	2280	6660	3240	4260	2400	13140	7320	11460
174	Chamson	720	1620	1380	1320	840	3780	1820	2040
175	Chamson	540	1920	1500	1020	780	1320	2220	1260
176	Chamson	24120	99950	22680	59880	55312	308340	88231	207944
177	Chamson	18900	111660	31980	82080	26880	144360	41520	99420
178	Derborence	8050	14040	25140	12680	7580	18240	33900	18000
178	Derborence	3240	6180	12120	6900	6000	10200	19660	10080
180	Derborence	3540	8540	12000	5840	4740	9360	16020	8060
181	Derborence	2849	51128	2946	23653	1419	34319	2497	18355
182	Derborence	9239	93559	8241	43379	8142	72536	8775	37106
183	Derborence	3490	7352	6920	6068	2711	5336	5030	4367
184	Derborence	600	5880	1320	1620	1140	90680	2880	2340
185	Derborence	18240	43800	73680	37200	18516	50022	68908	32865
187	Derborence	11100	29580	23220	21240	3068	7888	5057	4579
188	Chamson	11820	11820	17700	48360	30000	205800	54420	145680
189	Chamson	15720	88920	19200	51600	18800	137880	40740	124140
192	Chamson	8682	88917	7766	49526	4757	59607	5789	36399
193	Chamson	2473	11569	4109	6300	3233	11304	5222	6591
194	Chamson	3455	12034	4046	6706	5230	17884	8204	11130
195	Chamson	658	2018	982	1188	1167	3937	2187	2895

Int. brutes des chlorites (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	chlorite 14Å 2 µm AD	chlorite 7Å 2 µm AD	chlorite 4,7Å 2 µm AD	chlorite 3,5Å 2 µm AD	chlorite 14Å 16 µm AD	chlorite 7Å 16 µm AD	chlorite 4,7Å 16 µm AD	chlorite 3,5Å 16 µm AD
196	Chamoson	2563	6707	3540	4981	2651	7435	3778	5366
197	Chamoson	1057	2548	1058	1082	862	1393	834	1161
198	Chamoson	14768	97280	31039	78870	18018	104824	31261	80503
199	Chamoson	9167	58490	19142	49644	15756	103513	34358	85418
201	Triflo	0	0	0	0	0	0	0	0
202	Triflo	0	0	0	0	0	0	0	0
203	Triflo	6619	12468	8190	8597	12728	27014	20992	20638
204	Triflo	9728	17809	11869	12569	13866	32972	21885	24070
205	Triflo	2405	3265	2877	2888	0	0	0	0
206	Triflo	1402	2309	2315	2030	0	0	0	0
207	Triflo	0	0	0	0	0	0	0	0
208	Triflo	9809	17937	16993	17153	3189	9288	2278	4223
209	Triflo	0	0	0	0	21935	41987	37717	38466
210	Triflo	4575	9165	7280	7674	6562	10842	10534	11733
211	Gd. Chavalard	5333	9074	8021	7906	6736	15608	11464	12002
212	Gd. Chavalard	15714	26827	26215	24281	27318	55070	50144	46853
213	Gd. Chavalard	0	0	0	0	0	0	0	0
214	Gd. Chavalard	1178	1378	1276	1414	0	0	0	0
215	Gd. Chavalard	0	0	0	0	0	0	0	0
216	Gd. Chavalard	2126	53192	37345	43210	48080	128127	97165	112186
217	Gd. Chavalard	4238	8418	7859	8478	2821	6904	6410	6629
218	Gd. Chavalard	29961	102149	62687	88822	60898	185421	122004	165342
219	Gd. Chavalard	18932	28947	38793	25108	9466	31358	46251	28528
220	Gd. Chavalard	78234	241131	98563	167531	108886	392388	155527	282949
221	Dd. Chavalard	9403	25850	12831	19609	9252	9228	9228	15802
222	Gd. Chavalard	0	0	0	0	0	0	0	0
223	Gd. Chavalard	32881	108737	29409	61770	198217	756128	247941	535991
224	Gd. Chavalard	1280	2781	1484	2138	10264	35127	12717	20731
225	Gd. Chavalard	7728	16912	9719	13187	8458	28816	21382	29061
226	Gd. Chavalard	39380	176711	48383	108904	62614	281635	84645	204994
227	Gd. Chavalard	16143	49965	17207	34380	24711	97048	38655	78782
230	Dt. de Morcles	23748	142701	38609	103502	55689	349180	113757	325437
231	Dt. de Morcles	6771	35883	16747	36870	38841	188454	66490	207080
232	Dt. de Morcles	4007	128445	44791	80175	86974	240689	83731	157387
233	Dt. de Morcles	7988	19905	16410	13802	9035	28749	18663	20042
234	Dt. de Morcles	28574	113740	44535	81249	21341	81710	34217	83587
235	Dt. de Morcles	55196	189762	85999	148591	39358	110382	46568	75773
236	Dt. de Morcles	1856	2896	2000	1906	5384	16363	13956	12819
237	Dt. de Morcles	15087	120131	16818	65214	28138	229697	38970	140516
238	Dt. de Morcles	49897	151458	90432	110649	35502	115475	66337	85864
239	Dt. de Morcles	109484	336252	120303	215522	132601	428126	157839	290024
240	Dt. de Morcles	23453	57898	38793	45052	16084	41374	26267	32875
241	Dt. de Morcles	44325	276978	74085	159555	81085	523503	151196	330087
242	Dt. de Morcles	24969	133785	91936	84878	26384	156718	122899	102883
243	Dt. de Morcles	35271	222304	53144	140769	64343	407485	118118	325230
244	Dt. de Morcles	13293	111914	37355	117116	52379	304958	83772	264359
245	Dt. de Morcles	4954	47921	8700	20958	6441	94995	14031	332193
246	Dt. de Morcles	15773	71211	12677	34657	25783	144273	31272	93480

Int. brules des chlorites (CPM)

No. éch.	Lieu géogr.	chlorite 14Å 2 µm AD	chlorite 7Å 2 µm AD	chlorite 4.7Å 2 µm AD	chlorite 3.5Å 2 µm AD	chlorite 14Å 16 µm AD	chlorite 7Å 18 µm AD	chlorite 4.7Å 18 µm AD	chlorite 3.5Å 16 µm AD
247	Di. de Morcles	98793	12394	49917	18885	28902	127289	0	0
248	Di. de Morcles	4293	1950	2889	0	0	0	0	0
249	Di. de Morcles	82837	14311	33284	20438	33875	79001	33875	79001
250	Di. de Morcles	69303	21560	42148	22114	32504	68867	32504	68867
251	Di. de Morcles	88542	23819	62857	134320	40351	108818	40351	108818
252	Di. de Morcles	93317	22424	85563	38175	63717	175834	63717	175834
253	Di. de Morcles	87065	19083	48195	188734	41430	105882	41430	105882
254	Anzeindaz	8148	7583	5143	3808	8489	4813	8489	4813
255	Anzeindaz	9962	10467	38016	60875	10438	3523	10438	3523
256	Anzeindaz	14740	20102	81318	10877	17116	49800	17116	49800
257	Anzeindaz	6480	5584	12187	3095	10768	5920	2571	5920
258	Anzeindaz	4243	8880	5840	5784	8872	778	8872	778
259	Anzeindaz	0	0	0	2932	1950	3520	1950	3520
260	Anzeindaz	1485	0	2085	1855	1825	4305	1825	4305
261	Anzeindaz	2867	3409	4033	2511	3225	3771	4513	3771
262	Anzeindaz	11047	8822	31978	7445	7139	23388	43739	23388
263	Anzeindaz	0	0	0	0	0	0	0	0
264	Anzeindaz	4161	2431	11159	2834	1170	8011	15847	8011
265	Anzeindaz	0	0	0	0	0	0	0	0
266	Anzeindaz	0	0	0	0	0	0	0	0
267	Anzeindaz	7735	5115	19580	15785	15164	57609	117395	57609
268	Anzeindaz	3702	9084	5606	2880	18535	11371	13916	11371
269	Anzeindaz	13160	44489	41058	7911	34405	31304	41072	31304
270	Anzeindaz	14371	18218	91218	14398	17176	80389	144646	80389
301	Leytron	2923	2784	4087	14812	24724	39809	50185	39809
302	Leytron	8450	8937	10275	23822	45647	76976	88866	76976
303	Leytron	4144	4945	7232	23961	38658	57070	76434	38658
304	Leytron	3281	3045	5148	17894	29973	45938	58575	29973
305	Leytron	8056	8211	13068	36040	59118	80338	118027	80338

3. Mesure de la Largeur de Scherrer (LS) en $^{\circ}2\theta$ du premier pic du mica à 10\AA (fractions $< 2\ \mu\text{m}$ (AD et glycol) et fractions 2-16 μm (AD)) et mesure de la LS de la chlorite à 7\AA (fractions $< 2\ \mu\text{m}$ (AD))

Mesures de la L5

No. éch.	Lieu géogr.	LS 16µm 10Å AD	LS 2µm 10Å AD	LS 2µm 10Å GLY	LS 2µm 7Å AD
1	Saillon	0.190	0.207	0.221	0.145
2	Saillon	0.175	0.191	0.184	0.135
2a	Saillon	0.124	0.150	0.160	0.141
3	Saillon	0.126	0.155	0.155	0.158
3a	Saillon	0.184	0.210	0.186	0.160
4	Saillon	0.149	0.178	0.178	0.135
5	Saillon	0.144	0.148	0.160	0.000
6	Saillon	0.115	0.150	0.148	0.134
7	Saillon	0.129	0.147	0.152	0.137
8	Saillon	0.124	0.147	0.147	0.139
9	Saillon	0.133	0.138	0.143	0.125
10	Saillon	0.169	0.133	0.124	0.137
11	Saillon	0.133	0.141	0.141	0.141
12	Saillon	0.143	0.164	0.183	0.132
13	Saillon	0.133	0.140	0.152	0.134
14	Saillon	0.133	0.141	0.166	0.126
15	Saillon	0.121	0.136	0.136	0.143
16	Saillon	0.126	0.138	0.140	0.000
17	Neimia	0.132	0.138	0.151	0.131
18	Neimia	0.131	0.138	0.145	0.126
19	Neimia	0.134	0.159	0.145	0.132
20	Neimia	0.142	0.166	0.162	0.141
21	Tenèvre	0.150	0.218	0.224	0.148
22	Tenèvre	0.163	0.225	0.233	0.155
23	Tenèvre	0.156	0.202	0.214	0.146
24	Tenèvre	0.186	0.232	0.250	0.159
25	Tenèvre	0.185	0.221	0.221	0.152
26	Tenèvre	0.171	0.179	0.193	0.144
27	Tenèvre	0.160	0.207	0.200	0.143
28	Le Dailey	0.124	0.166	0.156	0.138
29	Le Dailey	0.121	0.152	0.164	0.153
30	Le Dailey	0.118	0.152	0.145	0.138
31	Le Dailey	0.131	0.184	0.143	0.154
32	Le Dailey	0.198	0.167	0.138	0.000
33	Le Dailey	0.112	0.152	0.150	0.000
34	Le Dailey	0.122	0.168	0.160	0.000
35	Le Dailey	0.131	0.155	0.155	0.000
36	Le Dailey	0.128	0.141	0.147	0.000
37	Le Dailey	0.128	0.138	0.136	0.000
38	Le Dailey	0.133	0.138	0.141	0.000
39	Le Dailey	0.121	0.168	0.143	0.000
40	Le Dailey	0.114	0.180	0.152	0.000
41	Le Dailey	0.128	0.150	0.147	0.142
42	Le Dailey	0.126	0.147	0.147	0.000
43	Le Dailey	0.119	0.155	0.145	0.000
44	Le Dailey	0.126	0.147	0.147	0.142
45	Le Dailey	0.124	0.150	0.136	0.140
46	Le Dailey	0.127	0.135	0.137	0.123
47	Le Dailey	0.183	0.156	0.151	0.000
48	Le Dailey	0.138	0.135	0.130	0.125
49	Le Dailey	0.139	0.131	0.141	0.000
50	Le Dailey	0.122	0.134	0.138	0.000
51	Le Dailey	0.133	0.128	0.138	0.119
52	Le Dailey	0.130	0.138	0.138	0.134
53	Le Dailey	0.135	0.132	0.135	0.120
54	Le Dailey	0.140	0.152	0.149	0.000
55	Le Dailey	0.132	0.131	0.139	0.128
56	Le Dailey	0.121	0.128	0.138	0.125
57	Le Dailey	0.115	0.142	0.140	0.140
58	Le Dailey	0.117	0.144	0.140	0.000
59	Le Dailey	0.118	0.150	0.137	0.000

Mesures de la LS

No. éch.	Lieu géogr.	LS 18µm 10Å AD	LS 2µm 10Å AD	LS 2µm 10Å GLY	LS 2µm 7Å AD
60	Arbalesse	0.167	0.238	0.233	0.201
61	Arbalesse	0.182	0.171	0.203	0.186
62	Arbalesse	0.157	0.193	0.188	0.174
63	Arbalesse	0.150	0.288	0.230	0.189
64	Arbalesse	0.138	0.278	0.248	0.185
65	Arbalesse	0.174	0.207	0.203	0.163
66	Arbalesse	0.233	0.329	0.174	0.156
67	Arbalesse	0.162	0.447	0.467	0.199
68	Arbalesse	0.164	0.260	0.286	0.000
69	Arbalesse	0.172	0.741	0.603	0.287
70	Arbalesse	0.162	0.269	0.282	0.160
71	Arbalesse	0.148	0.280	0.228	0.172
72	Arbalesse	0.134	0.236	0.224	0.166
73	Arbalesse	0.150	0.390	0.407	0.209
74	Arbalesse	0.179	0.852	0.692	0.237
75	Arbalesse	0.160	0.241	0.247	0.203
76	Arbalesse	0.178	0.347	0.343	0.201
77	Arbalesse	0.188	0.288	0.298	0.214
78	Les Crots	0.138	0.210	0.202	0.158
79	Les Crots	0.179	0.198	0.211	0.188
80	Les Crots	0.157	0.221	0.236	0.199
81	Les Crots	0.160	0.248	0.238	0.191
82	Les Crots	0.155	0.300	0.284	0.193
83	Les Crots	0.160	0.231	0.221	0.154
84	Les Crots	0.190	0.240	0.234	0.175
85	Les Crots	0.157	0.187	0.176	0.168
86	Les Crots	0.150	0.228	0.181	0.180
87	Arbalesse	0.145	0.243	0.219	0.225
88	Arbalesse	0.197	0.269	0.252	0.195
89	Pont-de-Nant	0.191	0.281	0.253	0.000
90	Pont-de-Nant	0.179	0.228	0.229	0.177
91	Frenières	0.250	0.388	0.307	0.251
92	Frenières	0.226	0.434	0.371	0.189
93	Frenières	0.243	0.704	0.478	0.199
94	Frenières	0.197	0.563	0.407	0.212
95	Frenières	0.234	0.316	0.312	0.205
96	Frenières	0.147	0.338	0.269	0.207
97	Frenières	0.148	0.387	0.345	0.157
98	Frenières	0.181	0.267	0.285	0.182
99	Frenières	0.171	0.333	0.421	0.169
100	Frenières	0.170	0.255	0.228	0.150
101	Frenières	0.190	0.280	0.214	0.145
102	Saillon	0.141	0.138	0.155	0.135
103	Saillon	0.125	0.152	0.161	0.144
104	Saillon	0.132	0.152	0.188	0.119
105	Saillon	0.123	0.124	0.136	0.132
106	Saillon	0.117	0.124	0.134	0.000
107	Saillon	0.142	0.152	0.142	0.000
108	Saillon	0.142	0.140	0.110	0.000
109	Saillon	0.133	0.149	0.123	0.140
110	Saillon	0.127	0.138	0.139	0.000
111	Saillon	0.142	0.147	0.148	0.137
112	Saillon	0.177	0.166	0.156	0.128
113	Saillon	0.133	0.132	0.131	0.131
114	Saillon	0.148	0.159	0.134	0.141
115	Saillon	0.175	0.175	0.178	0.128
116	Saillon	0.145	0.144	0.151	0.137
117	Saillon	0.147	0.138	0.142	0.000
118	Saillon	0.124	0.123	0.128	0.000
119	Saillon	0.154	0.180	0.178	0.147
120	Saillon	0.156	0.181	0.184	0.167

