



Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. (Alpes françaises)

Dominique Bernard

► To cite this version:

Dominique Bernard. Microthermométrie des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Application à la couverture sédimentaire du Nord Pelvoux. (Alpes françaises). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1978. Français. NNT : . tel-00544570

HAL Id: tel-00544570

<https://theses.hal.science/tel-00544570>

Submitted on 8 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE
DE GRENOBLE

Microthermométrie des inclusions fluides
de cristaux syncinématiques.
Application à la couverture sédimentaire
du Nord Pelvoux.

par Dominique BERNARD

Thèse de doctorat de 3^{ème} Cycle

Spécialité: sciences de la terre

Mention: géologie appliquée

Soutenue le avril 1978

devant la commission d'examen: MM.

P. VIALON

Président

J.P. GRATIER)

A. PECHER)

G. PERRIER)

B. POTY)

Examineurs

A V A N T - P R O P O S

Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier Messieurs P. Vialon° et A. Pécher° qui ont "pris le risque" de me confier un sujet presque neuf à Grenoble,

J.P. Gratier° qui a montré une très grande disponibilité tout au long de cette dernière année,

G. Perrier° qui a bien voulu participer au jury,

B. Poty°° enfin, qui a accepté de conseiller un travail déjà commencé et m'a reçue au CRPG. Avec lui, je tiens à remercier toute l'équipe de recherche sur les équilibres entre fluides et minéraux du CRPG (Nancy) qui m'a très amicalement accueillie lors d'un bref séjour en 1977.

Je tiens également à signaler l'appui financier, pour le terrain et le laboratoire, de l'ATP "Géodynamique" de l'INAG.

Comment citer tous ceux qui m'ont apporté aide, conseil et amitié, qu'ils soient étudiants, chercheurs ou techniciens à l'IRIGM et à l'Institut Dolomieu ou "non géologues" ? Mes remerciements vont à chacun et plus particulièrement à G. Alric et D. Virlogeux pour la fine cuisine des dimanches et la mise au propre de certaines figures, à G. Merciéca et à G. Vivier°°°.

° IRIGM - Grenoble

°° CRPG - Nancy

°°° Institut Dolomieu - Grenoble

I N T R O D U C T I O N

Dès le début de leur étude microthermométrique, les inclusions fluides ont été considérées comme des reliques du fluide minéralisateur présent lors de la cristallisation (Sorby, 1858).

Les travaux expérimentaux et les applications de la microthermométrie des inclusions fluides à divers problèmes géologiques sont de plus en plus nombreux. L'approche des conditions thermodynamiques d'évènements métamorphiques et tectoniques est une de ces applications.

Le but de ce travail est une tentative de reconstitution de l'évolution thermodynamique de la déformation d'une couverture sédimentaire.

Cette étude a porté sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes alpins de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (cartes IGN au 1/100 000 Vizille, et au 1/50 000 Vizille et La Grave).

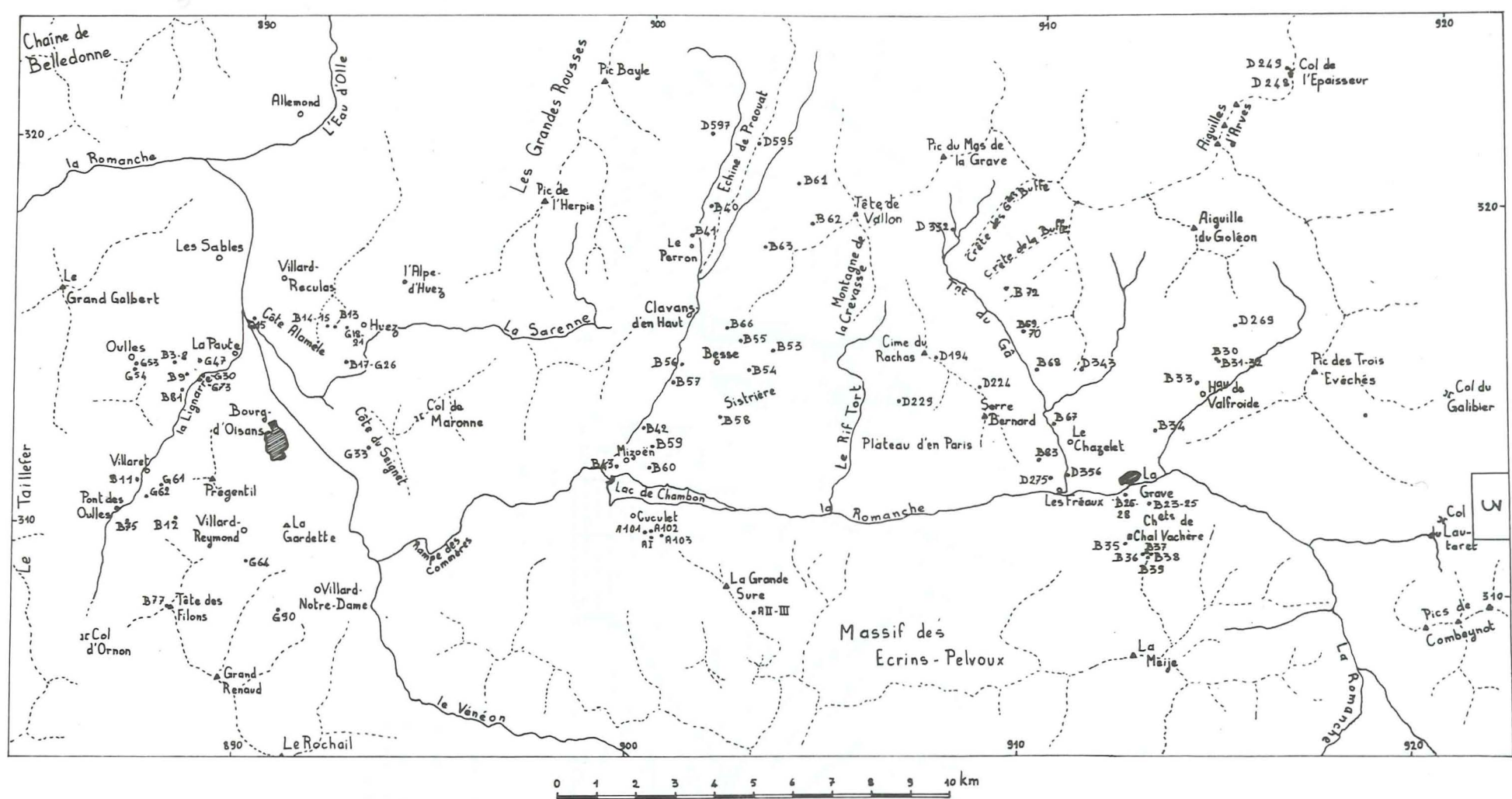
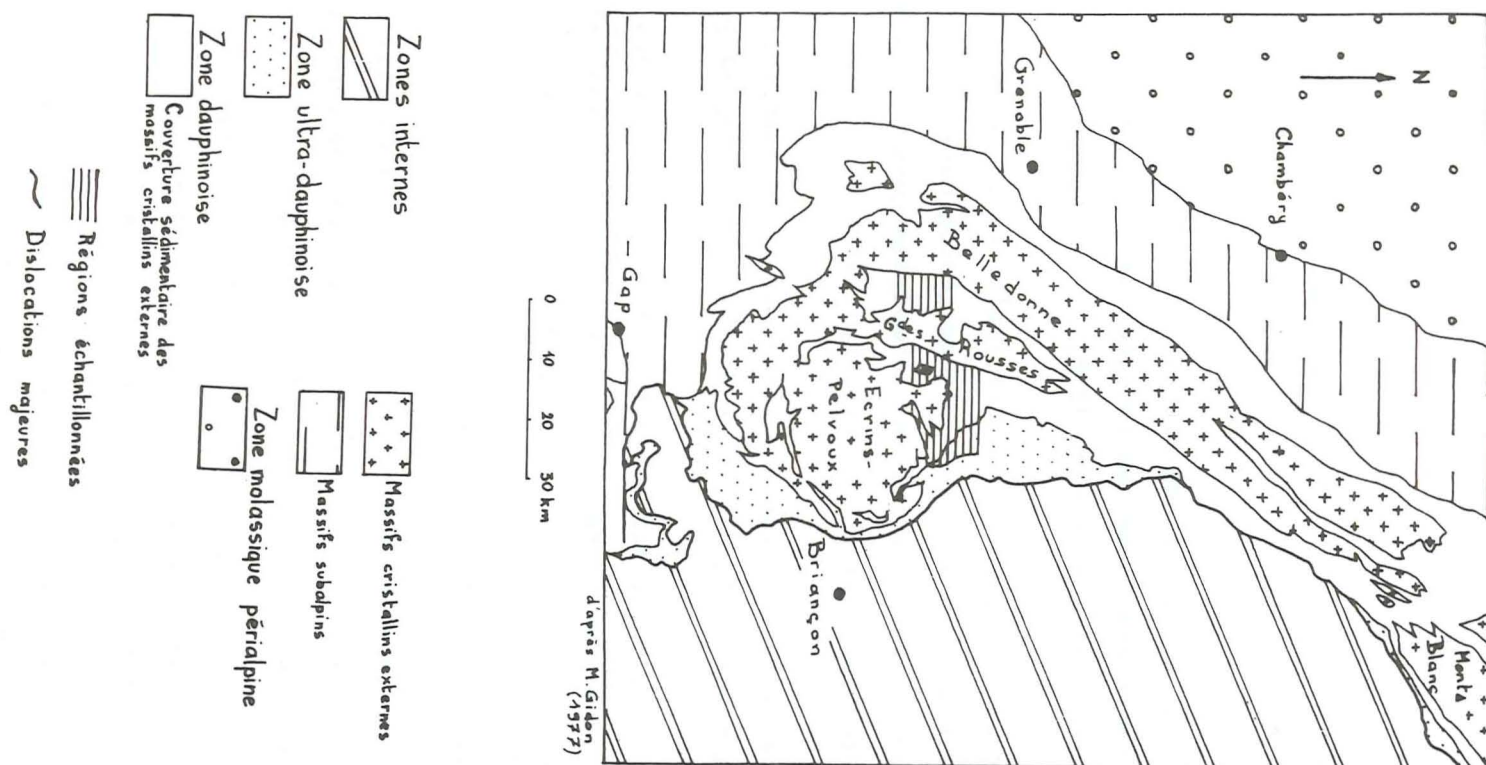
Deux régions ont été choisies (Fig. 1) :

- le synclinal de Bourg-d'Oisans, entre les massifs du Taillefer (extrémité Sud de Belledonne) et des Grandes Rousses, dans une zone limitée au Nord par Les Sables et au Sud par le col d'Ornon ;
- les environs de La Grave, du massif du Pelvoux (au Sud) aux Grandes Rousses (à l'Ouest), dans une zone limitée au Nord par le pic du Mas de La Grave et à l'Est par le pic des Trois Evéchés.

Les inclusions fluides étudiées ont été prises dans les minéraux de remplissage des fissures de la couverture sédimentaire et du socle proche de la limite socle-couverture.

La toponymie utilisée ici est celle de la feuille IGN au 1/100 000 Vizille (Fig. 2).

Fig. 1. Carte de situation des régions étudiées



Point d'échantillonnage : les échantillons G... ont été étudiés par J.P. Gratier (J.P. Gratier et al. 1973)
 les échantillons A... et D... sont dus respectivement à J. Boudon et J.P. Depardon
 Les amorces chiffrées à l'intérieur du cadre correspondent au quadrillage Lambert III Zone Sud

Fig. 2. Carte de localisation des échantillons

I. CADRE GEOLOGIQUE

Les séries sédimentaires appartiennent aux zones dauphinoise et ultra-dauphinoise, respectivement autochtone et parautochtone (Fig. 3).