Mesures de la LS

No. éch.	Lieu géogr.	LS 16µm 10Å AD	LS 2µm 10Å AD	LS 2µm 10Å GLY	LS 2µm 7Å AD
121	Saillon	0.174	0.198	0.188	0.147
122	Saillon	0.146	0.160	0.156	0.000
123	Saxon	0.150	0.138	0.141	0.138
124	Saxon	0.176	0.166	0.184	0.143
125	Saxon	0.141	0.124	0.131	0.113
126	Saxon	0.120	0.137	0.137	0.125
127	Saxon	0.122	0.128	0.134	0.126
128	Courtenaz	0.259	0.313	0.358	0.178
129	Courtenaz	0.159	0.208	0.221	0.125
130	Courtenaz	0.146	0.189	0.176	0.152
131	Derborence	0.200	0.240	0.229	0.147
132	Derborence	0.167	0.250	0.222	0.158
134	Derborence	0.148	0.230	0.224	0.156
135	Derborence	0.155	0.219	0.216	0.132
136	Derborence	0.167	0.275	0.255	0.000
137	Derborence	0.157	0.295	0.288	0.000
138	Derborence	0.172	0.320	0.303	0.177
139	Derborence	0.117	0.185	0.195	0.134
140	Derborence	0.172	0.188	0.179	0.258
141	Derborence	0.138	0.215	0.182	0.157
142	Derborence	0.165	0.211	0.200	0.165
143	Derborence	0.240	0.271	0.260	0.183
144	Derborence	0.185	0.204	0.227	0.193
145	Lizeme	0.137	0.152	0.145	0.158
146	Lizeme	0.152	0.185	0.184	0.140
147	Lizeme	0.141	0.172	0.164	0.144
148	Lizeme	0.171	0.165	0.165	0.132
149	Lizeme	0.157	0.253	0.222	0.157
150	Lizeme	0.166	0.208	0.199	0.141
151	Lizeme	0.159	0.221	0.220	0.153
152	Lizeme	0.176	0.180	0.172	0.147
153	Lizeme	0.163	0.177	0.177	0.140
154	Lizeme	0.176	0.191	0.180	0.150
155	Lizeme	0.158	0.175	0.184	0.133
156	Lizeme	0.135	0.193	0.193	0.137
157	Lizeme	0.150	0.174	0.168	0.150
158	Lizeme	0.147	0.230	0.203	0.159
159	Lizeme	0.158	0.207	0.197	0.156
160	Lizeme	0.183	0.216	0.224	0.146
161	Lizeme	0.158	0.195	0.188	0.147
162	Lizeme	0.161	0.235	0.215	0.156
163	Lizeme	0.164	0.193	0.175	0.156
164	Lizeme	0.147	0.186	0.174	0.147
165	Lizeme	0.152	0.187	0.166	0.144
166	Lizeme	0.179	0.201	0.185	0.145
167	Lizeme	0.157	0.185	0.181	0.146
188	Lizeme	0.152	0.180	0.178	0.137
169	Lizeme	0.171	0.215	0.191	0.152
171	Martinaux	0.147	0.194	0.200	0.185
172	Mertinaux	0.164	0.202	0.215	0.153
173	Chamoson	0.175	0.246	0.227	0.150
174	Chamoson	0.172	0.204	0.209	0.137
175	Chamoson	0.159	0.183	0.186	0.153
176	Chamoson	0.150	0.167	0.184	0.155
177	Chamoson	0.193	0.223	0.226	0.153
178	Derborence	0.163	0.243	0.219	0.204
179	Derborence	0.165	0.242	0.208	0.206
180	Derborence	0.164	0.259	0.207	0.189
181	Derborence	0.163	0.320	0.244	0.186
182	Derborence	0.182	0.210	0.200	0.184
183	Derborence	0.154	0.268	0.239	0.181

Mesures de la LS

No. éch.	Lieu géogr.	LS 16µm 10Å AD	LS 2µm 10Å AD	LS 2µm 10Å GLY	LS 2µm 7Å AD
194	Derboranca	0.174	0.204	0.199	0.136
195	Derboranca	0.178	0.237	0.249	0.179
187	Derboranca	0.142	0.294	0.257	0.186
188	Chamoson	0.195	0.289	0.305	0.166
199	Chamoson	0.205	0.313	0.281	0.177
193	Chamoson	0.158	0.198	0.199	0.163
194	Chamoson	0.214	0.308	0.362	0.179
195	Chamoson	0.131	0.195	0.198	0.146
196	Chamoson	0.154	0.199	0.184	0.141
197	Chamoson	0.184	0.285	0.247	0.156
198	Chamoson	0.190	0.268	0.291	0.175
199	Chamoson	0.195	0.255	0.255	0.189
201	Triolo	0.122	0.118	0.118	0.000
202	Triolo	0.112	0.122	0.124	0.000
203	Triolo	0.116	0.138	0.141	0.118
204	Triolo	0.130	0.128	0.135	0.125
205	Triolo	0.141	0.122	0.119	0.000
206	Triolo	0.135	0.121	0.116	0.000
207	Triolo	0.129	0.113	0.113	0.000
208	Triolo	0.118	0.110	0.122	0.110
209	Triolo	0.114	0.116	0.108	0.000
210	Triolo	0.133	0.155	0.151	0.000
211	Gd. Chavalard	0.125	0.127	0.121	0.000
212	Gd. Chavalard	0.121	0.111	0.117	0.099
213	Gd. Chavalard	0.180	0.151	0.169	0.000
214	Gd. Chavalard	0.151	0.125	0.129	0.000
215	Gd. Chavalard	0.140	0.114	0.114	0.000
216	Gd. Chavalard	0.129	0.121	0.121	0.114
217	Gd. Chavalard	0.122	0.129	0.125	0.000
218	Gd. Chavalard	0.147	0.188	0.155	0.113
219	Gd. Chavalard	0.133	0.151	0.136	0.114
220	Gd. Chavalard	0.122	0.122	0.118	0.122
221	Gd. Chavalard	0.133	0.137	0.125	0.138
222	Gd. Chavalard	0.136	0.147	0.133	0.000
223	Gd. Chavalard	0.106	0.118	0.107	0.117
224	Gd. Chavalard	0.129	0.144	0.140	0.000
225	Gd. Chavalard	0.140	0.133	0.128	0.113
226	Gd. Chavalard	0.136	0.155	0.140	0.151
227	Gd. Chavalard	0.154	0.192	0.177	0.170
230	Dt. de Morcles	0.052	0.190	0.177	0.132
231	Dt. de Morcles	0.136	0.169	0.155	0.147
232	Dt. de Morcles	0.114	0.144	0.128	0.125
233	Dt. de Morcles	0.173	0.210	0.217	0.154
234	Dt. de Morcles	0.151	0.194	0.173	0.140
235	Dt. de Morcles	0.140	0.181	0.170	0.159
238	Dt. de Morcles	0.180	0.229	0.230	0.121
237	Dt. de Morcles	0.254	0.195	0.121	0.153
238	Dt. de Morcles	0.132	0.180	0.165	0.141
239	Dt. de Morcles	0.199	0.199	0.217	0.129
240	Dt. de Morcles	0.147	0.177	0.191	0.140
241	Dt. de Morcles	0.210	0.251	0.240	0.143
242	Dt. de Morcles	0.140	0.195	0.199	0.137
243	Dt. de Morcles	0.221	0.221	0.214	0.155
244	Dt. de Morcles	0.173	0.240	0.243	0.179
245	Dt. de Morcles	0.493	0.495	0.689	0.180
246	Dt. de Morcles	0.165	0.162	0.155	0.140
247	Dt. de Morcles	0.140	0.346	0.419	0.165
248	Dt. de Morcles	0.176	0.166	0.155	0.141
249	Dt. de Morcles	0.158	0.184	0.168	0.143
250	Dt. de Morcles	0.189	0.221	0.213	0.188
251	Dt. de Morcles	0.199	0.247	0.251	0.198

Mesures de la LS

No. éch.	Lieu géogr.	LS 18µm 10Å AD	LS 2µm 10Å AD	LS 2µm 10Å GLY	LS 2µm 7Å AD
252	Dt. de Morcles	0.185	0.228	0.217	0.188
253	Dt. de Morcles	0.177	0.191	0.191	0.141
254	Anzeindaz	0.177	0.280	0.202	0.202
255	Anzeindaz	0.281	0.453	0.361	0.198
256	Anzeindaz	0.338	0.501	0.386	0.202
257	Anzeindaz	0.173	0.255	0.224	0.210
258	Anzeindaz	0.224	0.309	0.243	0.243
259	Anzeindaz	0.166	0.421	0.365	0.247
260	Anzeindaz	0.155	0.317	0.257	0.000
261	Anzeindaz	0.206	0.184	0.217	0.147
262	Anzeindaz	0.125	0.247	0.210	0.162
263	Anzeindaz	0.251	0.298	0.243	0.221
264	Anzeindaz	0.202	0.313	0.408	0.173
265	Anzeindaz	0.221	0.412	0.272	0.000
266	Anzeindaz	0.200	0.265	0.221	0.000
267	Anzeindaz	0.210	0.254	0.000	0.141
268	Anzeindaz	0.159	0.497	0.346	0.162
269	Anzeindaz	0.348	0.480	0.452	0.173
270	Anzeindaz	0.365	0.453	0.409	0.188
301	Leytron	0.166	0.198	0.183	0.164
302	Leytron	0.179	0.195	0.195	0.178
303	Leytron	0.183	0.183	0.182	0.182
304	Leytron	0.174	0.168	0.182	0.161
305	Leytron	0.185	0.153	0.151	0.157

4. Minéraux index et accessoires (fractions argileuses orientées < 2 µm air-dry (AD))

Nom du minéral	Réflexion: hkl	Position: °2θ (SCINTAG)	Position: dÅ
Rectorite	001	~3.8	~23
Stilpnomélane	001	~7.4	~12
Micas	001/002	~8.8	~10
Paragonite	001	~9.2	~9.6
Pyrophyllite	001	~9.6	~9.2
Chlorite	002	~12.6	~7
Chloritoïde	001	19.98	4.44
Kaolinite	001/002	~24.7	~3.6
Dolomite	104	30.92	2.89
Pyrite- marcassite- hématite*	200/104/130	~33.1	~2.7
Interstratifié paragonite/ muscovite	001	46.28	1.96

*en présence du pic seul à ~2.7, ces minéraux ne peuvent être déterminés avec précision

Minéraux accessoires 2µm

No. éch.	rectonite 23A	silpnoméane 12A	paragonite 9.5A	pyrophyllite 9.2A	chloritole 4.44A	kaolinite 3.6A	colomnite 2.99A	min. Fe 2.7A	paragonite/muscovite 1.99A	minéraux index
1	0	0	10953	0	0	0	0	0	0	0 Pa
2	0	0	43889	0	0	0	0	1944	0	2166 Pa, P/M
2a	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	0	3651	0	0	0	0	0	0	0 Pa
3a	26300	0	0	0	0	0	0	0	0	1260 Re, P/M
4	14100	0	0	0	0	0	0	0	0	0 Re
5	0	0	4819	0	0	0	0	0	0	1188 Pa, P/M
6	0	0	0	0	0	0	0	1148	0	1164 Pa
7	0	0	0	0	0	0	1255	1983	0	0
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0	0	0	0	1449	0	0
11	0	0	0	0	0	0	0	2107	0	0
12	0	0	0	0	0	0	0	3016	0	0
13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
21	0	0	1000	0	0	0	0	2807	0	720 Pa, P/M
22	0	0	4000	0	0	0	0	0	0	0 Pa
23	0	0	1000	0	0	0	0	0	0	0 Pa
24	0	0	35000	0	0	0	0	0	0	1640 Pa, P/M
25	0	0	19000	0	0	0	0	0	0	927 Pa, P/M
26	0	0	19000	0	0	0	0	0	0	1400 Pa, P/M
27	0	0	18000	0	0	0	0	0	0	610 Pa, P/M
28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
31	0	0	0	0	0	0	1603	1457	0	0
32	0	0	0	0	0	0	1388	0	0	0
33	0	0	0	0	0	0	0	1962	0	0
34	0	0	0	0	0	0	1208	0	0	0
35	0	0	0	0	0	0	1382	0	0	0
36	0	0	0	0	0	0	2887	0	0	0
37	0	0	0	0	0	0	4450	1180	0	0
38	0	0	0	0	0	0	6148	1504	0	0
39	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	1681	1080	0	0
41	0	0	0	0	0	0	0	1129	0	0
42	0	0	0	0	0	0	1888	1115	0	0
43	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
44	0	0	0	0	0	0	0	1544	0	0
45	0	0	0	0	0	0	0	1823	0	0
46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
47	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
48	0	0	2400	0	0	0	0	0	0	0 Pa
49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50	0	0	0	0	0	0	0	2189	0	0
51	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
52	0	0	0	0	0	0	0	1544	0	0

Abbreviations: Re = rectorite; Si = silpnoméane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Cl = chloritole; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Minéraux accessoires 2µm

No. écn.	rectorite 23A	silpnoméline 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 9.2A	chloritofite 4.44A	kaolinite 3.6A	dobsonite 2.99A	min. Fe 2.7A	paragonite/muscovite 1.96A	minéraux Index
53	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
54	0	0	4630	0	0	0	0	0	0	0 Pa
55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
58	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
59	0	0	0	0	0	0	0	1192	0	0
60	0	0	0	0	0	0	1508	0	0	0
61	0	15157	0	0	0	0	0	3396	0	0 Si
62	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
63	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
65	41920	0	0	0	0	0	1960	0	0	1500 Re, P/M
66	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
67	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
69	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
70	0	0	0	0	0	0	1282	0	0	3749 P/M
71	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1595 P/M
72	0	0	0	0	0	0	1182	0	0	0
73	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
75	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
77	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
78	0	11313	0	0	0	0	1302	0	0	0 Si
79	0	1249	0	0	0	0	0	1039	0	0 Si
80	0	0	0	0	0	0	0	1478	0	0
81	0	0	0	0	0	0	0	2654	0	0
82	0	0	0	0	0	0	0	1527	0	0
83	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
84	0	0	0	0	0	0	0	2894	0	0
85	0	0	0	0	0	0	0	1074	0	0
86	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
87	0	0	0	0	0	0	0	2728	0	0
88	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
89	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
91	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
92	0	0	0	0	0	0	0	1158	0	0
93	0	0	0	0	0	0	0	2245	0	0
94	0	0	0	0	0	0	0	2190	0	0
95	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
96	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
97	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
98	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
99	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
101	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
103	0	0	0	0	0	0	1380	0	0	0 Illite/Chlorite, Ka
104	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
105	0	0	0	0	0	0	7938	2766	0	0 Ka
106	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Abbreviations: Re = rectorite; Si = silpnoméline; Pa = paragonite; Pys = pyrophyllite; Cl = chloritofite; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Minéraux accessoires Zum

No. éch.	rectalite 23A	stipnoméline 12A	paragonite 9.5A	pyrophyllite 9.2A	chlorite/oides 4.4A	kaolinite 3.6A	dolomite 2.89A	min. Fe 2.7A	paragonite/muscovite 1.99A	minéraux Index
107	0	0	0	0	0	1124	0	0	0	Ka
108	0	0	0	0	0	8480	0	0	0	Ka
109	0	0	0	0	0	917	0	0	0	Ka
110	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
111	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
112	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
113	0	0	8259	0	0	0	0	3717	0	Pa
114	0	0	1000	0	0	0	0	0	0	Pa
115	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Muscovite
116	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
117	0	0	1800	0	0	0	0	2076	0	Pa
118	0	0	0	0	0	0	0	1901	0	
119	0	0	0	0	1022	0	0	0	0	Cl
120	0	0	0	0	2607	0	0	0	0	Muscovite, Cl
121	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
122	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
123	0	0	2000	0	0	0	0	0	0	Pa
124	0	0	2000	0	0	0	0	0	0	Pa
125	0	0	2270	0	0	0	0	1877	0	Pe
126	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
127	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
128	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
129	0	0	0	0	0	0	0	1191	0	
130	0	0	0	0	0	0	0	2270	0	
131	8480	0	0	1880	0	0	0	0	0	Re, Py
132	5060	0	0	1620	0	0	0	0	0	Re, Py
133	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
134	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
135	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
136	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
137	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
138	0	0	0	0	0	0	0	1133	0	Pa
139	0	0	1900	0	0	0	0	0	0	
140	4920	0	0	1620	0	3120	0	1440	0	Re, Py, Ka
141	0	0	4500	0	0	0	0	0	0	Pa
142	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
143	9000	0	0	0	0	3000	0	0	0	Re, Ka
144	14400	0	0	720	0	5000	0	0	0	Re, Py, Ka
145	0	0	12000	0	0	0	0	0	0	Pa
146	0	0	0	0	0	0	0	1725	0	
147	0	0	1800	0	0	0	0	0	0	Pe
148	0	0	4800	0	0	0	0	6044	0	Pa
149	0	0	2400	0	0	0	0	0	0	Pe
150	0	0	4800	0	0	0	0	1781	0	Pe
151	0	0	8000	0	0	0	0	1061	0	Pa
152	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
153	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
154	0	0	1000	0	0	0	0	0	0	Pe
155	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
156	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
157	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
158	0	0	1800	0	0	0	0	0	0	Pa
159	0	0	3000	0	0	0	0	0	0	Pe
160	0	0	4200	0	0	0	0	0	0	Pa
Abbréviations: Re = rectorite, St = stilpnoméline, Pa = paragonite, Py = pyrophyllite, Cl = chlorite/oides, Ka = kaolinite;										
										min. Fe = minéraux de fer, P/M = paragonite/muscovite.

Minéraux accessoires 2µm

No. éch.	rectonite 23A	silipnamblane 12A	paragonite 9.8A	pyrophyllite 9.2A	chlorite 4.4-4A	kaolinite 3.5A	idionite 2.85A	min. Fe 2.7A	paragonite/muscovite 1.98A	minéraux index
161	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
162	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
163	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
164	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
165	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
166	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
167	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
168	0	0	3200	0	0	0	0	0	0	Pa
169	0	0	4000	0	0	0	0	0	0	Pa
171	0	0	1000	0	0	0	0	0	0	Pa
172	0	0	2000	0	0	0	0	0	0	Pa
173	4980	0	0	0	0	0	0	0	0	960 Re, P/M
174	3420	0	0	0	0	0	0	0	0	900 Re, P/M
175	0	0	0	0	0	0	0	0	0	860 P/M
176	1980	0	0	720	0	0	0	0	0	0 Re, Py
177	10900	0	0	11040	2400	2000	0	0	0	1580 Re, Py, Cl, Ka, P/M
178	13140	0	0	4600	0	0	0	0	0	900 Re, Py, P/M
179	13860	0	0	3300	0	0	0	0	0	1140 Re, Py, P/M
180	12300	0	0	1260	0	0	0	0	0	900 Re, Py, P/M
181	0	0	0	17785	0	0	0	0	0	868 Py, P/M
182	0	0	0	2008	0	0	0	0	0	0 Py
183	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
184	8540	0	0	5820	0	3840	0	0	0	0 Re, Py, Ka
185	3180	0	0	0	0	0	0	0	0	0 Re
187	0	0	0	0	0	0	0	0	0	720 P/M
188	18900	0	0	3180	1740	0	0	0	0	1680 Re, Py, Cl, P/M
189	13140	0	0	0	0	0	0	0	0	720 Re, P/M
192	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
190	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
194	0	0	0	0	0	0	0	0	0	801
195	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1011 P/M
196	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
197	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
198	0	0	0	0	0	0	0	0	0	536 P/M
199	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3659 P/M
201	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3895 P/M
202	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1299
203	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2484
204	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2592
205	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2363
206	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4575
207	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2792
208	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19751
209	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1225
210	0	0	0	0	0	0	0	0	0	32212
211	0	0	5000	0	0	0	0	0	0	0 Pa
212	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
213	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8835
214	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24090
215	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1483
216	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15030
217	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1344
218	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1821
219	0	0	1000	0	0	0	0	0	0	1368
219	0	0	1800	0	0	0	0	0	0	1890
219	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2175

min. Fe = minéraux de fer, P/M = paragonite muscovite.

Py= pyrophyllite; Cl= chlorite; Ka= kaolinite;

Abbreviations: Re = rectorite; St = stilpnomélan; Pa = paragonite

Minéraux accessoires 2µm

No. 4ch	rectonite 23A	silpinométhane 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 9.2A	chloritoid 4.4-4A	kaolinite 3.6A	dolomite 2.89A	min. Fe 2.7A	paragonite/muscovite 1.96A	minéraux Index
220	0	0	0	0	0	0	1304	1477	0	
221	0	0	0	0	0	0	0	1532	0	
222	0	0	0	0	0	0	20810	0	0	
223	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
224	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
225	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
226	0	0	0	2000	0	0	0	0	0	Pa
227	0	0	0	0	0	0	2832	1862	0	
230	0	0	0	0	0	0	3963	0	0	
231	0	0	0	0	0	0	2617	5550	0	Hematite??
232	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
233	13072	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe
234	0	0	0	0	0	0	3382	0	0	
235	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
236	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
237	0	3930450	0	0	0	0	0	1938	0	St
238	0	2097	0	0	0	0	2300	1460	0	St
240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
241	17272	0	0	0	0	0	0	0	0	
242	10906	0	0	0	0	0	0	2126	0	1702 Pb, P/M
243	0	0	0	0	0	0	0	3301	0	2043 Pb, P/M
244	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1450 P/M
245	12178	0	0	0	0	0	0	10109	0	
246	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Fe
247	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
248	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2056 P/M
249	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
250	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
251	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
252	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
253	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
254	0	0	0	0	0	0	1426	0	0	
256	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
256	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
257	0	0	0	0	0	0	0	1821	0	
258	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
259	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
260	0	0	0	0	0	0	1724	0	0	
261	0	0	0	0	0	0	1715	1450	0	1390 P/M
262	0	0	0	0	0	0	0	2010	0	
263	0	201651	0	0	0	0	0	1562	0	St
264	0	168164	0	0	0	0	0	1313	0	St
265	0	94139	0	0	0	0	1668	1456	0	St
266	0	366675	0	0	0	0	0	1807	0	St
267	0	27922	0	0	0	0	1742	1365	0	St
268	0	0	0	0	0	0	1265	0	0	
269	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
270	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
301	0	0	0	0	0	0	1068	0	0	
302	0	0	0	0	0	0	1042	0	0	
303	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
304	0	0	0	0	0	0	1222	0	0	
305	0	0	0	0	0	0	0	1030	0	

Abbreviations: Fe = rectonite; St = silpinométhane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Cl = chloritoid; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

5. Minéraux index et accessoires (fractions argileuses orientées 2-16 μm air-dry (AD))

Nom du minéral	Réflexion: hkl	Position: $^{\circ}2\theta$ (SCINTAG)	Position: dÅ
Rectorite	001	~3.8	~23
Stilpnomélane	001	~7.4	~12
Micas	001/002	~8.8	~10
Paragonite	001	~9.2	~9.6
Pyrophyllite	001	~9.6	~9.2
Chlorite	002	~12.6	~7
Chloritoïde	001	19.98	4.44
Kaolinite	001/002	~24.7	~3.6
Dolomite	104	30.92	2.89
Pyrite- marcassite- hématite*	200/104/130	~33.1	~2.7
Interstratifié paragonite/ muscovite	001	46.28	1.96
Quartz	100	20.83	4.26
FK	002,220,040	27.51	3.24
Plagioclases	002,220,040	27.95	3.19
Diaspore	010	22.26	3.99

*en présence du pic seul à ~2.7, ces minéraux ne peuvent être déterminés avec précision

Minéraux accessoires 2-16µm

No. éch.	rectonite 23A	esfiproméiane 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 9.2A	chloritoïde 4.44A	quartz 4. 28A	diaspore 3.99A	kaolinite 3.5A	marcassite 3.44A	FK 3.24A	plagioclase 3.19A	dolomite 2.69A	min. Fe 2.7A	P/M 1.96A
1	0	0	18000	0	0	9424	8468	0	0	7675	0	0	0	0
2	0	0	42203	0	0	16831	20742	0	0	0	0	0	0	1461
2a	0	0	0	0	0	17822	5461	0	0	0	2165	0	0	2894
3	0	0	0	0	0	3459	6043	0	0	6334	7067	0	0	0
3a	54120	0	0	0	0	14340	8580	0	0	7560	2280	0	0	1920
4	40500	0	0	0	0	0	7680	0	0	9900	7080	0	0	2160
5	0	0	12000	0	0	0	3402	0	0	9001	0	0	0	1388
6	0	0	0	0	0	21543	4322	0	0	1830	0	0	0	4575
7	0	0	3172	0	0	12531	5534	0	0	4186	0	0	5520	4273
8	0	0	0	0	0	0	3266	0	0	0	0	0	0	0
9	0	0	3825	0	0	4682	4324	0	0	0	0	8156	0	0
10	0	0	0	0	0	2187	4270	0	0	0	2119	0	0	1393
11	0	0	0	0	0	10769	5426	0	0	1296	3053	0	0	1368
12	0	0	0	0	0	5401	3099	0	0	1892	1509	0	0	1537
13	0	0	0	0	0	24655	7298	0	0	2407	5014	0	0	0
14	0	0	1000	0	0	5893	5687	0	0	1696	0	0	0	0
15	0	0	0	0	0	6340	6588	0	0	2266	3907	9137	1651	0
16	0	0	0	0	0	12470	4313	0	2348	0	1812	36153	1462	0
17	0	0	0	0	0	23570	2015	0	0	0	3016	0	0	0
18	0	0	0	0	0	3787	10969	0	0	2710	4035	0	0	0
19	0	0	0	0	0	7882	10354	0	0	2490	3762	0	0	0
20	0	0	1211	0	0	1239	3160	0	0	2272	0	1378	4396	0
21	0	0	8400	0	0	10172	8788	0	0	5594	10240	0	1209	766
22	0	0	7200	0	0	14924	8448	0	0	4924	10180	0	0	2381
23	0	0	6000	0	0	10256	9868	0	0	4280	0	0	0	744
24	0	0	21600	0	0	25053	2888	0	0	15216	0	0	0	1615
25	0	0	9000	0	0	26657	6187	0	0	6149	0	0	0	800
26	0	0	9600	0	0	24648	5948	0	0	7787	0	0	0	978
27	0	0	7200	0	0	9016	9551	0	0	4834	0	0	0	1561
28	0	0	0	0	0	23281	1468	0	0	0	4006	0	0	5924
29	0	0	0	0	0	24497	2213	0	0	0	7956	0	0	2019
30	0	0	0	0	0	21499	2085	0	0	0	4379	0	0	2856
31	0	0	0	0	0	55726	2938	0	0	0	22551	0	0	4832
32	0	0	0	0	0	22500	0	0	0	0	0	2845	0	1816
33	0	0	0	0	0	29546	0	0	0	1639	1084	4646	1888	1381
34	0	0	0	0	0	14056	0	0	0	0	0	122402	1137	0
35	0	0	0	0	0	13608	0	0	0	0	1944	83654	1176	0
36	0	0	0	0	0	8032	0	0	0	0	0	121390	1110	0
37	0	0	0	0	0	1382	0	0	0	0	0	219233	1262	0
38	0	0	0	0	0	1511	0	0	0	0	0	227511	3819	0
39	0	0	0	0	0	15671	2685	0	0	1569	0	15569	1392	0
40	0	0	0	0	0	24325	1466	0	0	1426	0	130315	2368	0
41	0	0	0	0	0	23162	0	0	0	0	0	35314	1346	0
42	0	0	0	0	0	7238	1532	0	0	1315	0	161214	3637	0
43	0	0	0	0	0	25246	5618	0	0	1651	2936	6816	3392	0
44	0	0	0	0	0	3450	2694	0	0	0	2526	0	2526	0
45	0	0	0	0	0	7142	4334	0	0	3838	10591	11666	12863	1200
46	0	0	0	0	0	2505	3076	0	0	0	1790	0	0	0
47	0	0	0	0	0	28830	2308	0	0	0	24333	2969	0	0

Abbreviations: Re = rectorite; St = silliproméiane; Pa = paragonite; Pys = pyrophyllite; Cl = chloritoïde; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Minéraux accessoires 2-16µm

No. éch.	rectonite 23A	silpnoéméane 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 8.2A	chloritoïde 4.44A	quartz 4.26A	diaspore 3.99A	kaolinite 3.6A	marcasite 3.44A	FK 3.24A	plagioclase 3.19A	dolomite 2.89A	min. Fe 2.7A	P/M 1.96A
48	0	0	3200	0	0	2872	3372	0	0	0	0	0	0	0
49	0	0	0	0	0	2527	7177	0	0	0	2596	0	0	0
50	0	0	0	0	0	6268	5350	0	0	0	0	0	0	0
51	0	0	0	0	0	5661	9899	0	0	1000	0	0	0	0
52	0	0	0	0	0	4980	5120	0	0	2000	2985	0	2974	0
53	0	0	0	0	0	5992	12574	0	0	2000	2000	0	0	0
54	0	0	8000	0	0	4991	5104	0	0	2000	0	0	0	0
55	0	0	0	0	0	3003	9529	0	0	2500	2370	0	0	0
56	0	0	0	0	0	15540	3283	0	0	0	0	0	0	0
57	0	0	0	0	0	21351	4217	0	0	0	0	8427	0	0
58	0	0	0	0	0	28438	5401	0	0	0	2521	4363	0	0
59	0	0	0	0	0	97165	3368	0	0	0	2791	3109	2379	0
60	0	0	0	0	0	25588	1760	0	0	0	2615	1561	0	0
61	0	43557	0	0	0	20919	0	0	0	6614	1673	0	10002	0
62	0	0	0	0	0	30097	0	0	0	0	9309	1171	1320	0
63	0	0	0	0	0	25103	0	0	0	6954	3512	0	0	0
64	0	0	0	0	0	36449	0	0	0	0	8953	0	2662	0
65	30000	0	0	0	0	8731	2977	0	0	10575	5132	0	0	1986
66	0	0	0	0	0	1484	0	0	0	0	0	0	0	0
67	0	0	0	0	0	26776	7911	0	0	8456	2066	0	4391	0
68	0	0	0	0	0	10530	2792	0	0	3297	2519	0	2955	1522
69	0	0	0	0	0	6287	2259	0	0	4140	2887	0	1393	0
70	0	0	0	0	0	20923	2722	0	0	0	0	0	0	0
71	0	0	0	0	0	5936	4054	0	0	8198	0	0	0	1665
72	0	0	0	0	0	18015	6352	0	0	4412	0	0	0	0
73	0	0	0	0	0	11948	0	0	0	1271	2571	1090	5293	0
74	0	0	0	0	0	81728	2149	0	0	3166	0	0	1108	0
75	0	0	0	0	0	18816	2618	0	0	5744	83654	0	1812	0
76	0	0	0	0	0	18455	1195	0	0	0	15072	1207	27651	0
77	0	0	0	0	0	13973	0	0	0	0	12144	0	1987	0
78	4808	0	0	0	0	18475	1401	0	0	0	0	0	1342	0
79	0	0	0	0	0	28404	0	0	0	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	30721	0	0	0	3526	4717	0	2748	0
81	0	0	0	0	0	55351	0	0	0	23718	12005	24296	16092	0
82	0	0	0	0	0	46731	1267	0	0	2355	10334	10328	13583	0
83	0	0	0	0	0	32221	1436	0	0	0	4354	1585	11981	0
84	0	0	0	0	0	36935	1869	0	0	3349	7898	1409	18250	0
85	0	0	0	0	0	59070	1604	0	0	1727	1897	0	2648	0
86	0	0	0	0	0	63663	0	0	0	1708	4659	0	2759	0
87	0	0	0	0	0	23171	1725	0	0	1616	3034	0	1913	0
88	0	0	0	0	0	25011	0	0	0	7579	20801	4996	25076	0
89	123538	0	0	0	0	22340	4201	0	0	28005	2162	0	1565	0
90	0	0	0	0	0	44634	1609	0	0	0	1811	0	1686	0
91	0	0	0	0	0	45042	0	0	0	0	3432	0	1189	0
92	0	0	0	0	0	33804	0	0	0	1104	3916	0	4108	0
93	0	0	0	0	0	18463	0	0	0	1839	9162	0	4146	0
94	0	0	0	0	0	33668	0	0	0	12209	101724	3582	8418	0
95	0	0	0	0	0	26412	0	0	0	0	5799	0	0	0
98	0	0	0	0	0	35093	0	0	0	4046	294507	0	1137	0

Abbréviations: Ro = rectorite; St = silpnoéméane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Cl = chloritoïde; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Minéraux accessoires 2-16µm

No. éch.	rectonite 23Å	sillpnomélane 12Å	paragonite 9.6Å	pyrophyllite 9.2Å	chloritoidite 4.44Å	quartz 4.28Å	diaspore 3.99Å	kaolinite 3.6Å	inercassite 3.44Å	FK 3.24Å	pléogéolase 3.19Å	calarinite 2.89Å	min. Fe 2.7Å	P/M 1.95Å
97	0	0	0	0	0	16101	0	0	0	1277	28109	0	4751	0
98	0	0	0	0	0	15513	2134	0	1892	0	25178	0	1621	0
99	0	0	0	0	0	33151	0	0	0	1863	21624	0	0	0
100	0	0	0	0	0	20377	0	0	0	2056	26283	0	0	0
101	0	0	0	0	0	28051	0	0	0	0	9124	0	0	0
102	0	0	0	0	0	36357	3118	0	0	3344	0	0	0	0
103	0	0	0	0	0	29337	0	2943	0	0	0	0	0	0
104	0	0	0	0	0	34826	1138	0	0	0	0	0	0	0
105	0	0	0	0	0	27593	2386	94016	0	0	4009	0	0	0
106	0	0	0	0	0	90446	0	3626	0	0	0	0	0	0
107	0	0	0	0	0	96620	5517	1820	0	1127	1014	0	0	0
108	0	0	0	0	0	9406	13240	5332	0	7270	0	0	0	0
109	0	0	0	0	0	17479	9610	0	0	2335	4958	0	0	0
110	0	0	0	0	0	29210	1046	0	0	0	1181	0	0	0
111	0	0	0	0	0	19214	0	0	0	0	1071	0	4980	0
112	0	0	0	0	0	19333	3899	0	0	0	6796	0	1733	0
113	0	0	7000	0	0	8628	2376	0	0	0	0	0	5451	0
114	0	0	5000	0	0	5813	3798	0	0	4430	0	0	4258	0
115	0	0	0	0	0	14396	2983	0	0	5532	1235	15228	0	0
116	0	0	0	0	0	23632	4206	0	0	0	5196	1698	0	0
117	0	0	5000	0	0	8424	6106	0	0	5686	1774	0	5199	1119
118	0	0	0	0	0	8947	11616	0	0	1646	4790	11707	10575	0
119	0	0	5000	0	0	20922	15610	4497	0	8440	0	0	0	0
120	0	0	0	0	0	103080	18600	0	0	3180	2400	0	0	0
121	0	0	12000	0	0	13500	6360	0	0	12720	0	0	0	1620
122	0	0	0	0	0	41150	3540	0	0	0	2520	0	1140	0
123	0	0	0	0	0	15219	0	0	0	6687	0	0	10586	0
124	0	0	1000	0	0	13905	2006	0	0	5932	0	2489	2489	0
125	0	0	2000	0	0	15511	3805	0	0	6689	0	2472	0	0
129	0	0	0	0	0	14438	1466	0	0	0	0	0	0	0
127	0	0	0	0	0	14400	0	0	0	0	0	0	0	0
128	0	0	0	0	0	38076	1370	0	0	2790	1489	8130	11214	0
129	0	0	0	0	0	12263	1251	0	0	0	0	0	12810	0
130	0	0	0	0	0	6698	1752	0	1227	1290	3674	0	8971	0
131	5340	0	0	8560	0	10500	1200	0	0	3000	1800	0	0	0
132	3720	0	0	5040	0	7920	3180	0	0	6540	3120	0	0	1020
134	0	0	0	0	0	22145	1105	0	0	3541	3299	1102	6353	0
135	0	0	0	0	0	31118	0	0	0	5228	3124	0	1181	0
136	0	0	0	0	0	18204	1216	0	0	1389	3878	0	4977	0
137	0	0	0	0	0	16733	1794	0	0	1279	6434	0	1965	0
138	0	0	0	0	0	21237	1409	0	0	1771	9788	0	12178	0
139	0	0	0	0	0	15268	1532	0	0	0	0	0	0	0
140	3120	0	0	1800	0	3803	0	4200	0	1880	1680	0	1440	0
141	0	0	0	0	0	13597	1145	0	0	1018	1704	0	1520	0
142	0	0	0	0	0	3131	2024	0	0	4900	2477	0	0	1000
143	3800	0	0	0	0	21120	0	22140	0	2190	900	0	0	0
144	7200	0	0	1000	0	2700	0	27600	0	1800	1090	0	0	0
145	0	0	3321	0	0	17312	6454	0	0	0	0	0	5078	0
146	0	0	0	0	0	33865	1541	0	0	0	15855	0	0	0