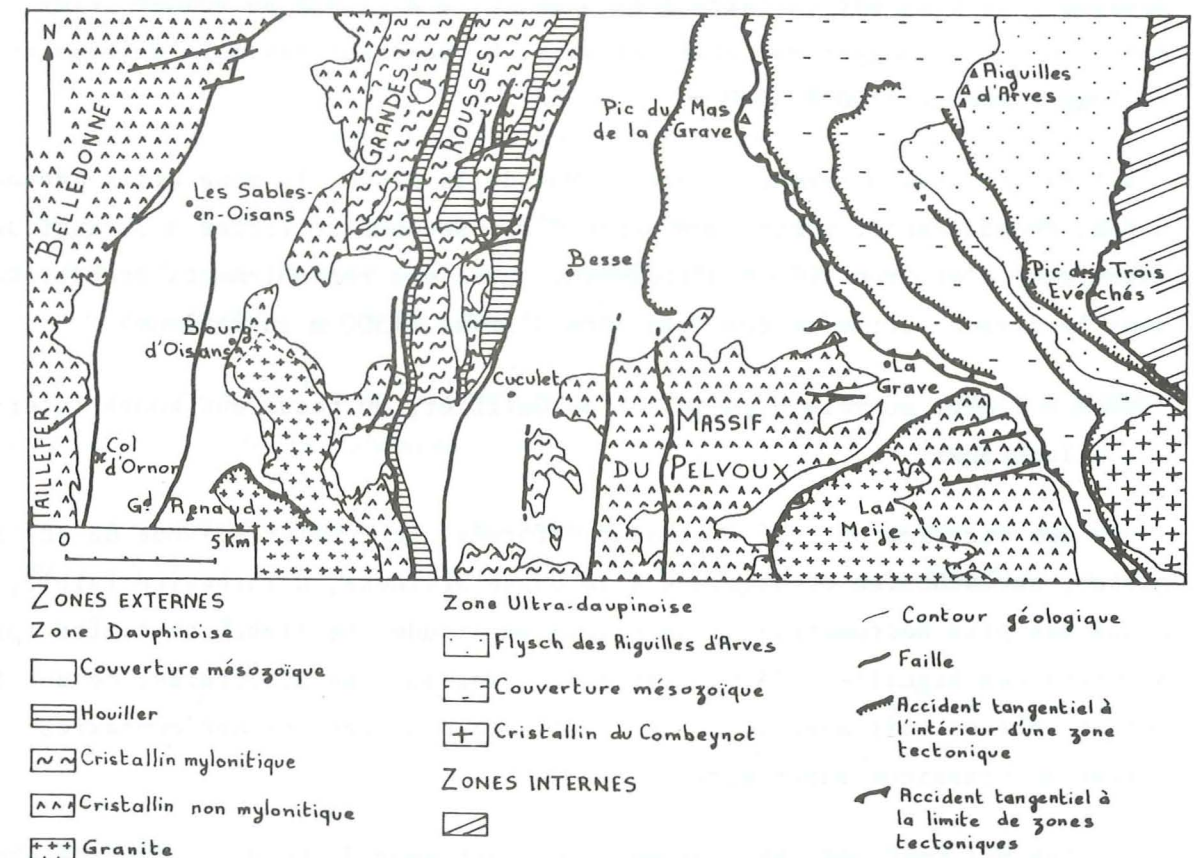


Fig. 3. Schéma structural

Ces séries sont essentiellement d'âge secondaire. Leur socle est constitué de terrains cristallins anté-houillers (granites, gneiss et mica-schistes), et de terrains houillers dans le massif des Grandes Rousses.

Les terrains sédimentaires rencontrés sont, d'Ouest en Est :

- calcaires dolomitiques et cargneules du Trias (épaisseur inférieure à 100 m), calcaires plus ou moins argileux d'âge jurassique inférieur et moyen (650 à 1100 m au maximum) dans le synclinal de Bourg-d'Oisans. On ne trouve une série du Jurassique supérieur et du Crétacé que dans le massif du Grand Renaud (environ 200 m).
- terrains allant du Trias au Dogger dans les régions de Cuculet et de Besse, à l'Est des Grandes Rousses. Le Trias est mince, d'une épaisseur souvent très inférieure à 100 m, particulièrement sur le bord est des Grandes Rousses ; le Lias est calcaire à sa base, plus argileux au sommet (Lias schisteux) ; le Dogger est plus calcaire. L'épaisseur maximale du Lias et du Dogger est de 1150 à 1200 m.
- à l'Est du chevauchement du pic du Mas de la Grave, la zone ultra-dauphinoise, chevauchante, montre une série d'âge secondaire (Trias à Jurassique supérieur) d'environ 2000 m d'épaisseur, avec des redoublements probables, sous le flysch tertiaire des Aiguilles d'Arves (1500 m au maximum).
- plus à l'Est, au voisinage du col du Galibier, on passe aux zones internes allochtones.

Ces terrains ont été fortement déformés. Le premier épisode de déformation, antésénonien et attribué à la phase arvinche, d'intensité faible, a donné des plis hectométriques de faible amplitude. Le flysch tertiaire (pribaonien) des Aiguilles d'Arves est discordant sur ces structures, ce qui le met en contact soit avec le socle, soit avec des terrains sédimentaires (Trias à Jurassique supérieur).

Les déformations les plus marquées sont sans doute dues à une déformation progressive, d'intensité variable dans le temps, et reprenant au fur et à mesure les structures antérieures (Boudon et al., 1976). Dans le cadre de ce travail, il est cependant plus commode de distinguer deux "épisodes", E_2 et E_3 (l'"épisode" E_1 étant la phase antésénonienne), correspondant à l'apparition de différents types de marqueurs de la déformation. Ces "épisodes" sont d'âge tertiaire et affectent aussi bien les séries secondaires

que le flysch (Gratier et al., 1973).

L'"épisode" E_2 est marqué par l'apparition de plis P_2 à schistosité de flux de plan axial, que nous noterons S_2 . Cette schistosité S_2 est verticale dans la partie ouest du synclinal de Bourg-d'Oisans ; elle est pentée vers l'Est dans la partie est de ce synclinal et dans les environs de La Grave.

La déformation continuant, la stratification S_0 est souvent oblitérée par la schistosité S_2 dans les flancs des plis P_2 , et nous distinguerons l'"épisode" E_3 qui se traduit par des structures différentes suivant la géométrie des plis P_2 (Fig. 4) :

- dans les zones où S_2 est verticale, il y a seulement une amplification des plis et un étirement vertical, sans nouvelle schistosité (Fig. 4-2a) ;
- dans les zones où S_2 est pentée vers l'Est, l'"épisode" E_3 est marqué par l'apparition de nouvelles structures : une schistosité de pli-fracture S_3 ou des discontinuités de type Riedel, notées R (Fig. 4-2b).

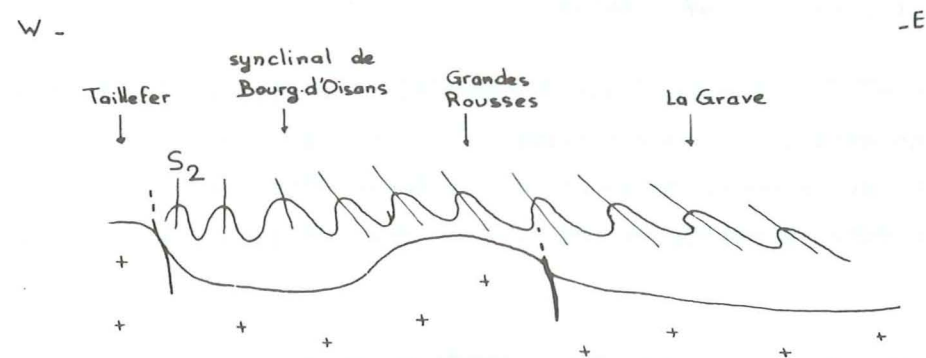
Ces "épisodes" sont accompagnés d'un léger métamorphisme, anchizone à début d'épizone (Aprahamian, 1974).

Les grands chevauchements, tels que celui du pic du Mas de la Grave, sont sans doute contemporains de l'"épisode" E_2 , leur jeu étant accentué lors de l'"épisode" E_3 .

Quant aux failles bordières du synclinal de Bourg-d'Oisans, à la faille des Grandes Rousses et au chevauchement de la Meije, au Nord du Pelvoux, il s'agit d'accidents anciens antéliasiques qui ont guidé la sédimentation de la couverture. Ils ont joué successivement lors des trois "épisodes" :

- E_1 : chevauchement de la Meije
- E_2 et E_3 : accentuation accompagnée de glissements sur les plans de schistosité S_2 .

1. "Episode" E₂ : premier plissement synschisteux



2. Fin de l'"episode" E₃

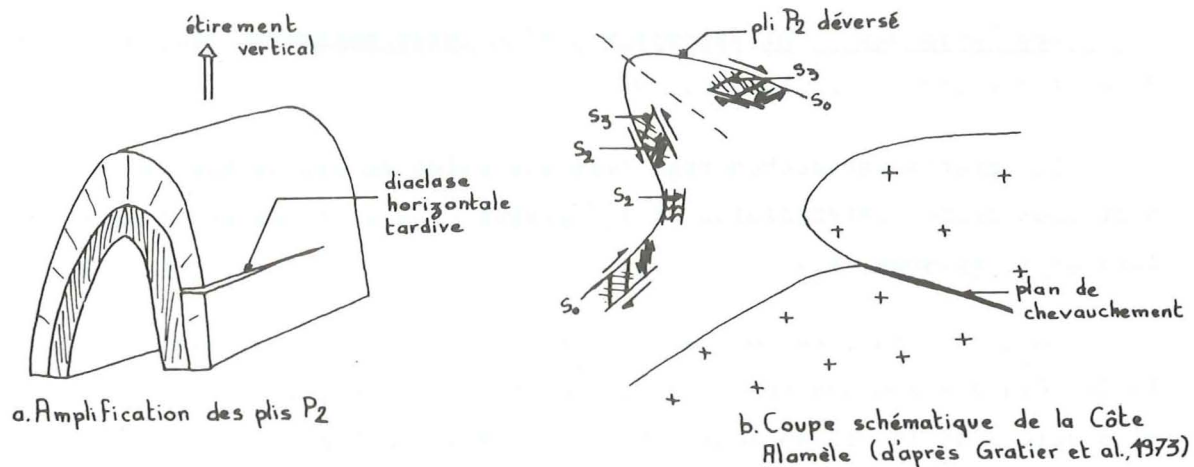
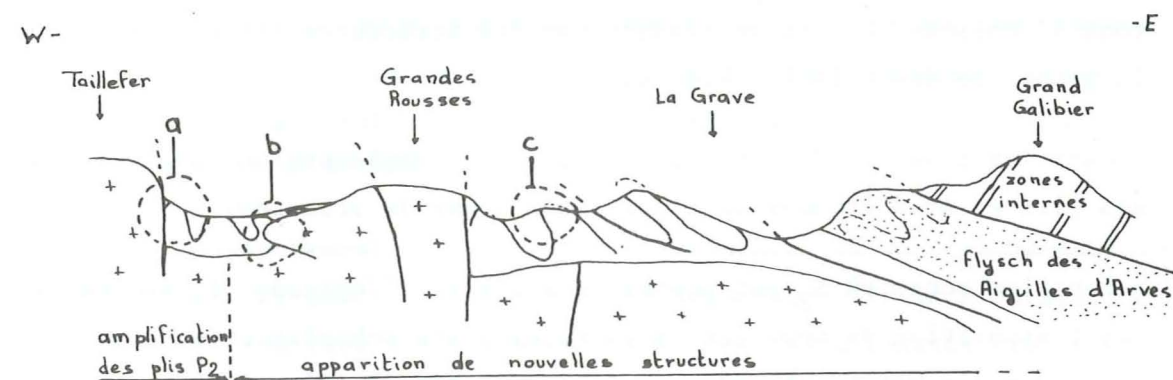


Fig. 4. Evolution des structures apparues au cours de l'"episode" E₂ et déformées par l'"episode" E₃

II. LES FENTES : CHRONOLOGIE ET REMPLISSAGE

II.1. CHRONOLOGIE DES FENTES DANS LA SUITE DE LA DEFORMATION

Au cours de la déformation, des fentes apparaissent; elles présentent un remplissage essentiellement quartzo-calcitique. La cristallisation du remplissage d'une fente débute dès l'ouverture de celle-ci et se poursuit dans l'évolution de cette fracture au cours des "épisodes" tectoniques postérieurs à celui qui a créé la fente (Fig. 5).