Abbreviations: Re = rectorite; St = sillpnomélane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Cl = chloritoidite; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Minéraux accessoires 2-16µm

No. éch.	rectonite 23A	silpnomélane 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 9.2A	chloritoïde 4.4A	quartz 4.26A	diaspore 3.99A	kaolinite 3.6A	marcasite 3.44A	FK 3.24A	plagioclase 3.19A	dolomite 2.89A	min. Fe 2.7A	P/M 1.96A
147	0	0	0	0	0	12877	2326	0	0	1499	2054	8457	5548	0
148	0	0	2078	0	0	23397	2598	0	0	2759	0	0	3232	0
149	0	0	0	0	0	11720	2413	0	0	2292	0	8044	1156	0
150	0	0	5973	0	0	11934	1088	0	0	0	77417	0	1373	0
151	0	0	10184	0	0	7910	2492	0	0	0	18238	0	0	0
152	0	0	200	0	0	8533	1084	0	0	0	3946	0	0	0
153	0	0	200	0	0	7027	1593	0	0	0	2978	0	0	0
154	0	0	200	0	0	7025	0	0	0	1347	2726	0	0	0
155	0	0	0	0	0	9936	1356	0	0	0	8585	0	4699	0
156	0	0	0	0	0	4179	2208	0	0	0	50857	0	1003	0
157	0	0	0	0	0	5712	1880	0	0	0	4398	0	0	0
158	0	0	1000	0	0	5698	1150	0	0	0	0	2334	0	0
159	0	0	1400	0	0	1783	1304	0	0	0	0	18014	0	0
160	0	0	2800	0	0	1484	1082	0	0	0	0	0	0	0
161	0	0	0	0	0	15458	2388	0	0	1359	11404	0	0	0
162	0	0	0	0	0	18464	1011	0	0	0	0	0	3583	0
163	0	0	0	0	0	12095	1824	0	0	15897	2680	0	1145	0
164	0	0	0	0	0	11817	2225	0	0	0	8269	0	4613	0
165	0	0	0	0	0	15672	0	0	0	0	3480	0	1122	0
166	0	0	0	0	0	10509	0	0	0	0	2698	0	3831	0
167	0	0	0	0	0	3986	2710	0	0	1426	1384	0	1460	0
168	0	0	1400	0	0	1797	1316	0	0	0	0	0	0	0
169	0	0	2800	0	0	3983	1619	0	0	1707	0	0	0	0
171	0	0	0	0	0	2765	1089	0	0	0	10256	0	0	0
172	0	0	3300	0	0	6300	0	0	0	0	8120	0	0	0
173	2100	0	1020	0	0	15600	3600	0	0	4080	3940	2700	3780	840
174	2400	0	680	0	0	13620	3800	0	0	3840	2940	1980	2820	960
175	0	0	0	0	0	31020	1140	0	0	1920	1980	1380	1380	0
176	0	0	0	0	0	9973	1959	0	0	0	0	0	0	0
177	14080	0	0	0	18200	11160	3420	7320	0	6040	2100	0	0	1560
178	5700	0	0	0	0	1680	0	0	0	3650	1920	0	0	540
179	7140	0	0	0	1880	0	0	3780	0	2840	1740	0	0	540
180	4560	0	0	0	0	0	1200	0	0	3120	1860	0	0	540
181	0	0	0	0	32281	0	0	2458	0	1956	0	0	0	0
182	0	0	0	0	2855	0	0	0	0	32032	0	0	0	0
183	0	0	0	0	0	3955	0	0	0	0	11341	0	0	0
184	8940	0	0	0	48420	0	1080	74220	0	0	1200	0	0	0
185	0	0	0	0	0	0	0	29486	0	0	1682	0	0	0
187	0	0	0	0	0	8269	0	0	0	1287	12791	0	3987	0
188	5100	0	0	0	43560	5280	4320	0	0	7800	2280	0	1200	1560
189	3800	0	0	0	840	7080	0	0	0	3000	0	0	0	0
192	0	0	0	0	0	5738	0	2218	0	0	0	0	1932	634
193	0	0	0	0	0	5844	6218	0	0	2673	5173	0	0	732
194	0	0	6000	0	0	28049	0	0	0	3081	0	0	0	0
195	0	0	0	0	0	30188	0	0	0	0	26615	7789	11223	0
196	0	0	0	0	0	23184	0	0	0	0	7827	1306	5343	0
197	0	0	2000	0	0	52662	0	0	0	0	0	0	1134	0
198	0	0	0	0	0	13017	2745	0	0	8632	2770	0	0	1230
199	0	0	0	0	0	14819	3577	0	0	9959	4589	0	0	1804

Abbréviations: Re = rectorite; St = stilpnomélane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Ch = chloritoïde; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovita.

Minéraux accessoires 2-16µm

No. écn.	rectorite 23A	stipnomélane 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 9.2A	chloritoidite 4.4A	quartz 4.26A	clausone 3.99A	kaolinite 3.6A	marcassite 3.4A	FK 3.24A	plagioclase 3.19A	delorinite 2.09A	min. Fa 2.7A	PAM 1.96A
201	0	0	0	0	0	7800	0	0	0	0	0	0	0	0
202	0	0	0	0	0	13753	6137	0	10426	3278	2434	1318	2752	0
203	0	0	0	0	0	9648	9737	0	0	3216	1658	0	2202	0
204	0	0	0	0	0	11762	13726	0	0	4261	4094	0	1874	0
205	0	0	0	0	0	4926	0	0	0	0	0	0	0	0
206	0	0	0	0	0	12104	4728	0	0	4270	0	0	0	0
207	0	0	0	0	0	15327	0	0	3128	2431	4286	241189	2684	0
208	0	0	0	0	0	19331	4494	0	17731	2497	13295	7872	4917	0
209	0	0	0	0	0	12465	11364	0	13051	2135	2401	0	4984	0
210	0	0	0	0	0	7399	0	0	0	10259	336952	0	0	0
211	0	0	6000	0	0	17782	7568	0	0	3543	44826	0	0	0
212	0	0	0	0	0	9578	5359	0	2483	1384	12144	1900	1880	0
213	0	0	0	0	0	16219	5272	0	0	0	0	494774	0	0
214	0	0	0	0	0	18871	5995	0	0	0	2167	552242	0	0
215	0	0	0	0	0	228536	0	0	0	0	0	339685	1806	0
216	0	0	0	0	0	11972	5814	0	0	7161	3721	5339	1669	0
217	0	0	0	0	0	7429	2678	0	0	0	4638	2528	0	0
218	0	0	0	0	0	20029	9608	0	0	15201	16714	0	4347	0
218	0	0	0	0	0	6025	4395	0	0	4798	5034	1706	3135	0
220	0	0	0	0	0	16193	5387	0	0	6030	2148	0	1616	0
221	0	0	0	0	0	64281	0	0	0	3890	14551	18102	2997	0
222	0	0	0	0	0	174746	2176	0	0	0	0	689446	0	0
223	0	0	0	0	0	17391	6454	0	0	2521	4783	4308	1544	0
224	0	0	0	0	0	3901	1795	0	0	0	0	1321	1412	0
225	0	0	0	0	0	5401	2122	0	0	0	0	8932	8660	0
226	0	0	0	0	0	43577	2614	0	0	5086	6952	0	0	0
227	0	0	0	0	0	21767	3440	0	0	5830	7374	0	3297	0
230	0	0	0	0	0	33454	4014	0	0	5085	32659	3286	0	0
231	0	0	0	0	0	20898	0	0	0	2414	63377	3080	55194	0
232	0	0	0	0	0	14489	0	0	0	2117	5805	0	0	0
233	18212	0	0	0	0	1882	3213	0	2189	3945	3920	0	2443	0
234	0	0	0	0	0	101635	0	0	0	2753	6513	2893	0	0
235	0	0	0	0	0	75554	0	0	0	3507	9601	2650	0	0
236	0	0	5588	0	0	2894	1652	0	5939	1617	0	0	1638	0
237	0	251696	0	0	0	35387	0	0	1653	0	0	0	3845	0
238	0	1839	0	0	0	11788	0	0	0	3740	1448	0	1358	0
239	0	0	0	0	0	16080	0	0	0	0	16166	0	1788	0
240	0	0	0	0	0	32260	1307	0	0	2720	7045	12454	4102	0
241	11932	0	0	0	0	12883	7948	0	0	12488	3172	0	0	0
242	7384	0	0	0	0	24986	7720	0	0	7909	2401	0	5060	0
243	0	0	0	0	0	49385	5517	0	0	7067	2835	0	0	0
244	0	0	0	0	0	26760	3372	0	0	6226	44070	0	23500	0
245	7932	0	0	0	0	66218	0	0	0	23753	23373	0	0	0
248	0	0	0	0	0	40801	0	0	0	3194	3463	0	0	0
247	0	0	0	0	0	75809	0	0	0	18843	13061	0	0	0
248	0	0	0	0	0	51772	0	0	0	0	31475	34524	0	0
249	0	0	0	0	0	36674	0	0	0	1694	14416	0	3473	0
250	0	0	0	0	0	60302	0	0	0	5307	17194	0	0	0
251	0	0	0	0	0	34309	4177	0	0	5510	13204	0	7510	0

Abbreviations: Re = rectorite; St = stipnomélane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Cl = chloritoidite; Ka = kaolinite; min. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Minéraux accessoires 2-16µm

No. éch.	rectorite 23A	silpnométane 12A	paragonite 9.6A	pyrophyllite 9.2A	chloritoïde 4.44A	quartz 4.26A	diaspore 3.99A	kaolinite 3.6A	marcasite 3.44A	FX 3.24A	plagioclase 3.19A	idotohmite 2.69A	min. Fe 2.7A	P/M 1.96A
251	0	0	0	0	0	34309	4177	0	0	5510	13204	0	7510	0
252	0	0	0	0	0	32658	0	0	0	5954	22299	0	0	0
253	0	0	0	0	0	22371	1894	0	0	2555	9374	0	0	0
254	0	0	0	0	0	46524	0	0	0	1479	61513	0	0	0
255	0	0	0	0	0	42809	2802	0	0	2791	11125	1686	2103	0
256	0	0	0	0	0	52068	0	0	0	5120	13694	5052	0	0
257	0	0	0	0	0	174970	0	0	0	1717	1617	0	4540	0
258	0	0	0	0	0	16156	0	0	11855	1920	30364	3689	0	0
259	0	0	0	0	0	95947	0	0	27901	2146	11675	0	4829	0
260	0	0	0	0	0	591736	0	0	2601	0	60467	2050	3968	0
261	0	0	0	0	0	18036	0	0	0	1813	0	0	0	0
262	0	0	0	0	0	30610	0	0	0	1648	13774	0	2369	0
263	0	136329	0	0	0	11561	0	0	0	13091	0	3153	2035	0
264	0	80510	0	0	0	39466	4787	0	0	3826	1318	0	2069	0
265	0	97494	0	0	0	61806	2156	0	0	4154	0	1491	1077	0
266	0	291036	0	0	0	18201	37093	0	0	22841	0	0	4823	0
267	0	25030	0	0	0	12471	3312	0	0	1545	1170	10386	1784	0
268	0	0	0	0	0	19945	2647	0	0	3600	1298	8593	9710	0
269	0	0	0	0	0	34572	2715	0	0	6791	2277	124427	12002	0
270	0	0	0	0	0	57366	2588	0	0	6714	7559	2729	0	0
301	0	0	0	0	0	18429	0	0	0	2491	7484	7501	1436	0
302	0	0	0	0	0	27113	0	0	0	4134	7005	1223	0	0
303	0	0	0	0	0	12870	0	0	0	3460	2140	0	1074	0
304	0	0	0	0	0	23144	0	0	0	2091	11549	1133	1393	0
305	0	0	0	0	0	11406	0	0	0	1538	2239	1841	1953	0

Abbréviations: Re = rectorite; Si = silpnométane; Pa = paragonite; Py = pyrophyllite; Cl = chloritoïde; Ka = kaolinite; m/n. Fe = minéraux de fer; P/M = paragonite muscovite.

Annexe 3

Microsonde: tableaux des résultats

NB: * le taux de Fe est donné sous forme totale: $\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$

A. Les micas

B. Les chlorites

C. Les glauconites

A. Les micas

Tableau A.1. Compositions chimiques et formules structurales des micas: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 267).

Tableau A.2. Compositions chimiques et formules structurales des micas: quartzites glauconieux (Gault, n° 73).

Tableau A.3. Compositions chimiques et formules structurales des micas: flysch (Priabonien, n° 101).

Tableau A.4. Compositions chimiques et formules structurales des micas: marnes à Globigérines (Priabonien, n° 256).

Tableau A.1. Compositions chimiques et formules structurales des micas: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n°267)

N° analyses	95	97	102
Na ₂ O	0.04	0.05	0.03
K ₂ O	0.07	0.08	0.02
FeO*	27.47	23.67	24.71
MgO	4.50	4.09	3.28
CaO	5.66	5.56	0.64
Al ₂ O ₃	12.32	11.21	9.39
MnO	0.10	0.04	0.06
SiO ₂	36.32	35.06	42.47
TiO ₂	0.07	0.05	0.39
Total oxydes	86.55	82.81	81.00
Nombre de cations			
Si	3.06	3.08	3.64
AlIV	0.94	0.92	0.36
S tet	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.29	0.24	0.56
Ti	0.00	0.00	0.03
Fe*	1.94	1.74	1.77
Mn	0.01	0.00	0.00
Mg	0.57	0.54	0.42
S oct.	2.80	2.52	2.80
Ca	0.51	0.81	0.06
Na	0.01	0.01	0.01
K	0.01	0.01	0.00
S interl.	0.52	0.82	0.07
Somme	7.33	7.35	6.87

Tableau A.2. Compositions chimiques et formules structurales des micas: quartzites glauconieux (Gault, n°73)

N° analyses	16	19	19	20	23	24	25	26	27	28	36 V	83 W	84 W
Na2O	0.03	0.05	0.07	0.07	0.15	0.18	0.10	0.82	0.09	0.12	0.14	0.20	0.10
K2O	4.04	5.10	8.77	3.30	5.62	5.50	7.65	8.45	4.89	6.74	6.74	7.34	3.98
FeO*	13.43	10.82	6.20	8.26	21.01	14.56	6.83	2.86	11.01	12.02	8.73	7.29	15.87
MgO	9.04	7.54	2.61	3.16	1.82	2.99	2.06	0.59	8.57	8.02	4.85	4.13	7.76
CaO	0.40	0.32	0.33	0.43	0.50	0.38	0.22	0.13	0.04	0.22	0.16	0.23	0.30
Al2O3	23.76	22.38	23.10	20.82	17.87	20.28	20.27	35.39	26.67	25.95	28.01	25.74	24.73
MnO	0.32	0.30	0.15	0.05	0.00	0.06	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
SiO2	37.55	39.73	47.39	55.25	41.53	40.83	44.86	48.50	40.05	39.40	43.28	42.06	37.89
TiO2	0.05	0.14	0.11	0.11	0.48	0.65	9.86	0.25	0.22	0.19	0.17	0.16	0.09
Total oxydes	88.61	88.35	88.73	98.46	88.77	85.46	91.84	97.04	91.56	82.66	92.06	87.13	90.73
Nombre de cations													
Si	2.85	3.05	3.45	3.58	3.27	3.23	3.20	3.15	2.88	2.86	3.06	3.14	2.83
Al IV	1.15	0.95	0.55	0.32	0.73	0.77	0.80	0.85	1.12	1.14	0.94	0.86	1.17
S tet	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.97	1.07	1.44	1.32	0.93	1.12	0.90	1.85	1.15	1.08	1.40	1.41	1.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.53	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe*	0.85	0.69	0.38	0.46	1.38	0.97	0.41	0.16	0.66	0.73	0.52	0.46	0.99
Mn	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.02	0.86	0.28	0.31	0.19	0.34	0.22	0.06	0.92	0.87	0.51	0.46	0.86
S oct	2.86	2.65	2.11	2.10	2.53	2.47	2.05	2.08	2.74	2.68	2.44	2.33	2.86
Ca	0.03	0.03	0.03	0.08	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.10	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02
K	0.39	0.50	0.82	0.71	0.57	0.56	0.70	0.70	0.45	0.62	0.61	0.70	0.38
S interl.	0.43	0.53	0.85	0.75	0.63	0.61	0.73	0.81	0.46	0.66	0.64	0.75	0.42
Somme	7.29	7.19	6.96	6.85	7.16	7.08	6.78	8.89	7.20	7.34	7.08	7.08	7.28