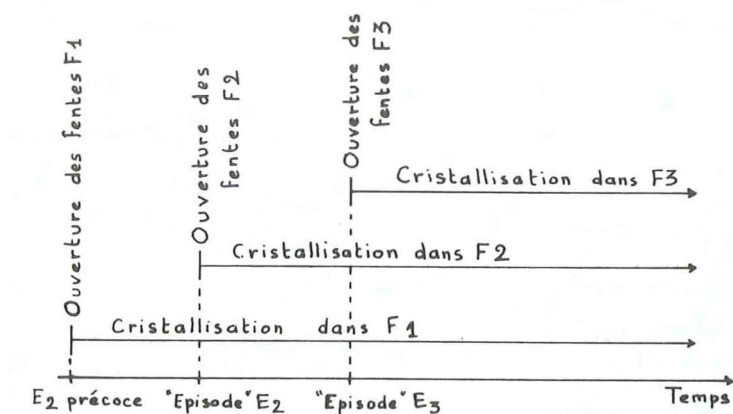


Fig. 5. Chronologie relative des fentes et de leur remplissage

Nous distinguerons (Fig 6) :

- les fentes F1 dont l'ouverture peut être antérieure à l'"episode" E₂ ou, plus certainement, très précoce dans cet "episode". Leur remplissage est antérieur à E₂, et/ou contemporain de E₂ et E₃, et/ou postérieur à E₃.
- les fentes F2 dont l'ouverture est contemporaine de l'"episode" E₂. Leur

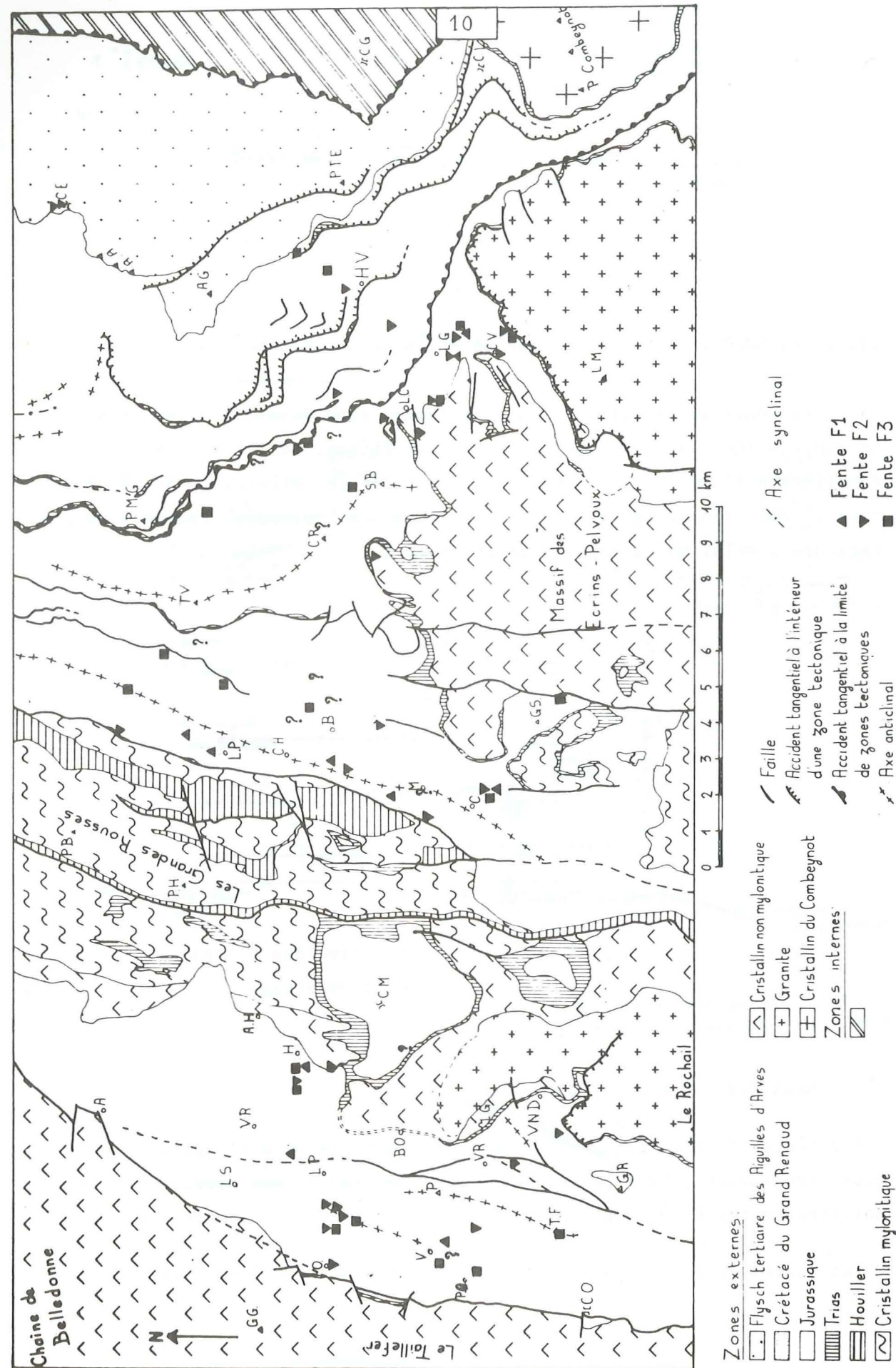


Fig. 6. "Âges" des fentes étudiées

remplissage est contemporain de E_2 et E_3 , et/ou postérieur à E_3 .

- les fentes F3 dont l'ouverture est contemporaine de l'"épisode" E_3 . Leur remplissage est contemporain de E_3 , et/ou postérieur à E_3 .

L'évolution de toutes ces fentes au cours des "épisodes" postérieurs à leur ouverture dépend de leur position par rapport aux directions principales des déformations successives.

II.1.1. Fentes F1, parallèles à la stratification S_0

Ces fentes sont actuellement des filonnets plissés et boudinés. Elles se sont ouvertes avant ou pendant la formation de la schistosité de flux S_2 , c'est-à-dire qu'elles sont précoces dans l'"épisode" E_2 . Cette précocité n'est clairement mise en évidence que sur quelques affleurements (La Grave, éch. B23, B24 et B25).

Aux charnières des plis P_2 , lorsque la schistosité S_2 est verticale, ces fentes sont plissées, avec glissement tardif le long des plans S_2 (route de Villard-Reymond, éch. B12), (Fig. 7).

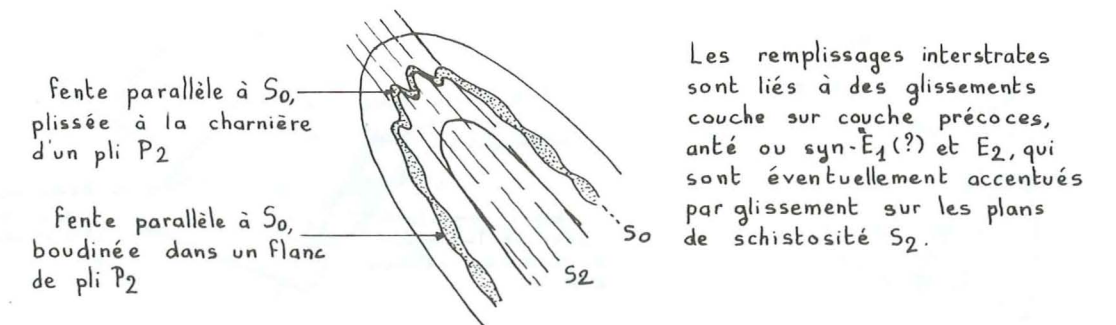


Fig. 7. Fentes parallèles à la stratification S_0

Dans les flancs de plis, la stratification S_0 se parallélise à la schistosité S_2 . Les remplissages des fentes parallèles à S_0 sont étirés et boudinés, avec glissement sur les plans S_2 (Fig. 7). Dans ces cas là, leur précocité est plus délicate à mettre en évidence.

Lorsque la schistosité S_2 est pentée, les remplissages des fentes inter- S_0 peuvent être déformés par des structures liées à l'"épisode" E_3 (voir § II.1.3.), ce qui rend également l'observation très délicate.

Selon le choix de la section dans un remplissage inter- S_0 , les cristallisations étudiées par microthermométrie sont antérieures à E_2 ou contemporaines de E_2 ou E_3 .

II.1.2. Fentes F2, liées à l'"épisode" E_2

II.1.2.1. Remplissage des interboudins des strates

De même que les remplissages inter- S_0 sont étirés et boudinés au cours de l'"épisode" E_2 , les flancs de plis subissent un boudinage. Lorsque l'étirement provoque la rupture des strates (bancs compétents), on observe des fentes parallèles au plan YZ de la déformée. Sur la coupe d'un pli, les cristallisations sont fibreuses et grossièrement parallèles à S_0 ; sur le flanc du pli, les fibres sont parallèles à la direction d'étirement X (Fig. 8).

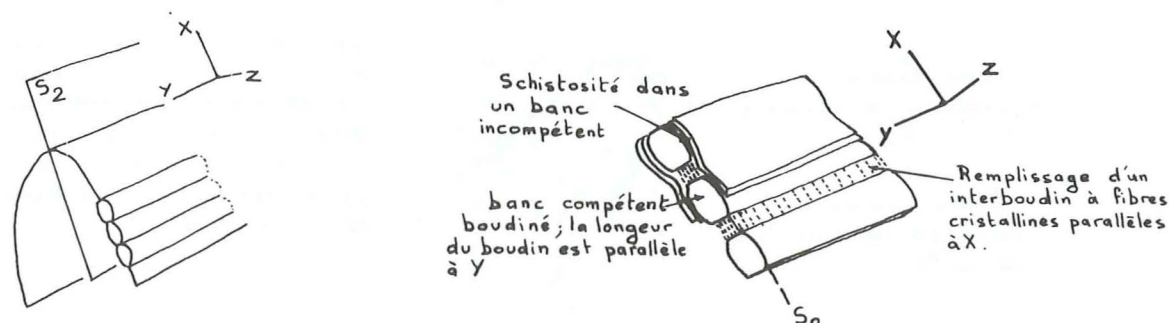


Fig. 8. Remplissage des interboudins des strates

II.1.2.2. Remplissage des interboudins de bélemnites tronçonnées

Dans les plans de schistosité $(XY)_2$, l'étirement suivant la direction

X provoque la fragmentation des objets durs, bélemnites, par exemple. Dans les interboudins, les cristallisations montrent des fibres orientées sub-parallèlement à X (Fig. 9).

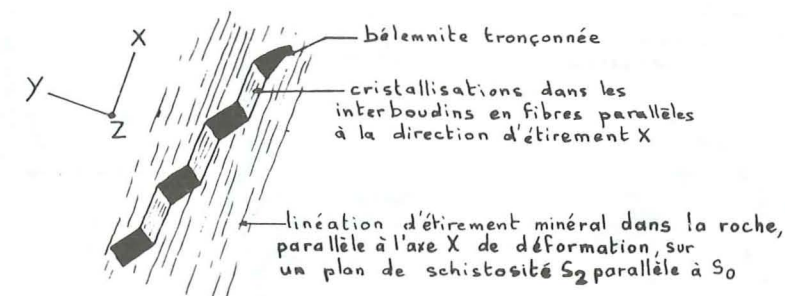


Fig. 9. Cristallisations dans les interboudins d'une bélemnite tronçonnée, dans un plan de schistosité S_2 .

Ces cristallisations débutent dès la rupture due au boudinage, sont contemporaines de l'étirement 2, et se poursuivent jusqu'à l'"épisode" E_3 (torrent du Gâ, éch. B69).

II.1.2.3. Fentes intermicrolithons dans les bancs compétents

Ces fentes sont parallèles à la schistosité de flux S_2 . Dès que la schistosité apparaît, la contraction du pli suivant l'axe Z et l'étirement suivant l'axe X provoquent des glissements sur les plans de schistosité et une réfraction de ces plans dans les bancs compétents. Ce mouvement le long d'un plan de schistosité réfracté entraîne une ouverture dans un banc compétent (Fig. 10a). Ces fentes sont sigmoïdes par défaut d'imbrication des microlithons et amplification du plissement (Fig. 10b).

Les cristallisations commencent dès le début de l'ouverture et croissent donc pendant ou après l'"épisode" E_2 , jusqu'à l'"épisode" E_3 .

A la fin de l'"épisode" E_2 et au cours de l'"épisode" E_3 , ces fentes peuvent être étirées, boudinées, et de nouvelles cristallisations apparaissent.

sent alors entre les boudins provoqués par l'étirement du remplissage intermicrolithons.