Tableau A.3. Compositions chimiques et formules structurales des micas: flysch (Priabonien, n°101)

N° analyses	72 O	73 Q	74 P	75 P	75 P	77 P	84 Q	85 Q	85 Q	86 L	88 L	89 L	91 M	92 M	93 M	94 M	95 N	96 N	97 N	105 J	106 J
Na2O	0.59	0.61	2.62	0.94	0.93	1.03	1.21	1.39	1.25	1.30	0.43	0.48	1.16	1.13	1.11	1.22	1.17	0.58	0.52	0.82	0.84
K2O	9.17	9.95	4.38	6.51	6.47	7.37	9.25	9.12	8.50	7.71	10.00	10.58	9.00	8.49	9.17	9.14	5.09	9.34	9.45	9.34	9.50
FeO*	1.80	0.96	1.02	1.33	1.64	2.92	0.84	1.06	2.07	4.31	2.15	0.65	1.11	2.34	1.20	1.17	4.12	3.77	1.26	1.45	1.37
MgO	0.69	0.41	1.96	2.69	3.04	2.18	0.45	0.38	1.01	1.68	1.02	0.35	0.68	1.38	0.87	0.64	3.79	1.63	0.63	0.99	0.80
CaO	0.32	0.36	0.27	0.10	0.15	0.17	0.23	0.19	0.22	0.19	0.18	0.19	0.22	0.28	0.31	0.16	0.41	0.27	0.15	0.24	0.12
Al2O3	34.96	37.38	36.28	34.90	35.35	35.56	37.30	35.94	36.21	35.32	36.15	37.13	36.04	34.83	35.01	36.27	35.62	33.77	34.86	35.23	35.13
MnO	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00
SiO2	45.33	45.74	46.07	47.59	44.82	43.62	46.18	46.17	45.04	43.88	45.43	46.48	46.44	45.77	47.45	48.86	43.91	44.95	45.75	44.97	45.68
TiO2	0.06	0.14	0.09	0.09	0.14	0.17	0.23	0.49	0.43	0.58	0.06	0.07	0.70	0.56	0.51	0.72	0.35	0.69	0.79	1.51	1.43
Total oxydes	92.92	95.55	92.69	94.24	92.34	93.02	95.69	94.84	94.77	94.97	95.42	95.94	95.35	94.78	95.63	96.18	94.46	95.03	93.26	94.54	94.87
Nombre de cations																					
Si	3.08	3.02	3.06	3.13	3.01	2.96	3.04	3.07	3.01	2.95	3.03	3.06	3.06	3.06	3.12	3.07	2.92	3.03	3.03	3.01	3.06
AlIV	0.92	0.98	0.94	0.87	0.99	1.04	0.97	0.93	1.00	1.05	0.98	0.94	0.94	0.85	0.88	0.93	1.08	0.97	0.91	0.99	0.95
S tet	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
AlVI	1.88	1.93	1.89	1.83	1.82	1.91	1.93	1.88	1.85	1.75	1.86	1.94	1.97	1.80	1.84	1.87	1.72	1.72	1.86	1.80	1.81
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.08	0.07
Fe*	0.10	0.05	0.06	0.07	0.09	0.17	0.05	0.06	0.12	0.24	0.12	0.04	0.06	0.13	0.07	0.06	0.23	0.21	0.07	0.08	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.04	0.19	0.26	0.31	0.22	0.04	0.04	0.10	0.17	0.10	0.03	0.07	0.14	0.09	0.06	0.38	0.16	0.06	0.10	0.08
S oct.	2.06	2.03	2.15	2.18	2.23	2.21	2.03	2.01	2.09	2.19	2.09	2.01	2.03	2.09	2.02	2.03	2.34	2.13	2.03	2.05	2.09
Ca	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
Na	0.06	0.06	0.34	0.12	0.12	0.14	0.15	0.16	0.16	0.17	0.06	0.06	0.15	0.15	0.14	0.16	0.15	0.06	0.07	0.11	0.11
K	0.80	0.84	0.37	0.55	0.58	0.64	0.78	0.77	0.72	0.96	0.85	0.89	0.76	0.72	0.77	0.76	0.43	0.80	0.82	0.80	0.81
S interl.	0.90	0.94	0.73	0.67	0.69	0.79	0.95	0.97	0.90	0.84	0.92	0.96	0.92	0.89	0.93	0.93	0.61	0.90	0.89	0.92	0.93
Somme	6.95	6.98	6.88	6.85	6.92	6.96	6.97	6.98	6.99	7.04	7.01	6.97	6.95	6.98	6.95	6.96	6.95	7.03	6.93	6.97	6.96

Tableau A.4. Compositions chimiques et formules structurales des micas: marnes à Globigérines (Gault, n°256)

N° analyses	10 D	11 D	12 E	14 F	15 F	16 G	17 G	21 I	22 J
Na ₂ O	0.20	0.43	0.57	1.20	1.23	0.78	0.81	0.09	1.48
K ₂ O	2.58	4.31	5.52	9.21	9.45	9.14	9.25	3.40	8.06
FeO*	4.40	3.65	2.03	0.68	0.55	2.08	1.73	17.96	3.00
MgO	8.89	6.84	1.78	0.52	0.40	1.33	1.13	9.20	0.68
CaO	0.28	0.75	10.28	0.19	0.12	0.22	0.21	0.30	0.49
Al ₂ O ₃	34.61	34.83	24.36	36.47	36.86	33.06	32.07	20.76	34.08
MnO	0.04	0.00	0.23	0.07	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02
SiO ₂	36.85	39.42	40.87	45.95	45.66	47.86	46.55	33.64	46.05
TiO ₂	0.02	0.04	0.28	0.30	0.08	0.10	2.28	1.90	0.28
Total oxydes	87.86	90.08	85.80	94.57	94.35	94.59	94.05	87.25	94.11
Nombre de cations									
Si	2.63	2.76	3.10	3.06	3.04	3.19	3.14	2.68	3.10
Al IV	1.37	1.25	0.90	0.95	0.96	0.81	0.86	1.32	0.90
S tet	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	1.55	1.62	1.29	1.91	1.94	1.79	1.68	0.63	1.81
Ti	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.12	0.11	0.01
Fe*	0.26	0.21	0.13	0.04	0.03	0.12	0.10	1.20	0.17
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.95	0.69	0.20	0.05	0.04	0.13	0.11	1.09	0.07
S oct.	2.76	2.53	1.84	2.02	2.02	2.05	2.01	3.03	2.06
Ca	0.02	0.06	0.84	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04
Na	0.03	0.06	0.08	0.15	0.16	0.10	0.11	0.01	0.19
K	0.24	0.38	0.54	0.78	0.60	0.78	0.80	0.35	0.69
S interl.	0.28	0.50	1.45	0.95	0.97	0.89	0.92	0.38	0.92
Somme	7.04	7.03	7.10	8.97	6.99	6.94	6.93	7.41	6.98

B. Les chlorites

Tableau B.1. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes aaléniens (n° 120).

Tableau B.2. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes verts (Gault, n° 1).

Tableau B.3. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes aaléniens (n° 27).

Tableau B.4. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes aaléniens (n° 177).

Tableau B.5. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: marnes à Globigérines (Priabonien, n° 256).

Tableau B.6. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 111).

Tableau B.7. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 61).

Tableau B.8. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78).

Tableau B.9. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: quartzites glauconieux (Gault, n° 73).

Tableaux B.10a et b. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: flysch (Priabonien, n° 101).

Tableau B.11. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 267).

Tableau B.12. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: oolithe ferrifère (Callovo-oxfordien, n° 192).

Tableau B1. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes aaléniens (n° 120)

N°analyse	15 D	17 E	18 E
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.00
FeO	28.23	30.23	29.90
MgO	10.98	8.88	9.55
CaO	0.04	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	25.90	24.90	25.90
MnO	0.17	0.14	0.13
SiO ₂	23.34	23.18	23.10
TiO ₂	0.09	0.01	0.02
Total	88.91	87.47	88.80
Si	4.92	5.03	4.92
Al	6.43	6.37	6.50
Al IV	3.08	2.97	3.08
Al VI	3.35	3.39	3.42
Ti	0.01	0.00	0.00
Mn	0.03	0.02	0.02
Fe ^{tot}	4.98	5.48	5.32
Mg	3.45	2.86	3.03
Σ oct.	11.82	11.76	11.79
R ²⁺	8.45	8.37	8.37
Fe/FM	0.59	0.66	0.64
Al/AlFM	0.43	0.43	0.44

Tableau B2. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes verts (Gault, n° 1)

N° analyse	84 A	85 A	86 A	87 A	88 A	89 B	90 B	91 B	95 C	96 C	97 D	99 D	100 E	102 E	103 E	104 E	107 F	110 G
Na ₂ O	0.09	0.01	0.27	0.02	0.08	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.41	0.64	0.06	0.00
K ₂ O	0.49	0.21	0.87	0.13	1.05	0.02	0.41	0.00	0.06	0.01	0.22	0.24	0.00	0.07	0.57	0.81	0.32	0.01
FeO	23.34	21.08	21.92	24.47	21.50	24.27	22.83	24.90	23.77	24.32	25.86	25.87	24.09	24.66	22.16	21.41	25.65	23.44
MgO	11.55	10.88	10.90	12.62	11.19	12.16	11.69	12.19	12.54	12.57	11.53	11.57	12.55	13.07	11.09	10.48	10.84	12.71
CaO	0.12	0.08	0.25	0.12	0.07	0.16	0.15	0.17	0.12	0.16	0.23	0.16	0.09	0.08	0.12	0.12	0.12	0.01
Al ₂ O ₃	24.12	25.23	25.05	23.37	24.69	22.54	23.91	22.84	23.79	21.80	23.50	23.69	22.83	23.86	25.72	25.39	24.37	23.49
MnD	0.16	0.09	0.00	0.00	0.07	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00
SiO ₂	26.10	29.22	28.15	25.58	27.32	24.88	26.20	25.43	25.42	28.18	25.26	25.29	25.24	24.84	28.19	28.63	25.47	25.22
TiO ₂	0.00	0.08	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.00
Total	85.97	86.68	87.44	86.34	85.95	84.05	85.27	85.80	85.89	87.04	86.70	86.83	84.82	86.65	88.31	87.52	86.83	84.87
Si	5.53	5.97	5.78	5.42	5.72	5.43	5.57	5.46	5.41	5.88	5.38	5.38	5.44	5.28	5.72	5.85	5.40	5.41
Al	6.02	6.08	6.06	5.84	6.09	5.80	5.99	5.78	5.97	5.38	5.90	5.94	5.80	5.96	6.16	6.12	6.09	5.94
Al ^{IV}	2.47	2.03	2.22	2.58	2.28	2.57	2.43	2.54	2.59	2.12	2.62	2.62	2.56	2.74	2.28	2.15	2.60	2.59
Al ^{VI}	3.55	4.05	3.85	3.27	3.81	3.23	3.56	3.24	3.37	3.24	3.29	3.32	3.25	3.22	3.88	3.97	3.49	3.35
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^t	4.13	3.60	3.77	4.34	3.76	4.43	4.08	4.47	4.23	4.24	4.61	4.60	4.35	4.37	3.76	3.66	4.55	4.21
Mg	3.64	3.25	3.34	3.99	3.47	3.96	3.71	3.90	3.97	3.91	3.66	3.66	4.03	4.12	3.38	3.19	3.43	4.06
Σ oct.	11.35	10.93	10.96	11.60	11.06	11.62	11.34	11.61	11.57	11.40	11.57	11.58	11.83	11.73	11.01	10.83	11.47	11.62
R ²⁺	7.80	6.87	7.10	8.33	7.24	8.39	7.77	8.37	8.20	8.15	8.28	8.27	8.38	8.50	7.12	6.86	7.98	8.27
Fe/FM	0.53	0.53	0.53	0.52	0.52	0.53	0.52	0.53	0.52	0.52	0.56	0.58	0.52	0.51	0.53	0.53	0.57	0.51
Al/AlFM	0.44	0.47	0.46	0.41	0.46	0.41	0.44	0.41	0.42	0.40	0.42	0.42	0.41	0.41	0.46	0.47	0.43	0.42

Tableau B3. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes aaléniens (n° 27)

N°analyse	112 C	120 M	131 E	132 F
Na ₂ O	0.44	1.95	2.47	1.30
K ₂ O	0.27	0.30	2.36	1.95
FeO	24.22	19.85	13.63	19.03
MgO	9.84	7.46	5.36	7.24
CaO	0.17	0.12	0.12	0.14
Al ₂ O ₃	22.76	26.89	29.65	26.46
MnO	0.00	0.04	0.00	0.00
SiO ₂	28.22	30.45	36.57	31.35
TiO ₂	0.08	0.09	0.17	0.01
Total	86.00	87.15	90.32	87.48
Si	5.98	6.16	6.66	6.32
Al	5.67	6.41	6.56	6.29
Al ^{IV}	2.04	1.84	1.14	1.68
Al ^{VI}	3.63	4.56	5.42	4.61
Ti	0.01	0.01	0.02	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ^{tot}	4.28	3.35	2.14	3.21
Mg	3.10	2.25	1.50	2.18
Σ oct.	11.02	10.18	9.08	10.00
R ²⁺	7.38	5.61	3.64	5.38
Fe/FM	0.58	0.60	0.59	0.60
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0.43	0.53	0.64	0.54

Tableau B4. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: schistes aaléniens (n° 177)

N°analyse	41 A	48 B	56 C	59 C	114 D	116 E	130 F	131 F	132 G	135 H
Na ₂ O	0.03	0.09	0.03	0.06	0.22	0.37	0.07	0.00	0.00	0.12
K ₂ O	0.28	0.74	0.23	1.02	0.23	0.60	0.04	0.00	0.02	0.87
FeO	28.44	27.49	28.85	27.42	27.38	25.16	28.96	29.59	30.06	26.80
MgO	8.32	7.49	7.52	7.59	7.25	6.84	7.98	8.29	8.07	6.65
CaO	0.06	0.13	0.02	0.05	0.48	0.18	0.10	0.08	0.02	0.55
Al ₂ O ₃	25.70	26.99	24.32	24.40	24.36	26.93	24.60	24.38	23.82	23.47
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.06	0.05	0.46
SiO ₂	23.69	25.48	25.13	25.47	25.36	24.96	23.43	23.11	23.72	26.04
TiO ₂	0.08	0.02	0.04	0.11	0.00	0.28	0.00	0.02	0.00	0.02
Total	86.60	88.42	86.23	86.12	85.28	85.37	85.24	85.49	85.76	84.78
Si	5.13	5.34	5.46	5.52	5.53	5.37	5.18	5.11	5.24	5.72
Al	6.56	6.67	6.23	6.23	6.27	6.83	6.41	6.36	6.20	6.08
Al ^{IV}	2.87	2.66	2.54	2.48	2.47	2.63	2.82	2.89	2.76	2.28
Al ^{VI}	3.68	4.01	3.69	3.75	3.80	4.20	3.59	3.47	3.44	3.61
Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07
Fe ^{tot}	5.15	4.82	5.24	4.97	5.00	4.53	5.35	5.48	5.55	4.93
Mg	2.68	2.34	2.43	2.45	2.36	2.19	2.62	2.73	2.66	2.16
Σ oct.	11.52	11.17	11.37	11.18	11.15	10.97	11.57	11.69	11.65	10.98
R ²⁺	7.63	7.16	7.67	7.42	7.35	6.73	7.99	8.22	8.22	7.17
Fe/FM	0.68	0.67	0.88	0.67	0.68	0.67	0.67	0.67	0.68	0.69
Al/AIFM	0.48	0.48	0.45	0.46	0.46	0.50	0.45	0.44	0.43	0.46

Tableau B5. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: marnes à Globigérines (Priabonien, n° 256)

N°analyse	1 A	8 H	9 H
Na ₂ O	0.02	0.06	0.02
K ₂ O	0.06	0.02	0.04
FeO	25.55	26.87	26.61
MgO	8.69	8.39	8.75
CaO	2.61	3.13	3.29
Al ₂ O ₃	21.37	21.52	21.98
MnO	0.00	0.00	0.05
SiO ₂	25.46	24.82	24.34
TiO ₂	0.05	0.06	0.02
Total	64.00	64.86	65.09
Si	5.65	5.51	5.39
Al	5.59	5.63	5.74
Al IV	2.35	2.49	2.61
Al VI	3.24	3.14	3.13
Ti	0.01	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01
Fe ^{tot}	4.74	4.99	4.93
Mg	2.87	2.77	2.89
Σ oct.	10.87	10.91	10.95
R ²⁺	7.62	7.76	7.62
Fe/FM	0.62	0.64	0.63
Al/AlFM	0.42	0.42	0.42

Tableau B6. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: (Hauterivien, n° 111)