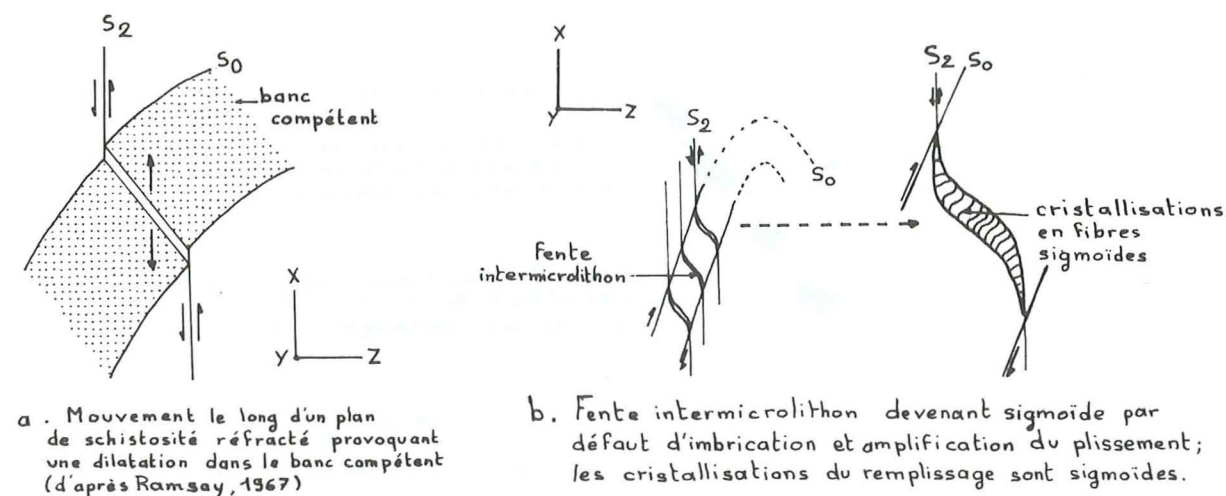


Fig. 10. Formation et évolution des fentes intermicrolithons

II.1.2.4. Fentes d'extension en échelons

Il s'agit de fentes visibles en coupe des plis ; elles sont liées à des cisaillements internes dus aux mouvements relatifs des strates. Si la fente continue de s'ouvrir après le début de la cristallisation, les cristaux premiers formés subissent une rotation et la fente devient sigmoïde (Fig. 11a). Les fibres cristallines du remplissage sont également sigmoïdes (Fig. 11b).

Les fissures de tension ainsi formées dans une strate peuvent apparaître en même temps que des fentes intermicrolithons.

Par amplification de la déformation, l'un des plans (schistosité ou fente d'extension) peut évoluer en plan de glissement. On observe ainsi :

- soit un décalage d'une fissure de tension par glissement le long d'un plan de schistosité (Fig. 12a),
- soit le décalage d'une fente intermicrolithon par glissement sur un plan parallèle aux fentes d'extension (Fig. 12b).

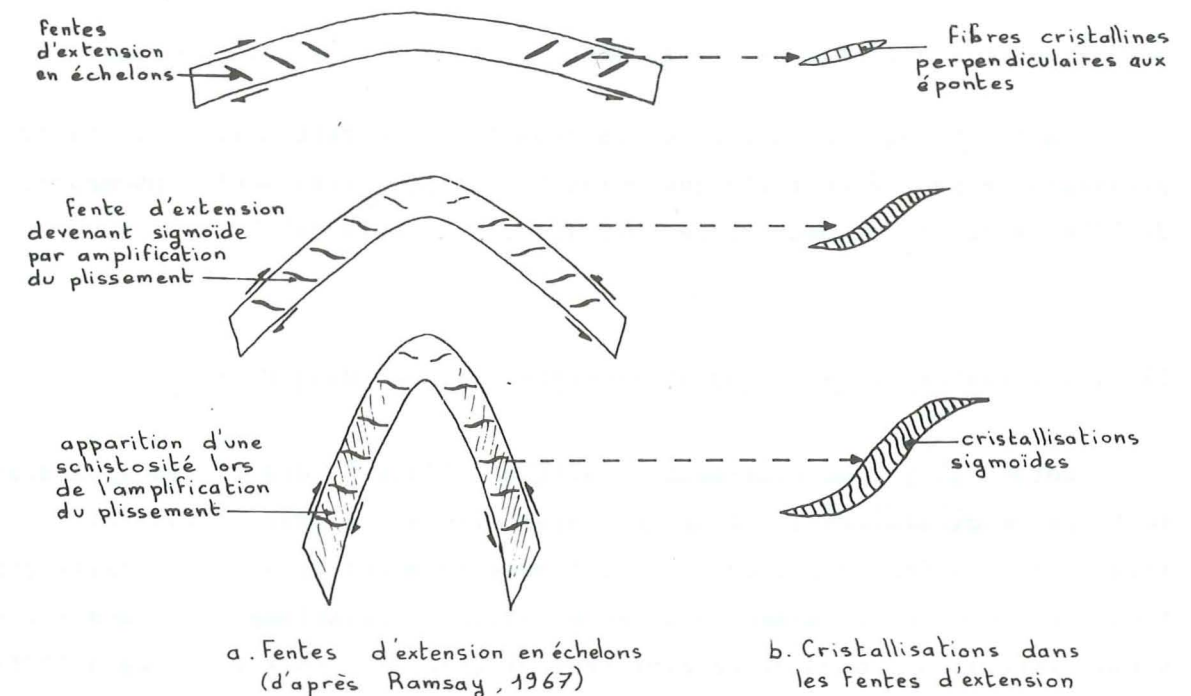


Fig. 11. Evolution des fentes d'extension en échelons et de leur remplissage

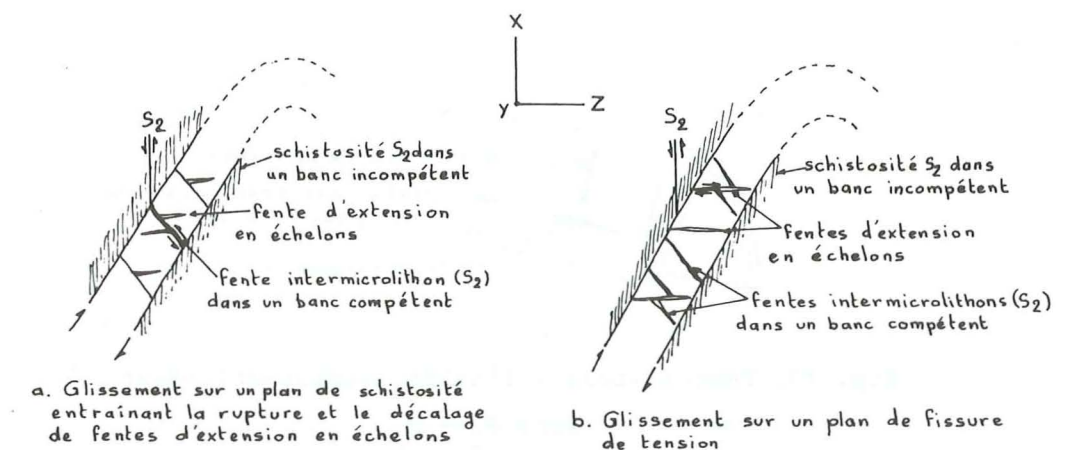


Fig. 12. Fentes intermicrolithons et fissures de tension dans une même strate avec glissement sur un des plans de fracturation

Dans les fentes selon lesquelles un déplacement a lieu, il y a déformation des cristallisations qui sont parfois étirées et boudinées ; de

nouvelles cristallisations apparaissent alors dans les interboudins.

La chronologie relative de ces deux types de fentes et de leurs remplissages ne peut être faite que point par point. Elles sont contemporaines de l'"épisode" E_2 et peuvent jouer jusqu'à l'"épisode" E_3 .

II.1.2.5. Fentes liées à l'aplatissement-étirement dans $P_2 = S_2$

Lorsqu'il y a un étirement parallèle à l'axe Y, des fentes apparaissent, perpendiculaires à cet axe et parallèles au longrain (plan XZ), (Fig. 13). Ces fentes peuvent être plissées dans les plis à plan axial vertical, et même ce plissement peut être boudiné parallèlement à l'axe X vertical. Certaines fentes de ce type peuvent être anciennes et liées à l'"épisode" E_1 .

D'autres fentes, parallèles au plan YZ, traduisent un étirement suivant l'axe X (Fig. 13). Ces fentes, non déformées, peuvent être tardives dans l'"épisode" E_2 , mais sont généralement attribuées à l'"épisode" E_3 (§ II.1.3.1.).

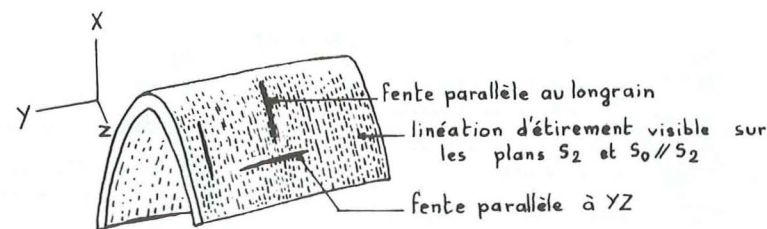


Fig. 13. Fentes liées à l'aplatissement-étirement dans $P_2 = S_2$

II.1.3. Fentes F3 tardives, liées à l'"épisode" E_3

II.1.3.1. La schistosité de flux S_2 est verticale

Dans ce cas, la déformation se traduit par l'amplification des plis

P_2 et par l'ouverture de diaclases horizontales (Fig. 14).

On trouve de telles diaclases, non déformées, dans le synclinal de Bourg-d'Oisans (éch. B8, B11...).



Fig. 14. Diaclases horizontales tardives

II.1.3.2. La schistosité de flux S_2 est pentée vers l'Est

L'"épisode" E_3 se traduit alors par l'apparition soit de fentes type Riedel (R), soit d'une schistosité de pli-fracture (S_3), (Gratier et al., 1973 ; Gratier et al., 1977 ; Plotto, 1977).

II.1.3.2.1. Formation des fentes de type Riedel (R)

Dans les plis à schistosité S_2 pentée, les glissements sur les plans S_2 s'accroissent au cours de l'"épisode" E_3 , avec une torsion et une réorientation des axes de plis parallèlement aux glissements. Ces glissements, associés à un aplatissement non nécessairement perpendiculaire à S_2 , entraînent la formation de fentes de type Riedel (R), avec une torsion des plans S_2 .

Dès l'ouverture de la fissure, les irrégularités de la nouvelle discontinuité et l'étirement dans la direction de glissement provoquent son ouverture et la cristallisation du remplissage (Fig. 15a).

Les fentes d'extension banales ou de Riedel de second ordre associées à l'apparition d'un cisaillement de type Riedel peuvent également être disposées en échelons (à 45° ou 20°) le long de R (Fig. 15b).

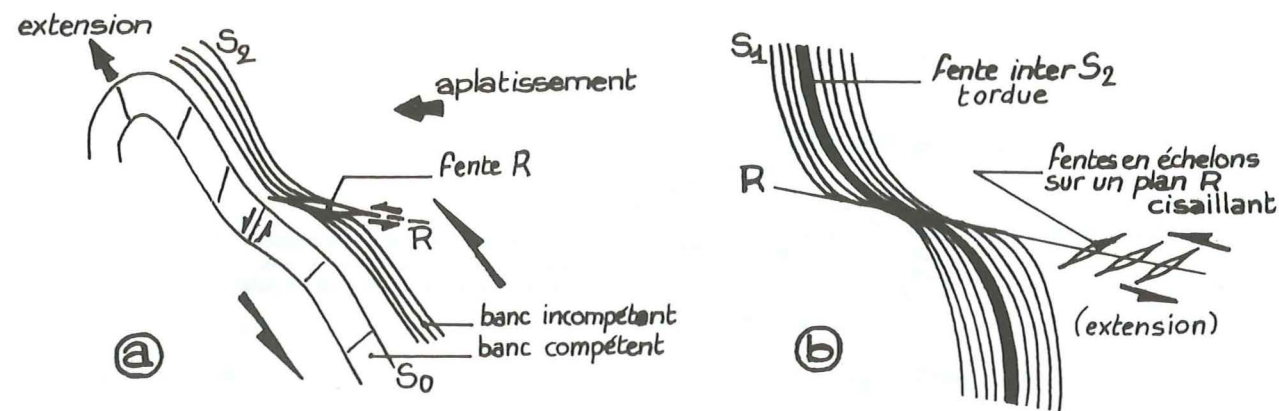


Fig. 15. Apparition des fentes de type Riedel (R).

- Parallèlement à R.
- En échelons sur le plan cisailant R avec crochonnement d'une fente intermicrolithon (inter S_2).

II.1.3.2.2. Formation de la schistosité de pli-fracture S_3

Le mouvement de glissement sur les plans de schistosité S_2 peut être bloqué. Le blocage peut être dû à la présence d'une hétérogénéité : niveau très compétent, fente à remplissage quartzo-calcitique, etc. Il y a alors plissement de S_2 , et apparition d'une schistosité de pli-fracture S_3 (Fig. 16).

Les plans S_2 et les fentes qui leur sont associées sont plissées ; le mouvement sur les plans S_3 , les irrégularités de ces plans et les hétérogénéités du matériau entraînent la formation de nouvelles fentes intermicrolithons, parallèles à S_3 (Fig. 16).

Le glissement le long des plans S_3 peut provoquer l'ouverture de plans S_2 et le remplissage de fentes intermicrolithons, inter- S_2 , tardives. Il est donc nécessaire d'être très prudent en établissant la chronologie du remplissage des fentes à l'affleurement.

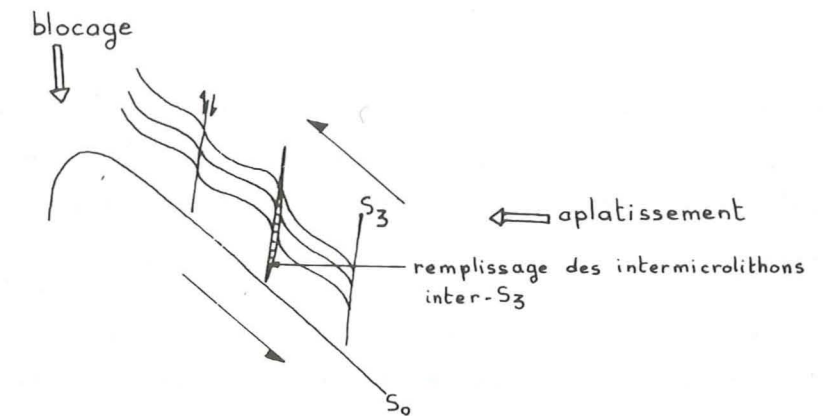


Fig. 16. Apparition des fentes intermicrolithons parallèles à la schistosité de pli-fracture S_3 .

II.1.4. Les fentes du socle

Il est nécessaire de les traiter à part. Les marqueurs des déformations qui correspondent à celles de la couverture, tels que les clivages schisteux, sont en effet absents. On ne peut donc pas utiliser des critères tectoniques pour attribuer ces fentes à l'un des trois groupes F1, F2, F3 définis précédemment.

Ces fentes seront attribuées à l'"épisode" E_2 qui semble être l'"épisode" principal, c'est-à-dire au groupe des fentes F2. Toutefois, les fentes horizontales pourraient appartenir au groupe des fentes F3. Cette "datation" sera discutée chaque fois qu'il le sera possible (éch. B17, B83, D275...).

II.2. LE REMPLISSAGE DES FENTES : PARAGENESES ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES MINERAUX

Les deux principaux minéraux sont le quartz et la calcite. Ils sont présents ensemble dans presque toutes les fentes étudiées, dont ils constituent généralement à eux seuls le remplissage. La calcite est cependant absente des fentes prélevées dans le socle.

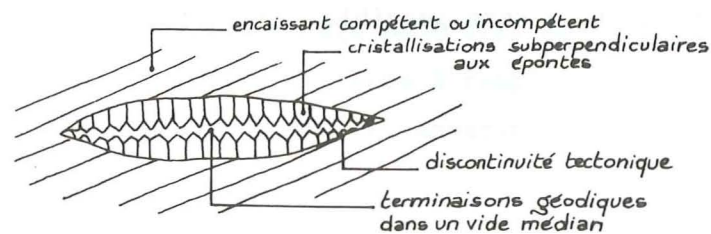
Les autres minéraux, déterminés par diffractométrie X, ne sont présents que localement et, le plus souvent, en quantité assez faible. Il s'agit de dolomite, ankérite, barytine, feldspath potassique, plagioclase, chlorite...

Nous étudierons en premier lieu les fentes à remplissage exclusivement quartzo-calcitique, puis les fentes qui présentent des paragenèses plus variées.

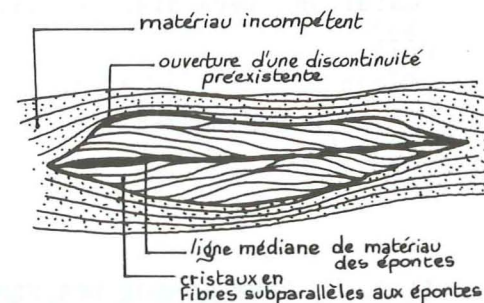
II.2.1. Fentes à remplissage exclusivement quartzo-calcitique

Phillips (1974) distingue deux sortes de remplissages de veines, caractérisant deux modes de croissance cristalline. Il semble que les deux types de fentes soient présents dans les échantillons prélevés :

- fentes à cristaux perpendiculaires aux épontes, présentant parfois un vide tapissé de cristaux à terminaisons géodiques au coeur du remplissage. Le remplissage est pur, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de matériaux des épontes mêlés aux cristallisations. Cette disposition semble indiquer une croissance cristalline centripète à partir des épontes de la veine. C'est le cas le plus fréquent ici (Fig. 17a).



a - Cristallisation centripète qui débute à l'ouverture d'une fente tectonique.



b - Cristallisation centrifuge à partir d'une fibre médiane de même nature pétrographique que les épontes.

Fig. 17. Les deux principaux types de croissance cristalline

- veines à remplissage fibreux à fibres parallèles aux épontes. Ces fentes sont parcourues par une ligne de matériau des épontes parallèles à celles-ci. Cette disposition, très rare ici, traduirait une croissance cristalline centrifuge à partir du matériau des épontes (Fig. 17b).

II.2.1.1. Fentes à remplissage fibreux parallèle aux épontes

Ce type de remplissage est rare dans le cas présent et se rencontre toujours dans des matériaux incompétents. Cela permet d'envisager une cristallisation par "imprégnation" de la roche, le fluide circulant à la faveur de discontinuités préexistantes (plans de stratification ou de schistosité).

Dans les échantillons de ce type observés, il y a plusieurs lignes de matériaux des épontes, sub-parallèles à celles-ci, et le quartz est tardif par rapport à la calcite (Fig. 18).

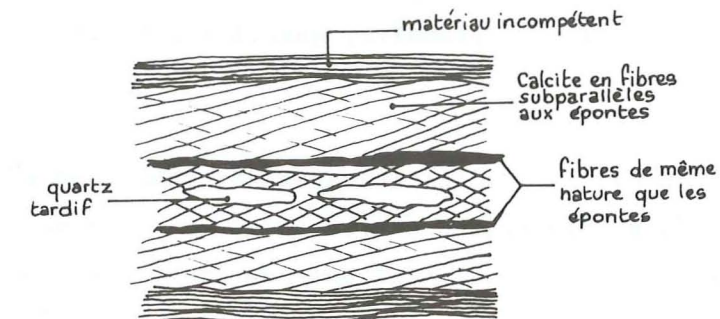


Fig. 18. Fente à remplissage de calcite fibreuse et de quartz tardif

II.2.1.2. Fentes à croissance cristalline centripète

Les cristaux se présentent généralement en baguettes trapues. Les cristaux s'orientent perpendiculairement à la contraction maximale, et l'allongement des baguettes est généralement perpendiculaire aux épontes de la veine.

Cependant, quand les fentes ont subi une rotation ou sont le siège de déplacement avec cisaillement simple, l'allongement des cristaux n'est

plus perpendiculaire aux épontes, mais il devient sigmoïde. On a alors l'image des déformations successives subies par le matériau : cristallisations successives au cours de la rotation de la structure dans un champ de contraintes fixe (Fig. 11).

Dans les cas les plus simples, la calcite cristallise en premier et le quartz en second. L'échantillon macroscopique présente un aspect massif; le remplissage de la veine est complet et aucun cristal ne montre de terminaison géodique (Fig. 19).

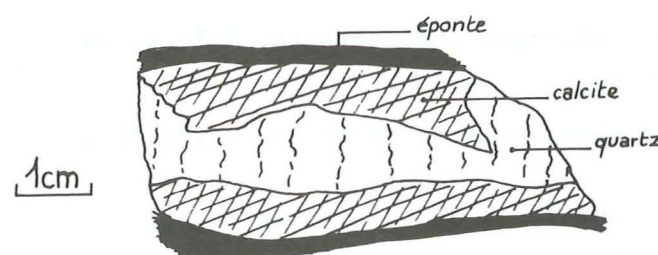


Fig. 19. Fente à remplissage quartzo-calcitique simple (calcite primaire, quartz secondaire)

En lames épaisses polies, la calcite apparaît comme "sale" : les cliques sont assez serrés et flous, les contours des cristaux sont également flous ; les cristaux ne s'individualisent pas nettement, les inclusions fluides, lorsqu'elles sont visibles, sont très petites (1 ou 2 μ), très nombreuses, et le plus souvent décrépitées. Tous ces caractères traduisent les déformations subies par la calcite.

Les cristaux de quartz se présentent en baguettes trapues ; leurs caractéristiques seront détaillées au cours du chapitre III.

Certains échantillons montrent une deuxième phase de cristallisation calcitique. En lames épaisses, les plages de calcite ont des contours nets et sont plus limpides ; elles recoupent les cristallisations plus anciennes quartzo-calcitiques (Fig. 20).

Enfin, certaines diaclases horizontales tardives (F3) du synclinal de Bourg-d'Oisans montrent un ordre inverse de cristallisation, c'est-à-dire un épisode quartzeux primaire et un seul épisode calcitique secondaire.

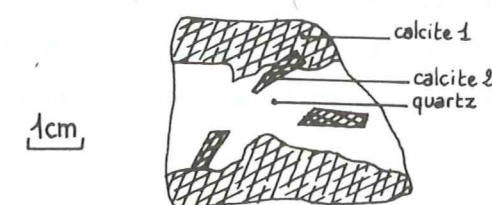


Fig. 20. Lame épaisse montrant deux épisodes de cristallisation calcitique séparés par un épisode quartzeux.

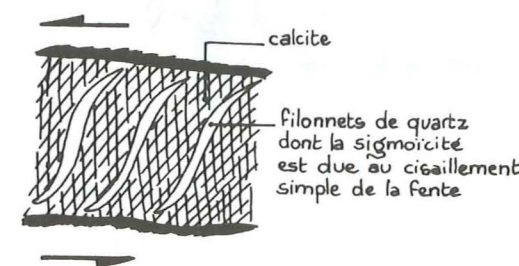
On peut essayer de corrélérer les successions de cristallisation et les "épisodes" E_2 et E_3 de la déformation :

- "épisode" E_2 : calcite 1- quartz 1- (calcite 2- quartz 2)
- "épisode" E_3 : (calcite 1)- quartz 1- calcite 1 ou 2.

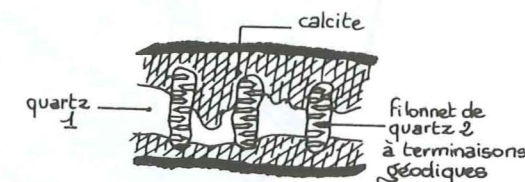
II.2.1.3. Cristallisations dans les fentes à remplissage boudiné

Nous avons vu précédemment (§ II.1) que le remplissage des veines est souvent boudiné. Lorsque l'étirement atteint la rupture du remplissage "primaire", de nouvelles cristallisations apparaissent dans les interboudins.

Le remplissage initial, souvent exclusivement calcitique, est parcouru de filonnets de quartz (Fig. 21a).



a - Filonnets sigmoïdes de quartz dans un remplissage calcitique



b - Filonnets de quartz montrant une croissance cristalline centripète dans les interboudins des fentes.

Fig. 21. Recristallisations dans les interboudins des fentes.

Dans les interboudins, la cristallisation se fait à nouveau de façon centripète ; les baguettes de quartz sont grossièrement perpendiculaires à celles du remplissage initial et montrent parfois des terminaisons géodiques (Fig. 21b).

Si la rotation de la fente se poursuit, les interboudins seront sigmoïdes (Fig. 21a).

Cette disposition met encore en évidence le fait que le quartz est généralement tardif par rapport à la calcite ; d'autre part, cela souligne parfois deux générations de quartz.

II.2.1.4. Filonnets de quartz dans des zones broyées

On observe assez fréquemment des filonnets de quartz en petits cristaux xénomorphes et globulaires. Au contraire des filonnets précédemment décrits, ceux-ci ont des contours plus diffus et leur orientation est quelconque. Ils se trouvent généralement à la limite de calcite ou de quartz déformé ou, plus rarement dans des cristaux déformés (Fig. 22).