N°analyse	54	55	57	58	59	60	65	73
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04
K ₂ O	0.09	0.04	0.08	0.22	0.05	0.03	0.10	1.81
FeO	26.80	27.85	27.18	28.14	28.72	23.73	28.96	21.85
MgO	14.62	14.33	13.87	13.02	13.34	13.51	13.08	11.60
CaO	0.05	0.20	0.00	0.04	0.20	0.08	0.07	1.73
Al ₂ O ₃	19.92	20.08	20.15	19.78	19.97	18.87	20.79	21.63
MnO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	26.35	28.83	26.53	28.77	25.76	24.96	26.34	29.36
TiO ₂	0.07	0.06	0.11	0.12	0.02	0.05	0.07	0.31
Total	88.12	89.40	87.98	88.20	88.13	81.38	89.55	88.44
Si	5.57	5.57	5.61	5.68	5.50	5.66	5.52	6.04
Al	4.96	4.95	5.03	4.95	5.03	5.04	5.14	5.25
Al ^{IV}	2.43	2.43	2.39	2.32	2.50	2.34	2.48	1.96
Al ^{VI}	2.53	2.52	2.64	2.63	2.53	2.70	2.68	3.28
Ti	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.05
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{tot}	4.74	4.87	4.81	5.00	5.13	4.50	5.08	3.76
Mg	4.60	4.47	4.37	4.12	4.25	4.56	4.09	3.58
Σ oct.	11.89	11.87	11.84	11.76	11.91	11.76	11.85	10.65
R ²⁺	9.35	9.34	9.18	9.11	9.38	9.06	9.17	7.31
Fe/FM	0.51	0.52	0.52	0.55	0.55	0.50	0.55	0.51
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.36	0.36	0.42

Tableau B7. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: (Hauterivien, n° 61)

N°analyse	13 E	14 E	15 F	16 F	17 G	18 G	19 H	20 I	21 I	22 I
Na ₂ O	0.05	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.05	0.00
K ₂ O	0.06	0.11	0.09	0.12	0.11	0.18	0.03	0.04	0.10	0.12
FeO	29.88	30.20	29.74	29.39	30.79	29.85	28.50	33.46	33.51	33.95
MgO	12.47	12.35	12.67	13.13	11.97	11.28	14.03	9.85	9.52	9.76
CaO	0.22	0.34	0.20	0.15	0.46	0.49	0.06	0.40	0.60	0.31
Al ₂ O ₃	17.00	16.39	17.11	16.24	16.94	16.36	18.09	17.27	16.01	15.88
MnO	0.03	0.07	0.12	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03
SiO ₂	27.16	27.70	27.51	28.15	27.83	27.98	27.77	26.78	27.39	27.40
TiO ₂	0.01	0.05	0.10	0.03	0.05	0.03	0.00	0.11	0.08	0.23
Total	86.88	87.21	87.55	87.33	88.16	86.22	86.48	87.91	87.26	87.65
Si	5.93	6.03	5.95	6.08	6.00	6.15	6.04	5.88	6.08	6.06
Al	4.37	4.21	4.36	4.14	4.30	4.24	4.12	4.48	4.19	4.14
Al ^{IV}	2.07	1.97	2.05	1.92	2.00	1.85	1.96	2.12	1.92	1.94
Al ^{VI}	2.30	2.24	2.31	2.22	2.31	2.39	2.16	2.36	2.27	2.20
Ti	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04
Mn	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{tot}	5.45	5.50	5.38	5.31	5.55	5.49	5.18	5.15	6.22	6.28
Mg	4.06	4.01	4.08	4.23	3.85	3.69	4.54	3.23	3.15	3.22
Σ oct.	11.82	11.76	11.80	11.79	11.71	11.58	11.88	11.76	11.65	11.74
R ²⁺	9.52	9.52	9.48	9.56	9.40	9.18	9.72	9.38	9.37	9.50
Fe/FM	0.57	0.58	0.57	0.56	0.59	0.60	0.53	0.66	0.66	0.66
Al/AlFM	0.31	0.31	0.32	0.30	0.31	0.32	0.30	0.32	0.31	0.30

Tableau B8. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78)

N°analyse	Chlorites														Mica/Chlo		
	45 A	47 A	48 A	49 C	54 D	58 E	60 E	61 F	69 X	70 X	76 P	80 O	83 R	84 R	59 E	82 R	
Na ₂ O	0.03	0.05	0.08	0.06	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.07	0.06	
K ₂ O	0.19	0.13	0.26	0.86	0.27	1.24	0.17	1.14	0.28	0.25	0.03	0.94	0.41	0.53	0.82	0.30	
FeO	31.82	32.15	31.70	30.50	33.12	26.28	30.27	27.98	31.96	31.95	36.81	32.44	28.05	32.40	27.19	21.78	
MgO	7.95	8.05	7.65	6.50	8.04	8.69	10.13	9.13	7.99	7.54	5.88	6.59	7.09	6.64	8.84	5.04	
CaO	0.71	0.76	1.02	2.28	0.19	1.20	0.25	0.34	0.31	0.33	1.88	1.00	4.21	0.90	0.88	1.00	
Al ₂ O ₃	18.82	19.28	19.36	19.11	19.85	19.00	18.10	19.29	19.54	18.98	17.75	18.71	18.52	19.12	18.13	12.27	
MnO	0.00	0.07	0.00	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.10	0.00	0.05	0.03	
SiO ₂	26.12	26.18	25.55	26.40	26.06	29.11	25.01	29.35	26.76	26.62	24.23	27.41	26.85	27.36	33.02	32.62	
TiO ₂	0.05	0.01	0.05	0.01	0.65	0.05	3.10	0.07	0.01	0.08	0.02	0.14	0.08	0.45	0.04	0.02	
Total	85.70	85.64	85.66	85.74	88.29	85.76	87.04	87.30	86.88	85.81	86.62	87.28	85.34	87.40	89.02	73.10	
Si	5.85	5.80	5.74	5.92	5.69	6.31	5.49	6.27	5.89	5.94	5.59	6.05	5.99	6.01	6.82	8.01	
Al	4.97	5.04	5.13	5.05	5.10	4.86	4.69	4.88	5.07	4.99	4.82	4.87	4.87	4.95	4.41	3.56	
Al ^{IV}	2.15	2.20	2.26	2.08	2.31	1.69	2.51	1.73	2.11	2.08	2.41	1.95	2.01	1.99	1.18	0.00	
Al ^{VI}	2.82	2.84	2.87	2.97	2.79	3.16	2.18	3.13	2.98	2.94	2.41	2.92	2.86	2.96	3.23	3.56	
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.11	0.01	0.51	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.07	0.01	0.00	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	
Fe ^{tot}	5.96	5.96	5.98	5.72	6.04	4.78	5.56	5.00	5.88	5.96	7.10	5.99	5.23	5.95	4.69	4.47	
Mg	2.66	2.88	2.56	2.17	2.61	2.87	3.32	2.91	2.62	2.51	2.01	2.17	2.36	2.17	2.72	1.84	
Σ oct.	11.45	11.47	11.39	10.87	11.57	10.81	11.57	11.05	11.46	11.43	11.53	11.12	10.48	11.15	10.65	9.89	
R ²⁺	6.62	6.63	6.52	7.60	6.67	7.63	6.88	7.91	8.50	8.48	9.11	8.17	7.61	8.12	7.42	6.32	
Fe/FM	0.68	0.69	0.70	0.72	0.70	0.82	0.63	0.83	0.69	0.70	0.78	0.73	0.69	0.73	0.63	0.71	
Al/AIFM	0.37	0.37	0.38	0.39	0.37	0.39	0.35	0.38	0.37	0.37	0.35	0.37	0.39	0.38	0.37	0.36	

Tableau B9. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: quartzites glauconieux (Gault, n° 73)

N° analyse	26	66	71	72	77	78	79	W	80	W	81	W	82	W	85	X	87	Y	92	Y	93	O	94	O
Na ₂ O	0.12	0.04	0.03	0.04	0.08	0.05	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	6.57	0.00	0.02	0.05	2.80	1.17	0.69	1.19	0.49	0.88	0.22	1.35	1.21	1.42	2.87				1.21	1.42	2.87			
FeO	39.09	24.37	23.12	21.70	19.11	22.07	20.58	21.38	23.04	22.49	22.22	21.63	20.83	21.17	16.86				20.83	21.17	16.86			
MgO	3.48	14.93	13.21	11.01	9.22	11.51	11.15	11.13	11.89	10.91	12.51	13.43	12.63	6.21	7.82				13.43	12.63	6.21			
CaO	0.26	0.25	0.32	0.37	0.22	0.15	0.14	0.25	0.18	0.36	0.65	0.19	0.28	0.14	0.01				0.19	0.28	0.14			
Al ₂ O ₃	16.11	19.79	16.77	14.95	24.19	23.78	20.96	23.27	22.24	21.79	18.38	22.18	22.96	14.07	20.50				22.18	22.96	14.07			
MnO	0.06	0.10	0.68	0.50	0.04	0.13	0.09	0.05	0.00	0.06	0.31	0.00	0.00	0.04	0.00				0.00	0.00	0.04			
SiO ₂	26.87	27.42	24.62	29.53	33.68	30.73	31.33	30.39	28.54	29.79	28.22	29.36	30.33	26.10	32.22				29.36	30.33	26.10			
TiO ₂	1.19	0.01	0.02	0.01	0.05	0.07	0.04	0.05	0.09	0.03	0.02	0.04	0.02	0.11	0.06				0.04	0.02	0.11			
Total	93.73	86.91	78.79	78.15	89.34	89.65	84.98	87.74	86.58	86.35	82.52	88.11	88.30	89.28	80.34				88.11	88.30	89.28			
Si	5.95	5.78	5.80	6.84	6.64	6.13	6.53	6.19	5.98	8.21	6.21	6.00	6.12	6.94	7.03				6.00	6.12	6.94			
Al	4.20	4.92	4.66	4.08	5.82	5.60	5.15	5.58	5.47	5.36	4.77	5.34	5.47	4.41	5.27				5.34	5.47	4.41			
Al ^{IV}	2.05	2.22	2.20	1.16	1.36	1.87	1.47	1.81	2.04	1.79	1.79	2.00	1.88	1.06	0.97				2.00	1.88	1.06			
Al ^{VI}	2.15	2.69	2.46	2.92	4.26	3.73	3.69	3.77	3.43	3.57	2.98	3.34	3.59	3.35	4.30				3.34	3.59	3.35			
Ti	0.20	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01				0.01	0.00	0.02			
Mn	0.01	0.02	0.11	0.08	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00				0.00	0.00	0.01			
Fe ^{tot}	7.23	4.30	4.56	4.20	3.15	3.69	3.59	3.64	4.02	3.92	4.09	3.69	3.52	4.71	3.07				3.69	3.52	4.71			
Mg	1.15	4.69	4.64	3.80	2.71	3.42	3.46	3.38	3.73	3.39	4.10	4.09	3.80	2.46	2.54				4.09	3.80	2.46			
Σ oct.	10.74	11.70	11.77	11.01	10.14	10.87	10.76	10.80	11.19	10.90	11.22	11.12	10.92	10.55	9.93				11.12	10.92	10.55			
R ²⁺	8.39	9.00	9.31	8.08	5.87	7.13	7.06	7.02	7.75	7.32	8.24	7.78	7.32	7.18	5.62				7.78	7.32	7.18			
Fe/FM	0.88	0.48	0.50	0.53	0.54	0.52	0.51	0.52	0.54	0.50	0.47	0.48	0.55	0.55	0.55				0.47	0.48	0.55			
Al/Al ^{FM}	0.33	0.35	0.34	0.34	0.49	0.44	0.42	0.44	0.41	0.42	0.37	0.41	0.43	0.38	0.48				0.41	0.43	0.38			

Tableau B10a. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: flysch (Priabonien, n° 101)

N°analyse	55 A	56 A	57 A	58 A	59 A	60 A	61 B	62 B	63 B	64 C	65 C	66 C	67 C	68 C	69 C	70 D
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	2.03	0.86	2.06	1.92	2.18	4.58	0.35	0.37	0.66	1.11	1.52	1.19	0.93	0.44	1.07	0.02
FeO	21.51	23.84	24.02	22.91	22.54	20.77	26.33	25.35	25.29	20.62	18.82	20.84	23.52	27.69	24.27	20.06
MgO	8.78	8.96	9.27	8.15	8.57	7.87	6.65	7.93	7.77	8.98	8.32	8.85	8.59	7.72	8.40	7.23
CaO	0.32	0.17	0.18	0.20	0.21	0.34	0.55	0.48	0.60	0.18	0.25	0.18	0.19	0.23	0.35	0.28
Al ₂ O ₃	20.81	21.71	21.09	20.66	20.44	20.11	21.11	20.32	19.93	22.97	23.79	21.77	21.25	21.75	21.62	20.52
MnO	0.01	0.06	0.08	0.05	0.02	0.11	0.16	0.08	0.01	0.06	0.05	0.09	0.00	0.00	0.00	0.05
SiO ₂	31.70	28.98	20.26	30.64	30.17	32.76	29.42	29.94	29.43	31.74	33.11	30.35	29.97	28.02	29.67	26.35
TiO ₂	3.74	2.92	3.39	2.83	3.78	4.24	2.13	2.89	3.53	2.34	1.96	2.36	1.83	0.57	1.43	2.39
Total	88.89	87.29	90.33	88.46	87.89	90.74	86.69	87.36	87.21	88.00	87.82	85.62	86.28	88.42	86.80	78.90
Si	6.41	6.03	4.79	6.29	6.24	6.56	6.23	6.26	6.19	6.38	6.59	6.32	6.28	6.01	6.22	6.12
Al	4.96	5.32	5.88	5.00	4.98	4.75	5.27	5.01	4.94	5.45	5.58	5.35	5.25	5.50	5.34	5.62
Al IV	1.59	1.97	3.21	1.71	1.76	1.44	1.77	1.74	1.81	1.62	1.41	1.68	1.72	1.99	1.78	1.88
Al VI	3.38	3.35	2.87	3.28	3.22	3.30	3.50	3.26	3.12	3.83	4.17	3.87	3.54	3.51	3.58	3.75
Ti	0.57	0.46	0.60	0.45	0.59	0.64	0.34	0.45	0.56	0.35	0.29	0.37	0.29	0.09	0.23	0.42
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ^{tot}	3.84	4.11	4.75	3.93	3.90	3.48	4.66	4.43	4.45	3.47	3.13	3.63	4.12	4.97	4.25	3.90
Mg	2.64	2.78	3.27	2.80	2.64	2.35	2.10	2.47	2.43	2.69	2.47	2.75	2.68	2.47	2.62	2.50
Σ oct.	10.21	10.70	11.31	10.47	10.35	9.78	10.62	10.63	10.56	10.36	10.08	10.43	10.63	11.04	10.68	10.57
R ²⁺	6.28	6.90	8.03	6.74	6.54	5.84	6.78	6.91	8.88	6.17	5.61	6.39	6.81	7.43	6.88	6.41
Fe/FM	0.58	0.60	0.59	0.58	0.80	0.60	0.69	0.64	0.65	0.56	0.56	0.57	0.61	0.87	0.62	0.61
Al/AIFM	0.44	0.44	0.42	0.43	0.43	0.45	0.44	0.42	0.42	0.47	0.50	0.46	0.44	0.43	0.44	0.47

Tableau B11. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: (Hauterivien, n° 267)

N°analyse	89	90	91	93	94	96	98	99	107
Na ₂ O	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02
K ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.07
FeO	36.37	35.99	34.27	35.72	36.38	35.80	38.58	35.32	35.28
MgO	6.66	5.44	6.92	6.76	6.40	6.10	5.47	6.95	5.89
CaO	0.65	0.73	2.94	0.50	0.59	0.66	0.33	0.48	0.82
Al ₂ O ₃	17.58	15.14	16.79	17.99	17.83	17.01	16.73	18.02	16.18
MnO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00
SiO ₂	23.60	22.16	22.93	24.79	23.87	24.15	25.58	24.88	28.59
TiO ₂	0.05	0.01	0.08	0.10	0.08	0.05	0.00	0.01	0.05
Total	85.07	79.53	83.97	85.95	85.24	83.83	86.77	85.59	86.68
Si	5.53	5.63	5.45	5.69	5.57	5.72	5.88	5.68	6.41
Al	4.88	4.54	4.70	4.86	4.90	4.75	4.54	4.89	4.28
Al ^{IV}	2.47	2.37	2.55	2.31	2.43	2.28	2.11	2.32	1.59
Al ^{VI}	2.38	2.17	2.15	2.55	2.47	2.47	2.43	2.56	2.69
Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ^{tot}	7.13	7.65	6.81	6.85	7.10	7.09	7.43	6.79	8.81
Mg	2.32	2.06	2.45	2.31	2.22	2.15	1.88	2.38	1.97
Σ oct.	11.86	11.89	11.43	11.73	11.80	11.72	11.74	11.75	11.28
R ²⁺	9.47	9.71	9.26	9.16	9.32	9.24	9.31	9.19	8.58
Fe/FM	0.75	0.79	0.74	0.75	0.76	0.77	0.80	0.74	0.77
Al/AlFM	0.34	0.32	0.34	0.35	0.34	0.34	0.33	0.35	0.33

Tableau B. 12. Compositions chimiques et formules structurales des chlorites: oolithe ferrifère (Callovo-oxfordien, n° 192).