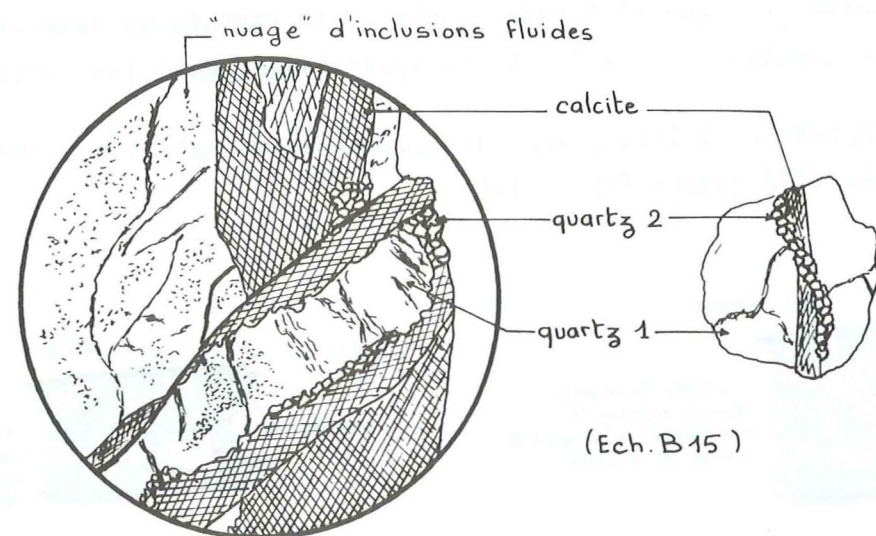


Fig. 22. Filonnets de quartz tardif dans des zones broyées

Il s'agit sans doute d'une dissolution du quartz par broyage et de sa remise en circulation dans la fente. Dans ce cas, les cristaux sont très limpides et il n'a pas été possible de distinguer des inclusions fluides.

II.2.2. Fentes à remplissages variés

Les minéraux autres que la calcite et le quartz sont : dolomite, ankérite, microline (éch. D275), albite de basse température, chlorite, mica blanc, barytine, pyrite.

Leur répartition géographique est indiquée sur la figure 23.

II.2.2.1. Dolomite, ankérite

On rencontre principalement un mélange de dolomite plus ou moins ferrique et d'ankérite. Très peu d'échantillons montrent seulement de la dolomite ou de l'ankérite.

Ces deux minéraux n'ont été décelés que par diffractométrie, de sorte que la chronologie n'a pu être établie. Les quantités, toujours très faibles, d'ankérite n'ont pas permis de déterminer la composition chimique de ce minéral.

Dans un seul cas (éch. B54), un diffractogramme fait sur un monocristal tardif de calcite a montré de l'ankérite et de la calcite. L'ankérite a vraisemblablement cristallisé dans les clivages de la calcite ; c'est un minéral tardif, car on n'en trouve pas associé à la phase quartzo-calcitique précoce.

On ne trouve la dolomite et l'ankérite que dans les environs de La Grave, dans des échantillons proches du socle ou proches des grands chevauchements qui font affleurer le Trias.

II.2.2.2. Les feldspaths

Le feldspath le plus représenté est l'albite de basse température. On trouve plus rarement du feldspath potassique (microcline). Aucune des fentes étudiées ne contient albite et feldspath potassique ensemble.

Là encore, il n'est pas possible de replacer le feldspath dans la suite de cristallisations, excepté pour un échantillon (AIII). Cet échantillon a été prélevé dans le sédimentaire, tout près du socle, à la Grande Sure. Il s'agit d'une fente ouverte tardive ; quartz et albite sont mêlés en cristaux géodiques et sont sans doute contemporains de l'"épisode" E_3 .

II.2.2.3. Chlorite et mica blanc

Ces deux minéraux ne se rencontrent qu'associés au feldspath. Le mica est une muscovite $1M$ ou $2M_1$; la chlorite est de type Ib.

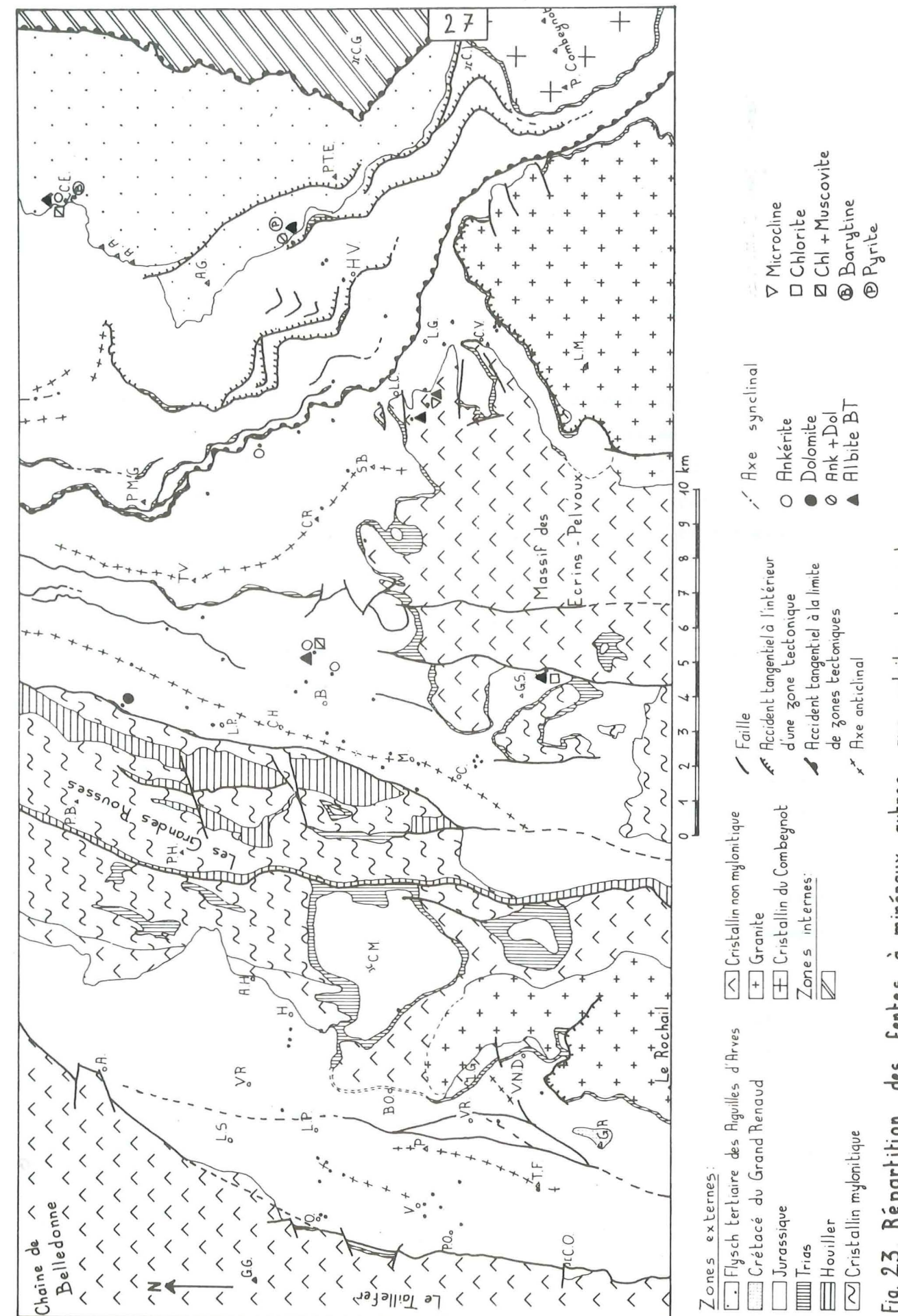
On trouve ainsi dans plusieurs échantillons la paragenèse suivante : quartz- albite- chlorite- muscovite- (calcite- dolomite). Calcite, dolomite, ankérite sont absentes des fentes du socle.

II.2.2.4. La barytine

Un seul échantillon (D248), prélevé dans le flysch des Aiguilles d'Arves, au col de l'Epaisseur, contient de la barytine. Dans cette fente, la barytine se situe aux épontes, sous des cristaux géodiques centimétriques de quartz.

II.2.2.5. La pyrite

Elle ne se rencontre, en quantité suffisante pour être décelée par diffractométrie X, que dans un échantillon (D269) prélevé près du chevauchement qui est au-dessous du flysch. Elle est associée à la paragenèse suivante : quartz- calcite- dolomite- ankérite- albite.



III. DESCRIPTION DES INCLUSIONS FLUIDES

Avant d'aborder l'étude microthermométrique proprement dite et les résultats qui ont été obtenus, il est préférable de décrire les inclusions observées et leurs rapports avec les "épisodes" tectoniques.

Nous avons vu que les inclusions sont considérées depuis longtemps comme des reliques du fluide minéralisateur présent lors de la cristallisation ou lors de la microfissuration des cristaux. Les inclusions primaires sont formées par avancement des faces, arrêtes ou sommets (par perturbation de l'étalement des couches) ; les inclusions secondaires sont formées par cicatrisation de microfractures intracristallines.

Pour pouvoir les considérer également comme inchangées depuis leur fermeture, il faut admettre qu'elles n'ont subi ni perte de fluide (Roedder et Skinner, 1968), ni variation de volume.

Or, dans un environnement déformé, et c'est le cas dans cette étude puisque les cristaux de remplissage des fentes sont déformés, les variations de volume sont fréquentes (Kerrick, 1976). Les principales causes de variation de volume d'une inclusion après sa fermeture sont (Fig. 24) :

- microfissuration des parois de l'inclusion par rupture fragile du cristal hôte. Cette déformation, très fréquente dans le cas présent, s'accompagne d'une augmentation du volume de l'inclusion (Fig. 24a).

- dissolution et recristallisation éventuelle des parois de l'inclusion dans un cristal soumis à des contraintes. Sprunt et Nur (1977) ont effectué des essais de déformation d'une plaque percée d'un trou circulaire ; par dissolution, ce trou s'agrandit et acquiert une forme elliptique, le grand axe de l'ellipse étant perpendiculaire à la direction de compression maximale (Fig 24b). Cet essai a été fait avec une circulation de fluide dans la cavité ouverte. Par analogie, et bien qu'une inclusion soit une cavité

fermée, on peut penser que des inclusions pourraient se déformer de la même façon dans un cristal soumis à des contraintes.

- déformation plastique du cristal hôte par déformation du réseau cristallin (Fig. 24c). L'aptitude d'un cristal de quartz à ce type de déformation dépend de sa teneur en eau ; l'hydrolyse des liaisons Si-O diminuant la résistance du cristal. Kerrich (1976), s'appuyant sur les travaux de Griggs et Blacic (1965), Griggs (1967) et Blacic (1975), montre que la rupture des inclusions et la libération du fluide peut provoquer une augmentation de la déformation du cristal.

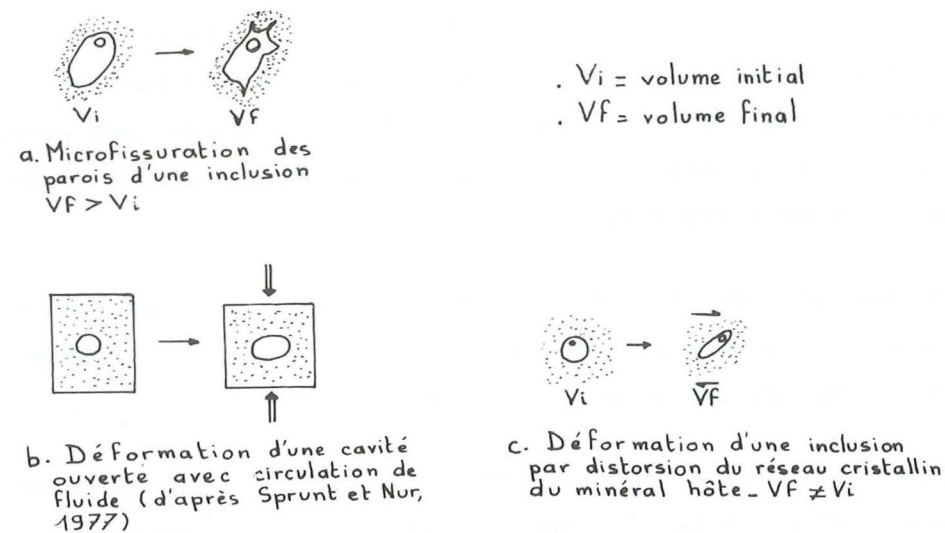


Fig. 24. Causes possibles de variation de volume d'une inclusion après sa fermeture

Les fentes et leur remplissage, qui font l'objet de la présente étude, sont déformés (fentes sigmoïdes, boudinage...) et les inclusions ont évolué depuis leur obturation. Par exemple, elles ont subi une fissuration de leurs parois et des variations de volume, voire même la perte totale de leurs fluides par mise en communication avec des microfissures ouvertes du cristal.

Enfin, Ingerson (1947) souligne l'importance des recristallisations dans les veines déformées, qui sont souvent à l'origine de confusions entre

inclusions contemporaines du remplissage initial et inclusions formées au cours de la recristallisation.

Il est donc évident, et nous y reviendrons, que l'étude des inclusions fluides de cristaux déformés doit être menée avec beaucoup de précautions ; plus un cristal est déformé, moins ses inclusions se prêtent à l'étude microthermométrique, à l'exception des inclusions secondaires tardives.

Nous décrirons d'abord la morphologie des inclusions fluides et leur répartition dans les cristaux, puis les liens probables entre types d'inclusions et "épisodes" tectoniques.

Il est à noter que les observations portent essentiellement sur les cristaux de quartz.

III.1. MORPHOLOGIE ET REPARTITION DES INCLUSIONS FLUIDES DANS LES CRISTAUX

Ces deux critères sont pris en considération ici pour distinguer les inclusions primaires, formées au cours de la cristallisation, des inclusions secondaires.

La morphologie des inclusions, seule, ne permet pas cette distinction (Deicha, 1955 ; Roedder, 1967a). En effet, les inclusions primaires n'ont pas seulement la forme de cristal négatif (cavité dont les faces sont déterminées par le réseau cristallin du minéral hôte ; et les inclusions secondaires, qui jalonnent des microfissures tardives du cristal, acquièrent très fréquemment cette forme par équilibrage entre fluide inclus et parois de l'inclusion.

Le critère qui permet le mieux d'établir une chronologie relative des inclusions fluides dans un cristal est la répartition des inclusions dans ce cristal.

La morphologie ne servira qu'à distinguer les inclusions qui ont le plus de chances d'avoir été déformées des autres.

Nous décrirons en premier lieu les inclusions vidées de leur contenu, puis les inclusions fluides proprement dites :

- inclusions "en nuages", disséminées de façon apparemment aléatoire dans le cristal hôte
- inclusions en "bandes" ou en lignes plus ou moins anastomosées
- inclusions jalonnant des plans de microfissuration isolés.

Ce classement correspond assez grossièrement à l'ordre chronologique de formation des inclusions fluides.

Il est à remarquer qu'aucun fantôme d'accroissement n'a été observé, même dans les cristaux géodiques ; il semble que de très nombreuses inclusions soient secondaires, liées à des événements tectoniques postérieurs à la cristallisation du minéral hôte.

III.1.1. Les inclusions "vidées de leur contenu fluide"

Ces inclusions ne présentent pas de phase condensée, même à basse température.

Elles seront décrites rapidement, car elles ne servent ici qu'à expliquer l'évolution des inclusions fluides dans un cristal déformé.

On les observe surtout à la périphérie de cristaux déformés ou dessinant, à leur intérieur, des réseaux à maille lâche (éch. AI) (Fig. 25).

Kerrich (1976) interprète la présence et la disposition d'inclusions similaires comme le résultat de la migration d'inclusions fluides, primaires ou secondaires, lors d'une recristallisation d'origine tectonique.

Il semble que ce soit également le cas dans les cristaux étudiés. Ces cristaux montrent de nombreuses marques de déformation : broyages et recristallisations intergranulaires ou intracristallins, désorientations optiques.

Lorsque ces cavités "vides" s'assemblent en réseau de maille assez lâche, il est vraisemblable qu'elles marquent les limites de sous-grains (éch. AI, B54).

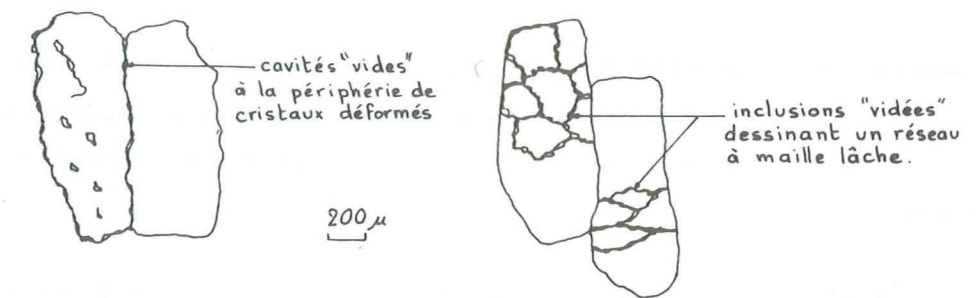
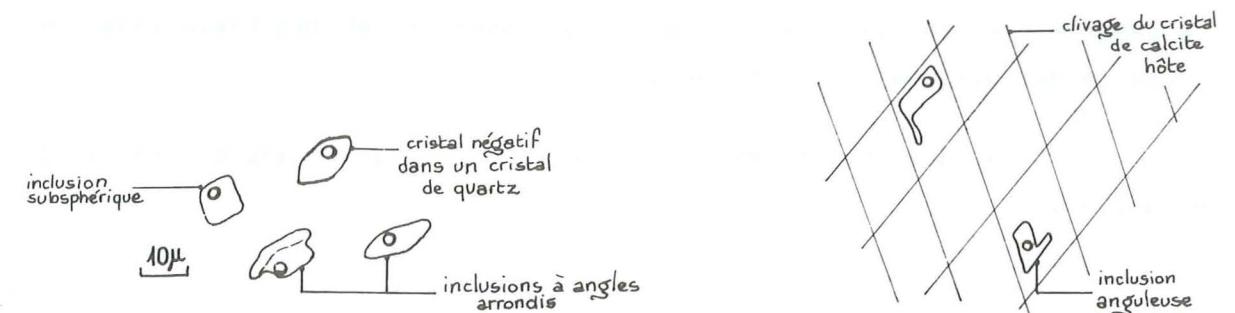


Fig. 25. Répartition des inclusions "vides"

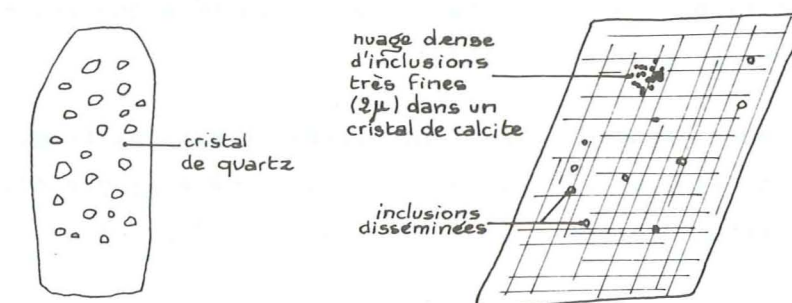
III.1.2. Inclusions fluides proprement dites

III.1.2.1. Inclusions en "nuages", de formes simples

Ces inclusions sont réparties de façon apparemment aléatoire dans le cristal hôte ; leurs formes sont simples : cristaux négatifs, inclusions sub-sphériques ou anguleuses à angles arrondis. Dans les cristaux de calcite, on rencontre également des formes très anguleuses ; les parois des inclusions sont rectilignes et grossièrement parallèles aux clivages (Fig. 26).



a. Formes des inclusions en "nuages" de zones peu déformées.



b. Répartition dans le cristal hôte des inclusion en "nuages"

Fig. 26. Inclusions en "nuages", de formes simples.

Généralement, le cristal, ou la portion cristalline qui renferme de telles inclusions est limpide et peu fissuré (en lumière naturelle). Les cristaux optiquement uniformes en lumière polarisée sont cependant extrêmement rares.

Il s'agit sans doute d'inclusions précoces dans des zones relativement peu déformées. La déformation n'est toutefois pas complètement absente car il y a presque toujours des inclusions décrépitées et les désorientations optiques sont fréquentes. En outre, le rapport V_b/V_t (volume de la phase vapeur sur le volume total de l'inclusion) varie dans un même groupe d'inclusions, dont certaines sont sans doute partiellement décrépitées (5 à 20 %).

Enfin, des figures d'étranglement traduisent une poursuite de la cristallisation postérieurement à la fermeture des inclusions initiales.

Ces inclusions, bien que délicates à utiliser en microthermométrie du fait des possibilités de déformation, sont les seules qui permettent l'approche des conditions thermodynamiques de l'ouverture des fentes. En effet, le remplissage des veines commence à leur ouverture et les inclusions précoces sont "piégées" à ce moment-là.

C'est sur des inclusions de ce type que la plupart des mesures a été effectuée.

III.1.2.2. Inclusions en "nuages", polymorphes

Leur répartition dans le cristal hôte est la même que celle des inclusions précédemment décrites (§ III.1.2.1.).

Les formes sont beaucoup plus contournées et variées (Fig. 27). Les rapports V_b/V_t sont également très variés dans un même groupe d'inclusions ; V_b/V_t dépasse toutefois rarement 50 % et il s'agit d'inclusions partiellement décrépitées.

La densité d'inclusions fluides dans un cristal est en général élevée,

ce qui contribue à donner une teinte laiteuse à l'échantillon macroscopique et un aspect "sale" aux cristaux en lames épaisses polies.

La taille des inclusions est souvent faible (5 à 10 μ).

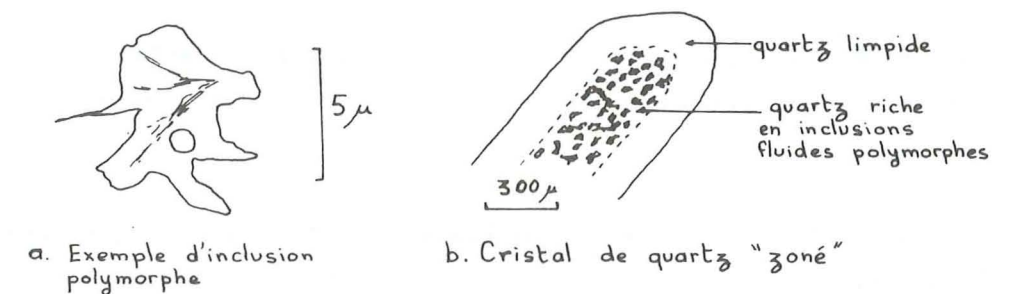


Fig. 27. Inclusions polymorphes en "nuages"

Quelques inclusions de formes simples et à rapports V_b/V_t plus faibles sont souvent présentes. Il semble donc que ces inclusions soient des inclusions précoces dans des cristaux très déformés.

L'aspect "sale" de certains cristaux en lames épaisses polies paraît être lié au taux de déformation des cristaux. Il provient en effet de l'abondance d'inclusions fluides microfissurées, de microfractures intracristallines.

Certains cristaux de quartz montrent un coeur "sale" et une bordure limpide, apparemment moins déformée (Fig. 27b). Dans cette dernière, les inclusions polymorphes sont rares, les microfissures presque inexistantes, l'extinction assez uniforme. Deux explications sont possibles à cette disposition :

- soit il s'agit de deux phases de cristallisation séparées par un épisode de déformation
- soit il s'agit d'une seule phase de déformation sur un cristal initialement zoné. Nous avons vu en effet que le taux de déformation varie dans un même cristal en fonction de la teneur en fluides (Kerrick, 1976).

Les inclusions polymorphes paraissent être des inclusions déformées,

ce qui les rend impropres à l'étude microthermométrique ; elles ont été évitées le plus souvent possible.

III.1.2.3. Inclusions de formes simples en lignes ou en bandes

Dans un même groupe, ces inclusions sont assez homogènes, tant en dimensions qu'en ce qui concerne leurs rapports V_b/V_t ; les formes sont simples (Fig. 26a).

Les inclusions sont groupées en lignes ou en bandes de quelques inclusions d'épaisseur (Fig. 28).