N° analyse	1A	2A	9A	B1	C6	D2	D3	D4	D5	E3	I1	I2	I3
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.06	0.06	0.06	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.06	0.01	0.03	0.04	0.06
FeO	41.13	41.23	40.90	39.99	37.47	39.47	39.42	38.87	39.98	40.24	40.32	40.12	39.83
MgO	4.07	3.88	4.34	4.10	4.40	4.06	4.33	4.27	4.42	4.13	4.00	4.40	4.31
CaO	0.02	0.04	0.25	0.15	0.15	0.12	0.07	0.06	0.13	0.11	0.02	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	18.99	19.63	18.83	18.81	20.72	18.70	19.80	20.15	18.48	18.77	18.87	18.51	18.88
MnO	0.02	0.04	0.04	0.07	0.15	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00
SiO ₂	23.70	23.71	23.72	24.06	23.95	23.86	24.30	23.80	23.74	23.58	24.05	24.00	23.98
TiO ₂	0.10	0.09	0.44	0.04	0.04	0.02	0.00	0.02	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	88.09	88.68	88.58	87.25	86.90	86.29	88.01	87.20	86.94	86.89	87.38	87.19	87.10
Si	5.45	5.41	5.43	5.58	5.48	5.58	5.53	5.45	5.52	5.49	5.55	5.56	5.54
Al	5.15	5.28	5.08	5.12	5.57	5.14	5.31	5.44	5.06	5.15	5.14	5.05	5.14
Al ^{IV}	2.55	2.59	2.57	2.44	2.54	2.44	2.47	2.55	2.48	2.51	2.45	2.44	2.46
Al ^{VI}	2.81	2.70	2.50	2.68	3.03	2.71	2.83	2.89	2.58	2.84	2.69	2.61	2.68
Ti	0.02	0.02	0.08	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{tot}	7.92	7.87	7.82	7.72	7.15	7.70	7.50	7.45	7.77	7.83	7.79	7.77	7.70
Mg	1.40	1.32	1.48	1.41	1.50	1.41	1.47	1.46	1.53	1.43	1.38	1.52	1.48
Σ oct.	11.94	11.91	11.89	11.83	11.70	11.82	11.80	11.80	11.90	11.91	11.88	11.90	11.88
R ²⁺	9.32	9.20	9.31	9.15	8.67	9.11	8.97	8.91	9.31	8.27	8.17	9.29	9.18
Fe/FM	0.85	0.86	0.84	0.85	0.83	0.85	0.84	0.84	0.84	0.85	0.85	0.84	0.84
Al/Al ^{FM}	0.36	0.36	0.35	0.36	0.39	0.38	0.37	0.38	0.35	0.36	0.36	0.35	0.36

C. Les glauconites

Tableau C.1. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 264).

Tableau C.2a et b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 265).

Tableau C.3. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 266).

Tableau C.4. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 61).

Tableau C.5a et b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 88).

Tableau C.6a et b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78).

Tableau C.7a, b et c. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: quartzites glauconieux (Gault, n° 73).

Tableau C.1. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 264).

N° analyses	Glauconites brun doré											
	63 A	64 A	65 A	67 B	68 B	72 D	74 E	77 F	78 G	79 L		
Na ₂ O	0.06	0.06	0.00	0.03	0.05	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05		
K ₂ O	8.56	8.75	8.60	7.62	8.11	8.54	8.52	8.59	8.34	8.84		
FeO*	9.63	10.34	10.31	13.40	12.95	11.59	9.42	12.34	9.86	9.94		
MgO	10.01	10.37	9.91	10.18	10.60	10.28	9.41	10.69	9.13	9.80		
CaO	0.27	0.24	0.30	0.30	0.38	0.57	0.36	0.33	0.89	0.54		
Al ₂ O ₃	12.92	11.96	12.65	10.90	11.99	12.85	13.46	12.64	12.61	12.71		
MnO	0.03	0.03	0.02	0.00	0.10	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00		
SiO ₂	50.18	48.91	49.51	49.61	46.64	47.26	50.26	48.56	50.35	49.83		
TiO ₂	0.80	1.00	0.79	1.16	1.16	1.15	0.77	0.93	0.86	0.54		
Total oxydes	92.45	91.66	92.09	93.20	91.96	92.25	92.23	94.14	92.17	92.25		
Si	3.60	3.58	3.59	3.60	3.45	3.46	3.61	3.49	3.63	3.60		
AlIV	0.40	0.43	0.41	0.41	0.55	0.54	0.39	0.51	0.37	0.40		
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00		
AlVI	0.70	0.61	0.67	0.53	0.50	0.58	0.75	0.56	0.70	0.69		
Ti	0.04	0.06	0.04	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.03		
Fa*	0.58	0.63	0.63	0.81	0.80	0.71	0.57	0.74	0.60	0.60		
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mg	1.07	1.13	1.07	1.10	1.17	1.12	1.01	1.15	0.98	1.06		
Σ oct.	2.39	2.42	2.41	2.50	2.54	2.47	2.36	2.50	2.33	2.37		
Ca	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.07	0.04		
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01		
K	0.78	0.82	0.80	0.71	0.77	0.80	0.78	0.79	0.77	0.82		
Σ Interl.	0.81	0.84	0.82	0.73	0.80	0.85	0.81	0.82	0.84	0.86		
Somme	7.20	7.27	7.23	7.23	7.35	7.32	7.17	7.32	7.17	7.24		

Tableau C.2a. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 265).

N° analyses	Glauconite (Gl) , préstilpnomélane (PS) et stilpnomélane (St)											
	Gl verte		PS		Gl		Passaga de St à Gl verte		Gl verte		Gl verte	
	23 C	27 B	29 B	30 B	32 E	34 F	35 F	36 F	37 F	81 P	81 P	81 P
Na2O	0.10	0.04	0.12	0.10	0.04	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04	0.06
K2O	8.56	6.19	5.92	6.84	7.84	6.97	8.89	9.07	8.95	9.14	8.95	9.14
FeO*	14.52	19.06	20.13	19.32	13.06	12.99	13.12	13.80	13.14	13.47	13.14	13.47
MgO	7.67	6.82	8.19	7.06	7.29	6.25	7.82	8.11	8.12	8.53	8.12	8.53
CaO	0.32	0.29	0.28	0.35	0.23	0.31	0.25	0.29	0.17	0.16	0.17	0.16
Al2O3	12.23	10.41	9.74	10.86	10.48	10.04	12.41	12.43	12.10	11.31	12.10	11.31
MnO	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO2	47.80	47.98	48.69	48.07	43.56	54.97	49.04	49.33	48.73	50.31	48.73	50.31
TiO2	0.55	0.36	0.24	0.41	0.38	0.47	0.41	0.51	0.44	0.63	0.44	0.63
Total oxydes	91.79	90.83	91.30	92.63	82.67	92.06	92.05	93.57	91.70	93.59	91.70	93.59
Si	3.58	3.64	3.69	3.60	3.60	3.94	3.61	3.59	3.61	3.65	3.61	3.65
AlIV	0.44	0.36	0.31	0.40	0.40	0.06	0.39	0.41	0.39	0.35	0.39	0.35
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
AlVI	0.64	0.57	0.56	0.54	0.62	0.79	0.69	0.66	0.67	0.62	0.67	0.62
Ti	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe*	0.91	1.21	1.28	1.21	0.90	0.78	0.81	0.84	0.81	0.82	0.81	0.82
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.85	0.75	0.70	0.79	0.90	0.67	0.86	0.88	0.80	0.92	0.80	0.92
Σ oct.	2.43	2.55	2.55	2.56	2.44	2.26	2.38	2.40	2.40	2.39	2.40	2.39
Ca	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.81	0.60	0.57	0.83	0.81	0.84	0.84	0.84	0.84	0.85	0.84	0.85
Σ interl.	0.85	0.63	0.61	0.68	0.83	0.67	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87
Somme	7.28	7.18	7.16	7.23	7.27	6.93	7.25	7.27	7.27	7.26	7.27	7.26

Tableau C.2b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 265, suite).

N° analyses	Glauconite (Gl), préstilpnomélane (PS) et stilpnomélane (St)											
	Gl. verte		GL brune		PS		St brun		PS		PS	
	47 M	48 M	49 M	51 N	52 N	53 N	56 O	57 O	58 O			
Na2O	0.04	0.08	0.11	0.11	0.15	0.08	0.05	0.08	0.07			
K2O	8.49	8.73	4.07	5.18	4.05	6.22	5.27	6.71	6.05			
FeO*	14.53	13.60	17.52	22.46	28.23	19.84	22.62	19.60	20.36			
MgO	8.11	8.48	4.92	6.86	5.88	6.99	6.31	8.81	6.50			
CaO	0.29	0.30	5.37	0.42	0.41	0.44	0.39	0.43	0.38			
Al2O3	11.60	11.68	6.64	9.36	8.27	10.14	9.37	10.59	10.51			
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.03			
SiO2	48.63	49.98	49.32	46.93	46.87	47.47	47.25	48.48	48.30			
TiO2	0.28	0.31	0.14	0.25	0.17	0.20	0.36	0.43	0.27			
Total oxydes	91.99	93.16	88.08	91.56	92.13	91.37	91.62	93.12	92.45			
Si	3.61	3.64	3.85	3.59	3.62	3.61	3.62	3.61	3.62			
Al IV	0.39	0.36	0.15	0.41	0.38	0.39	0.39	0.39	0.38			
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00			
Al VI	0.62	0.64	0.46	0.44	0.37	0.52	0.46	0.54	0.55			
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02			
Fe*	0.90	0.83	1.14	1.44	1.69	1.26	1.45	1.22	1.28			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	0.80	0.92	0.57	0.78	0.88	0.79	0.72	0.76	0.73			
Σ oct.	2.44	2.41	2.18	2.67	2.75	2.58	2.65	2.54	2.57			
Ca	0.02	0.02	0.45	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03			
Na	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01			
K	0.80	0.81	0.41	0.51	0.40	0.60	0.51	0.64	0.58			
Σ interl.	0.83	0.85	0.87	0.56	0.46	0.65	0.55	0.68	0.62			
Somme	7.27	7.25	7.05	7.23	7.21	7.23	7.20	7.23	7.19			

Tableau C.3. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 266).

N° analyses	Gl brune		Gl brune		Glauconite verte		Gl brune	
	35 A	36 A	39 A	44 B	45 B	46 B	47 B	50 F
Na ₂ O	0.02	0.06	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03
K ₂ O	9.10	8.13	9.32	9.49	9.50	8.59	9.51	8.03
FeO*	10.23	11.36	11.84	11.04	11.91	10.15	10.60	15.21
MgO	11.31	11.70	11.10	11.82	12.28	10.38	11.95	10.15
CaO	0.31	0.35	0.44	0.28	0.27	4.18	0.34	0.40
Al ₂ O ₃	11.29	11.09	11.68	10.32	10.24	9.38	10.53	9.93
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
SiO ₂	51.48	50.70	49.90	50.71	50.26	47.41	50.30	50.26
TiO ₂	0.83	0.92	1.06	0.73	1.06	0.85	0.89	1.59
Total oxydes	84.70	95.38	95.62	94.39	95.56	91.03	84.30	95.76
Si	3.63	3.58	3.54	3.63	3.57	3.56	3.60	3.58
AlIV	0.37	0.42	0.46	0.37	0.43	0.44	0.40	0.41
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
AlVI	0.57	0.51	0.52	0.50	0.43	0.39	0.49	0.43
Ti	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06	0.05	0.05	0.09
Fe*	0.80	0.67	0.70	0.66	0.71	0.64	0.63	0.91
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.19	1.23	1.17	1.24	1.30	1.16	1.27	1.08
Σ oct.	2.41	2.46	2.45	2.43	2.49	2.23	2.44	2.50
Ca	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.34	0.03	0.03
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.82	0.82	0.84	0.87	0.86	0.82	0.87	0.73
Σ interl.	0.85	0.86	0.88	0.89	0.88	1.16	0.90	0.77
Somme	7.26	7.32	7.34	7.33	7.38	7.39	7.35	7.28

Tableau C.4. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 61).

N°analyses	Glauconite brune		Glauconite vert pâle		Glauconite vert-olive		Glauconite brune		Glauconite grisâtre			Glauconite	
	1A	3 B	4 B	8 C	9 C	11 D	12 D	29 M	30 M	31 M	32 M	33 N	34 N
Na ₂ O	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.02	0.06	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04
K ₂ O	9.05	9.23	9.46	9.33	9.17	8.98	8.91	8.93	8.33	8.81	9.08	9.10	9.21
FeO*	5.92	7.14	8.33	8.70	6.59	6.81	7.58	6.98	10.00	8.85	7.44	8.76	7.21
MgO	13.53	13.81	13.91	15.00	14.27	13.79	14.67	11.56	12.68	11.94	12.88	13.91	13.73
CaO	1.75	0.49	0.30	0.25	0.49	0.34	0.28	0.43	0.42	0.32	0.46	0.52	0.55
Al ₂ O ₃	12.36	12.66	12.70	11.31	11.06	12.38	12.11	14.84	14.29	14.14	14.30	12.86	12.99
MnO	0.00	0.03	0.05	0.07	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00
SiO ₂	48.83	49.88	50.84	49.68	49.39	49.22	48.18	51.85	47.69	51.30	50.07	50.74	49.99
TiO ₂	0.41	0.48	0.38	0.32	0.38	0.47	0.45	0.60	0.38	0.41	0.65	0.52	0.51
Total oxydes	81.81	93.58	94.04	92.74	91.40	92.03	92.28	95.05	93.80	93.83	94.94	94.27	94.24
Si	3.51	3.51	3.58	3.55	3.57	3.53	3.47	3.57	3.40	3.58	3.48	3.55	3.51
Al IV	0.48	0.49	0.44	0.45	0.43	0.47	0.53	0.43	0.60	0.42	0.52	0.46	0.49
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	0.58	0.57	0.61	0.50	0.51	0.58	0.50	0.76	0.60	0.74	0.65	0.58	0.58
Ti	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Fe*	0.38	0.42	0.37	0.40	0.40	0.41	0.46	0.40	0.60	0.40	0.43	0.40	0.42
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.45	1.46	1.45	1.80	1.54	1.47	1.58	1.19	1.35	1.24	1.34	1.45	1.44
Σ oct.	2.39	2.48	2.45	2.51	2.47	2.48	2.56	2.38	2.57	2.40	2.46	2.46	2.47
Ca	0.14	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.83	0.83	0.85	0.85	0.85	0.82	0.82	0.78	0.76	0.78	0.81	0.81	0.83
Σ interl.	0.87	0.88	0.88	0.88	0.89	0.85	0.84	0.82	0.79	0.82	0.85	0.85	0.87
Somme	7.36	7.35	7.33	7.39	7.36	7.34	7.40	7.20	7.36	7.22	7.30	7.31	7.34

Tableau C.5a. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauterivien, n° 88).

N° analyses	Glauconite												Glauconite			Glauconite		
	A2	A7	A8	A11	A12	E1	E2	E3	E4	F1	F2	F3	H1	H2	H3			
Na2O	0.00	0.03	0.01	0.05	0.04	0.00	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05			
K2O	8.98	8.68	8.30	9.09	8.89	8.84	8.55	8.74	7.39	8.24	8.09	7.85	8.34	8.17	8.05			
FeO*	8.59	8.48	9.74	8.05	9.26	8.26	8.10	8.70	11.73	11.14	12.82	13.22	9.53	9.01	9.12			
MgO	13.39	14.16	13.94	14.35	14.64	15.13	14.34	14.30	14.16	13.68	13.04	13.36	14.35	14.72	14.16			
CaO	1.01	1.14	0.23	0.39	0.26	0.28	0.26	0.26	0.58	0.53	0.39	0.41	0.39	0.44	0.37			
Al2O3	10.68	10.10	10.93	9.78	10.28	10.08	10.38	9.98	11.24	11.47	11.75	11.45	10.63	10.87	10.65			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
SiO2	49.54	50.03	49.18	51.05	49.98	50.88	50.86	49.95	47.49	47.34	45.90	45.59	49.79	49.18	48.99			
TiO2	0.60	0.53	0.57	0.46	0.65	0.64	0.53	0.45	0.53	1.05	1.21	1.12	0.88	0.87	0.83			
Total oxydes	92.79	93.16	92.90	83.24	94.00	94.09	93.10	92.41	93.16	93.50	93.24	93.04	93.96	93.30	92.22			
Si	3.57	3.58	3.54	3.64	3.58	3.59	3.61	3.60	3.44	3.42	3.36	3.35	3.54	3.51	3.54			
AlIV	0.43	0.42	0.47	0.37	0.45	0.41	0.39	0.40	0.56	0.58	0.64	0.65	0.46	0.49	0.46			
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00			
AlVI	0.47	0.43	0.46	0.46	0.42	0.43	0.48	0.45	0.40	0.40	0.38	0.35	0.43	0.43	0.44			
Ti	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05			
Fe*	0.52	0.51	0.59	0.48	0.55	0.49	0.48	0.52	0.71	0.67	0.79	0.81	0.57	0.54	0.55			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	1.44	1.51	1.49	1.52	1.55	1.59	1.52	1.54	1.53	1.47	1.42	1.48	1.52	1.57	1.52			
Σ oct.	2.46	2.48	2.57	2.48	2.56	2.54	2.51	2.53	2.66	2.61	2.65	2.69	2.56	2.58	2.56			
Ca	0.08	0.09	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03			
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
K	0.83	0.79	0.76	0.83	0.81	0.80	0.78	0.80	0.68	0.76	0.76	0.74	0.78	0.74	0.74			
Σ interl.	0.90	0.88	0.78	0.86	0.83	0.82	0.80	0.83	0.73	0.81	0.79	0.78	0.79	0.78	0.78			
Somme	7.36	7.36	7.35	7.35	7.39	7.36	7.31	7.36	7.40	7.41	7.45	7.46	7.35	7.36	7.34			

Tableau C.5b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Hauteriviens, n° 88).

N° analyses	Glauconite avec néoformations				Glauconite avec néoformations				Glauconite avec néoformations			Phyllite brune	
	I1	I2	I3	I5	J1	J2	J3	J4	O1	O2	O3	P1	P2
Na2O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.08	0.02	0.04	0.10
K2O	8.70	8.45	8.55	7.95	8.52	8.42	8.05	8.42	8.58	8.83	8.47	8.60	1.55
FeO*	7.99	8.66	8.84	10.74	8.09	8.57	8.67	8.41	8.17	8.01	8.72	9.58	11.77
MgO	14.11	14.00	13.64	12.96	14.87	15.20	15.40	15.09	14.18	14.13	13.67	13.98	3.61
CaO	0.31	0.30	0.31	0.77	0.26	0.26	0.22	0.27	0.25	0.23	0.29	0.31	18.90
Al2O3	10.72	10.37	10.43	10.56	10.19	9.96	9.97	10.31	10.82	10.62	11.24	10.26	4.52
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
SiO2	49.62	50.36	49.13	47.88	50.09	50.08	49.73	49.90	49.60	49.02	48.12	48.64	41.22
TiO2	0.62	0.68	0.58	0.73	0.63	0.74	0.67	0.60	0.57	0.58	1.48	0.57	0.08
Total oxydes	92.08	82.85	91.61	91.62	92.68	93.28	92.76	93.04	92.22	91.50	92.01	90.02	81.75
Si	3.57	3.60	3.57	3.52	3.58	3.57	3.56	3.56	3.57	3.56	3.49	3.49	3.57
AlIV	0.43	0.40	0.43	0.48	0.42	0.43	0.44	0.44	0.43	0.44	0.51	0.51	0.43
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
AlVI	0.48	0.47	0.47	0.43	0.44	0.40	0.40	0.43	0.49	0.47	0.45	0.40	0.03
Ti	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.08	0.03	0.01
Fe*	0.48	0.52	0.54	0.66	0.48	0.51	0.52	0.50	0.49	0.49	0.53	0.60	0.85
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.51	1.49	1.48	1.42	1.59	1.61	1.64	1.61	1.52	1.53	1.48	1.56	0.47
Σ oct.	2.51	2.52	2.52	2.55	2.54	2.57	2.60	2.57	2.53	2.52	2.54	2.59	1.35
Ca	0.02	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	1.75
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
K	0.80	0.77	0.79	0.75	0.78	0.77	0.74	0.77	0.79	0.82	0.78	0.82	0.17
Σ interl.	0.83	0.80	0.82	0.81	0.80	0.79	0.76	0.79	0.81	0.85	0.81	0.85	1.94
Somme	7.34	7.32	7.35	7.36	7.35	7.36	7.36	7.36	7.34	7.37	7.34	7.44	7.29

Tableau C.6a. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78).

N° analyses	Glauconite					Glauconite					Glauconite verte				
	51 H	52 H	53 H	55 J	56 J	57 J	62 K	63 K	64 K	65 L	66 L	67 L	68 L		
Na ₂ O	0.04	0.02	0.02	0.08	0.02	0.03	0.04	0.09	0.01	0.05	0.02	0.01	0.04		
K ₂ O	9.47	9.27	9.43	8.64	9.66	9.55	9.58	9.52	9.44	8.95	9.10	9.21	9.38		
FeO*	10.64	10.48	10.30	10.94	11.78	12.70	11.48	11.57	11.51	11.14	10.90	9.98	11.14		
MgO	3.46	3.42	3.56	5.39	5.18	5.71	7.41	7.76	7.45	7.03	7.23	7.36	7.01		
CaO	0.38	0.43	0.40	0.44	0.30	0.34	0.33	0.24	0.28	0.23	0.26	0.23	0.26		
Al ₂ O ₃	19.65	20.07	19.80	16.68	18.53	15.53	14.35	12.10	13.01	16.73	17.18	16.47	16.91		
MnO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02		
SiO ₂	50.27	50.50	51.32	49.82	49.80	48.98	50.63	50.64	50.49	49.09	49.14	50.37	48.54		
TiO ₂	0.14	0.18	0.14	0.09	0.04	0.03	0.14	0.11	0.07	0.17	0.13	0.15	0.15		
Total oxydes	94.04	94.37	94.97	93.19	93.35	93.88	93.92	92.02	92.31	93.40	93.94	93.80	93.44		
Si	3.54	3.54	3.57	3.58	3.58	3.59	3.62	3.70	3.67	3.51	3.49	3.56	3.48		
AlIV	0.46	0.46	0.43	0.42	0.42	0.41	0.38	0.30	0.33	0.49	0.51	0.44	0.52		
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00		
AlVI	1.18	1.20	1.19	0.99	0.98	0.81	0.83	0.74	0.79	0.92	0.93	0.94	0.91		
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01		
Fe*	0.63	0.61	0.60	0.66	0.71	0.78	0.69	0.71	0.70	0.67	0.65	0.59	0.67		
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mg	0.36	0.36	0.37	0.58	0.56	0.61	0.79	0.85	0.81	0.75	0.77	0.78	0.75		
Σ oct.	2.18	2.18	2.16	2.23	2.25	2.28	2.31	2.30	2.30	2.35	2.35	2.31	2.34		
Ca	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02		
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01		
K	0.85	0.83	0.84	0.88	0.89	0.88	0.87	0.89	0.88	0.82	0.82	0.83	0.86		
Σ interl.	0.89	0.86	0.87	0.93	0.91	0.91	0.90	0.92	0.90	0.84	0.85	0.85	0.88		
Somme	7.06	7.04	7.03	7.16	7.16	7.19	7.21	7.22	7.20	7.19	7.20	7.16	7.23		

Tableau C.6.b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: calcaires gréseux et glauconieux (Urgonien, n° 78).

N° analyses	Glaucosite		Phyllite jaune pâle		Phyllite brune		Glaucosite verte		Glaucosite brune		Phyllite (etylolite)	
	74 M	81 Q	76 O	77 P	78 P	85 S	86 T	87 T	88 T	89 T	90 V	
Na ₂ O	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05	0.02	0.05	0.01	0.05	0.06	
K ₂ O	9.27	9.36	9.17	9.30	8.72	9.58	9.60	9.63	9.35	8.82	6.87	
FeO*	11.86	6.72	6.94	8.75	6.82	13.17	12.68	13.58	13.94	12.44	15.76	
MgO	7.57	7.44	8.98	7.82	5.38	6.85	6.89	5.74	5.99	5.56	3.94	
CaO	0.16	0.37	0.33	0.32	3.64	0.14	0.28	0.17	0.22	0.32	0.39	
Al ₂ O ₃	14.48	18.83	18.83	17.53	19.33	13.19	13.35	13.85	13.30	12.47	10.37	
MnO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.02	
SiO ₂	49.85	51.26	50.97	50.65	46.97	50.18	49.95	49.86	49.43	54.02	55.99	
TiO ₂	0.10	0.24	0.31	0.25	0.26	0.04	0.10	0.04	0.11	0.07	0.15	
Total oxydes	93.38	94.28	93.56	92.45	90.95	93.20	92.96	92.91	92.41	93.58	93.35	
Si	3.59	3.54	3.56	3.57	3.41	3.65	3.64	3.64	3.64	3.84	3.99	
Al/IV	0.41	0.46	0.44	0.43	0.59	0.35	0.38	0.36	0.36	0.16	0.01	
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Al/VI	0.82	1.07	0.94	1.03	1.08	0.78	0.78	0.84	0.80	0.88	0.86	
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	
Fe*	0.71	0.39	0.41	0.40	0.40	0.80	0.77	0.83	0.86	0.74	0.94	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.81	0.77	0.93	0.80	0.58	0.74	0.78	0.63	0.68	0.59	0.42	
Σ oct.	2.35	2.24	2.30	2.24	2.06	2.33	2.32	2.29	2.32	2.22	2.23	
Ca	0.01	0.03	0.03	0.02	0.28	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	
K	0.65	0.82	0.82	0.84	0.81	0.89	0.89	0.90	0.88	0.78	0.61	
Σ Interl.	0.87	0.86	0.85	0.87	1.10	0.91	0.92	0.92	0.90	0.81	0.64	
Somme	7.22	7.10	7.15	7.11	7.16	7.23	7.23	7.21	7.22	7.03	6.87	

Tableau C.7a. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: quartzites glauconieux (Gault, n° 73).

N° analyses	Glauconites vert pâle										Glauconite corrodée				
	1A	2A	3A	4B	5C	6C	7C	8D	9D	10D	40 I	41 I	42 I	43 I	44 I
Na2O	0.08	0.05	0.08	0.08	0.10	0.05	0.11	0.05	0.08	0.13	0.12	0.11	0.07	0.03	0.09
K2O	8.17	8.93	8.59	8.80	8.07	8.39	8.63	9.37	7.93	7.76	8.42	8.23	8.69	1.40	8.49
FeO*	11.54	12.84	10.92	10.18	10.48	10.01	11.00	9.52	10.04	11.32	9.57	11.99	10.90	15.93	12.37
MgO	4.10	3.98	4.14	3.69	2.98	2.74	3.33	3.40	3.04	3.44	3.33	3.63	3.74	3.32	3.76
CaO	0.33	0.21	0.21	0.27	0.33	0.43	0.33	0.32	0.45	0.66	0.28	0.26	0.32	0.18	0.36
Al2O3	18.79	16.81	17.88	19.56	18.93	15.36	17.89	20.13	16.78	16.35	19.28	17.61	18.75	7.53	15.25
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.13	0.07	0.05	0.00	0.01	0.02	0.06	0.04
SiO2	51.68	51.59	48.77	51.34	55.28	47.98	50.64	51.34	52.88	53.40	50.52	51.10	51.26	65.09	51.50
TiO2	0.14	0.10	0.08	0.03	0.05	0.05	0.07	0.10	0.10	0.07	0.10	0.08	0.00	0.26	0.11
Total oxydes	94.83	94.50	90.55	93.99	94.23	85.01	91.99	94.37	91.37	93.17	91.61	93.97	93.77	93.79	91.96
Si	3.59	3.65	3.58	3.59	3.82	3.73	3.64	3.58	3.77	3.78	3.61	3.62	3.61	4.38	3.73
AlIV	0.41	0.36	0.42	0.41	0.18	0.27	0.36	0.42	0.23	0.24	0.39	0.38	0.39	-0.38	0.27
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
AlVI	1.13	1.05	1.10	1.20	1.19	1.14	1.15	1.23	1.18	1.12	1.23	1.10	1.16	0.98	1.03
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe*	0.67	0.76	0.67	0.60	0.61	0.65	0.66	0.56	0.60	0.67	0.57	0.71	0.64	0.90	0.75
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.43	0.42	0.45	0.39	0.31	0.32	0.36	0.35	0.32	0.36	0.35	0.38	0.39	0.33	0.41
Σ oct.	2.24	2.23	2.23	2.19	2.11	2.11	2.17	2.15	2.12	2.15	2.16	2.19	2.20	2.23	2.18
Ca	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
K	0.73	0.81	0.81	0.78	0.71	0.83	0.79	0.83	0.72	0.70	0.77	0.84	0.78	0.12	0.78
Σ interl.	0.76	0.83	0.84	0.82	0.75	0.88	0.83	0.86	0.77	0.76	0.81	0.87	0.81	0.14	0.62
Somme	7.00	7.06	7.07	7.00	6.88	6.98	7.00	7.01	6.88	6.92	6.97	7.06	7.01	6.37	7.01

Tableau C.7b. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: quartzites glauconieux (Gault, n° 73).

N° analyses	Glauconite "cisaillée"				Glauconite brisée				Glauconite (G) cisaillée avec néoformations (mica (M) + stilpnomélane (S))											
	59 K	60 K	61 K	96 O	97 O	98 O	46 J	47 J	48 J	49 J	50 J	51 J	52 J	53 J	55 J	56 J	57 J			
Na ₂ O	0.03	0.07	0.03	0.05	0.09	0.10	0.12	0.09	0.04	0.09	0.14	0.08	0.07	0.05	0.07	0.06	0.07			
K ₂ O	7.44	8.87	8.91	8.14	8.88	10.00	8.95	8.70	8.71	8.67	8.90	8.57	8.08	8.85	4.67	7.27	8.33			
FeO*	9.85	10.78	9.78	10.38	11.14	11.15	12.58	13.27	11.08	10.89	6.78	9.54	6.70	13.00	9.21	20.02	11.84			
MgO	3.41	3.61	3.41	2.87	3.87	3.54	3.95	3.93	3.61	3.51	2.93	3.80	2.65	4.08	4.00	2.87	3.73			
CaO	0.31	0.37	0.27	0.18	0.28	0.26	0.28	0.28	0.30	0.32	0.35	0.43	0.29	0.15	0.41	0.37	0.39			
Al ₂ O ₃	20.07	19.19	20.00	16.02	18.84	18.14	16.77	15.65	18.27	18.75	24.52	21.80	19.23	15.28	21.00	18.60	15.87			
MnO	0.00	0.00	0.12	0.08	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.11	0.00	0.09	0.06	0.05	0.03			
SiO ₂	53.05	51.83	51.58	54.03	50.14	51.58	51.73	51.27	51.50	52.33	53.53	49.46	45.56	50.76	51.61	40.01	49.05			
TiO ₂	0.14	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.05	0.09	0.10	0.06	0.07	0.09	0.06	0.15	0.01	0.25	0.07			
Total oxydes	94.28	84.78	94.13	91.81	93.35	94.96	94.46	83.28	83.58	94.61	97.19	83.87	82.62	92.38	81.05	87.50	89.39			
Si	3.84	3.60	3.59	3.84	3.56	3.62	3.65	3.68	3.63	3.64	3.53	3.46	3.57	3.68	3.60	3.24	3.66			
AlIV	0.36	0.40	0.41	0.16	0.44	0.38	0.35	0.32	0.37	0.36	0.47	0.54	0.43	0.32	0.40	0.76	0.34			
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00			
AlVI	1.27	1.18	1.23	1.18	1.14	1.12	1.05	1.01	1.15	1.18	1.44	1.26	1.35	0.99	1.33	0.82	1.05			
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00			
Fe*	0.57	0.63	0.57	0.82	0.86	0.65	0.74	0.80	0.65	0.63	0.37	0.58	0.44	0.79	0.54	1.38	0.74			
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	0.35	0.37	0.35	0.30	0.41	0.37	0.42	0.42	0.38	0.36	0.29	0.40	0.31	0.44	0.42	0.35	0.42			
Σ oct.	2.19	2.18	2.17	2.11	2.22	2.15	2.21	2.23	2.19	2.18	2.10	2.22	2.10	2.23	2.29	2.54	2.21			
Ca	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03			
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01			
K	0.65	0.79	0.79	0.74	0.80	0.89	0.81	0.80	0.78	0.77	0.75	0.77	0.81	0.82	0.42	0.75	0.79			
Σ interl.	0.68	0.82	0.82	0.76	0.84	0.93	0.85	0.83	0.81	0.81	0.79	0.81	0.84	0.84	0.46	0.78	0.84			
Somme	6.87	7.00	6.98	6.86	7.06	7.08	7.06	7.06	7.00	6.98	6.90	7.03	6.94	7.07	6.75	7.33	7.04			

Tableau C.7c. Compositions chimiques et formules structurales des glauconites: quartzites glauconieux (Gault, n° 73).

N° analyses	Plages brunes entre les grains de quartz				Fossile rempli d'argile	
	14 MB	15 MB	30 MB	31 MB	37 G	38 H
Na ₂ O	0.03	0.25	0.51	0.09	0.06	0.04
K ₂ O	2.21	8.09	8.22	8.89	8.72	8.62
FeO*	11.11	4.74	2.04	11.57	11.87	11.95
MgO	6.77	1.70	1.08	3.51	3.75	3.73
CaO	0.20	0.16	0.27	0.25	0.28	1.11
Al ₂ O ₃	15.09	28.06	33.04	18.78	17.51	16.64
MnO	0.02	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00
SiO ₂	57.13	53.51	47.75	50.95	51.59	44.89
TiO ₂	0.05	0.20	0.24	0.03	0.03	0.05
Total oxydes	92.60	96.70	93.16	94.10	93.91	87.02
Si	3.88	3.48	3.21	3.59	3.65	3.49
Al IV	0.12	0.52	0.79	0.41	0.38	0.51
Σ tet.	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	1.09	1.64	1.63	1.15	1.10	1.01
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe*	0.63	0.26	0.12	0.68	0.71	0.78
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.66	0.16	0.11	0.37	0.38	0.43
Σ oct.	2.40	2.07	2.06	2.20	2.21	2.22
Ca	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.09
Na	0.00	0.03	0.07	0.01	0.01	0.01
K	0.19	0.67	0.71	0.80	0.79	0.85
Σ interl.	0.21	0.71	0.79	0.83	0.82	0.95
Somme	6.61	6.78	6.85	7.03	7.02	7.18