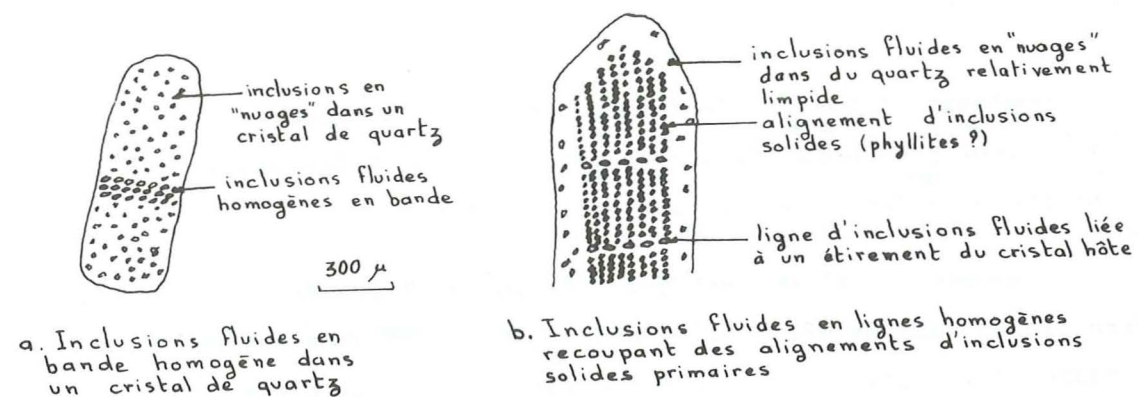


Fig. 28. Inclusions fluides en bandes homogènes

Les bandes que forment ces inclusions fluides peuvent traverser un cristal de façon rectiligne. Elles séparent souvent des plages de quartz dont les angles d'extinction diffèrent de quelques degrés (0 à 10°). Compte tenu de l'homogénéité des inclusions, cela permet d'affirmer qu'il n'y a pas eu de déformation majeure après la formation de ces inclusions, dans la zone considérée.

Ces bandes se rencontrent très souvent dans des quartz en baguettes et elles sont sub-perpendiculaires à l'allongement des baguettes.

Dans certains cristaux de quartz, on observe des alignements d'inclusions solides sub-parallèles à l'allongement des baguettes cristallines et

qui font un angle de 0 à 20° avec l'angle d'extinction de cristal. Dans presque tous les cas, ces alignements sont interrompus et le cristal de quartz est limpide à sa périphérie. Ces rangées d'inclusions primaires solides (phyllites ?) sont interrompues par des lignes d'inclusions fluides homogènes. Lorsque la périphérie de la baguette de quartz est limpide, les lignes d'inclusions fluides ne la traversent pas (Fig. 28). Cela indique deux épisodes de cristallisation du quartz (1 : quartz à inclusions solides ; 2 : quartz limpide) ; les inclusions fluides alignées sont syn à tardi-cristallisation 1.

Dans les cristaux de calcite, enfin, on observe parfois de telles inclusions, de dimensions très petites ($\leq 3\mu$). Ces inclusions sont assemblées en bandes fines (3 ou 4 rangées d'inclusions en épaisseur), sinueuses, parfois anastomosées et recoupant les clivages sans déformation (Fig. 29).

Elles traduisent sans doute une phase de déformation assez faible.

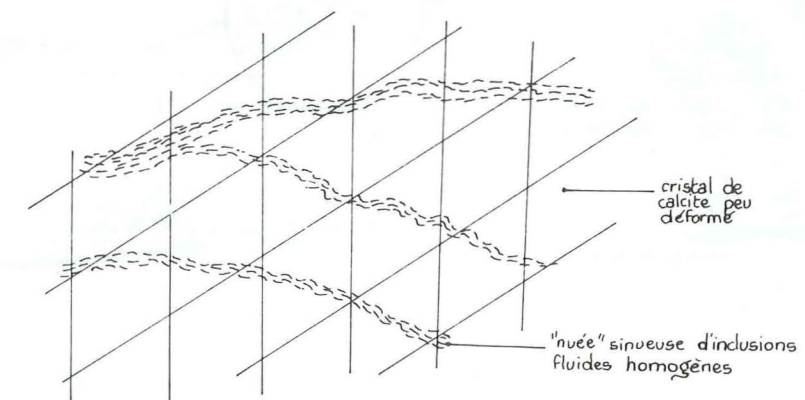


Fig. 29. Inclusions fluides homogènes dans la calcite.

III.1.2.4. Inclusions fusiformes en lignes plus ou moins anastomosées

Ces inclusions ont des formes allongées parallèlement aux lignes qu'elles constituent et sont souvent prolongées à leurs extrémités par des microfissures du cristal hôte. Les rapports V_b/V_t sont variés.

Les lignes sont souvent anastomosées et forment des réseaux plus ou moins denses. Elles sont en général sub-perpendiculaires aux baguettes de

quartz, c'est-à-dire sub-parallèles aux épontes de la veine. Dans les cristaux tordus, leur direction varie de façon à rester toujours sub-perpendiculaire aux baguettes cristallines (Fig. 30a).

Ces assemblages d'inclusions fluides traduisent une déformation par étirement et flexion assez poussée, contemporaine de la cristallisation. Ils se forment lors de l'ouverture de la fente et caractérisent les quartz à âme ou à bande blanche décrits par Lemlein (1946), Mullis et al. (1973), Mullis (1976) ...

Parfois, ces alignements sont parallèles à l'allongement des baguettes cristallines, particulièrement dans les cristaux très flexueux et les rares cristaux de feldspath observés (Fig. 30b).

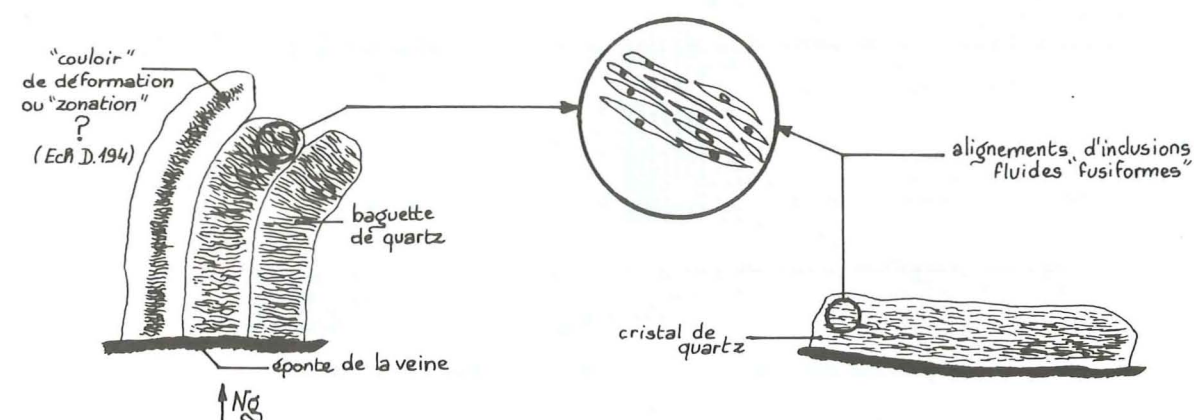


Fig. 30. Inclusions fluides "fusiformes" en lignes plus ou moins anastomosées.

Il arrive parfois que l'orientation des alignements d'inclusions fluides soit quelconque par rapport à celle des baguettes cristallines, mais reste constante dans un échantillon, traversant plusieurs cristaux. Cela tend à montrer une phase de déformation postérieure à la cristallisation ; on peut penser aux fentes qui évoluent en plans de glissement.

Ces inclusions traduisent le même type de déformation que celles décrites au paragraphe précédent. Cependant, la déformation semble ici plus continue et plus précoce, en général, dans l'histoire de la fente.

III.1.2.5. Inclusions de formes simples, alignées, en familles homogènes

Il est classiquement admis qu'elles se forment par cicatrisation des plans de microfissuration tardive des cristaux.

Toutes les inclusions d'une même "famille" ont la même forme, généralement le même rapport V_b/V_t et approximativement les mêmes dimensions.

Les assemblages d'inclusions fluides sont de deux sortes :

- inclusions en échelons sur une fissure virtuelle, plan de cisaillement intracristallin (Fig. 31).

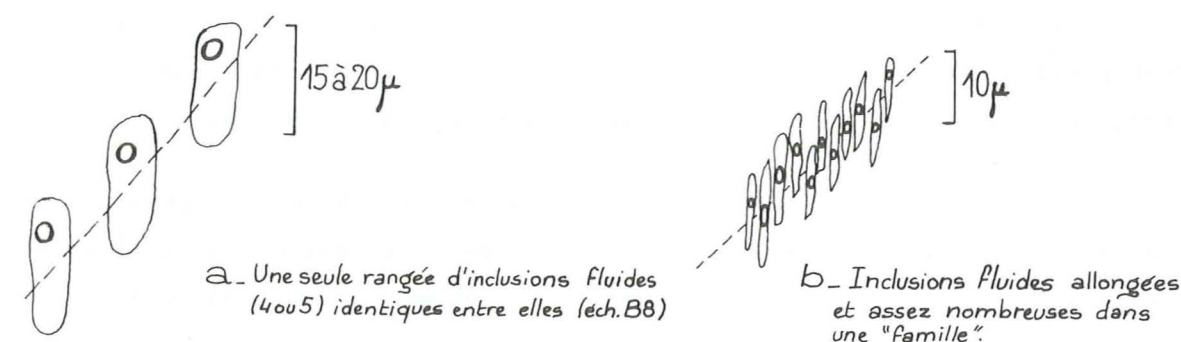


Fig. 31. Inclusions en échelons, cicatrisation de microfissures d'extension sur un cisaillement intracristallin virtuel.

- inclusions alignées dans un plan de microfissure. Dans le quartz, les inclusions situées dans un même plan sont plus nombreuses ; elles ont la même forme et le même rapport V_b/V_t , mais on peut observer de très petites inclusions ($\leq 2\mu$) mêlées à des inclusions de plus grandes dimensions (10 à 12 μ), (Fig. 32a). Dans la calcite des inclusions du même type se rencontrent avec des rapports V_b/V_t variés et il n'y a souvent qu'une seule rangée d'inclusions en épaisseur (Fig. 32b). Enfin, toujours dans la calcite, on observe des inclusions tubulaires, de faible diamètre (1 ou 2 μ) ; le rapport V_b/V_t est constant dans une même famille. Ce type de cicatrisation de fissure est plus rare que les précédents et la fissure se termine sans inclusion de part et d'autre de la zone à inclusions fluides (éch. B10, B11) (Fig. 32c).

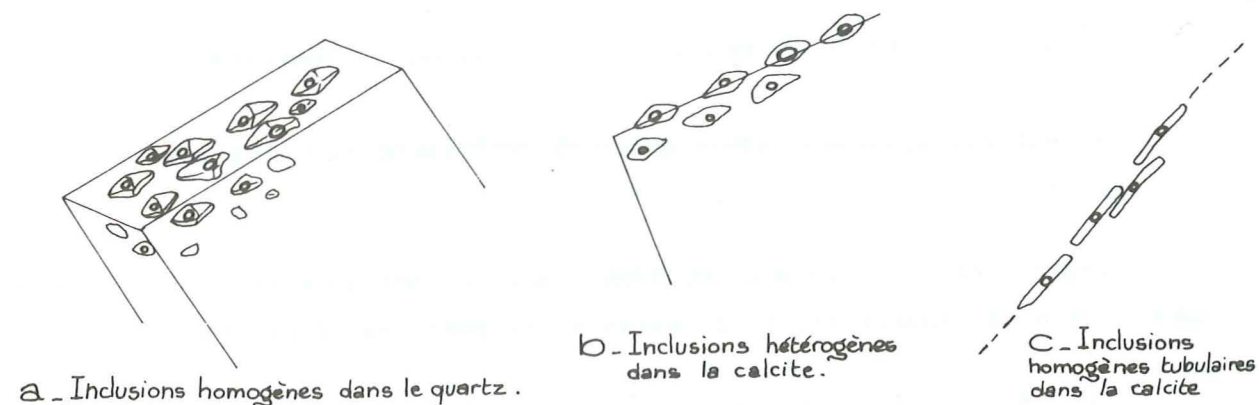


Fig. 32. Inclusions alignées dans un plan de microfissuration intracristallin

Ces plans de microfractures partiellement cicatrisées traversent souvent plusieurs cristaux ou plusieurs zones d'un même cristal sans déformation, ce qui souligne le caractère secondaire et tardif de ces inclusions.

Il arrive que deux familles de telles inclusions se recoupent ; on peut alors parfois établir une chronologie des fissures, en particulier si l'un des plans est déformé. Les figures d'intersection sont variées ; les principales sont :

- pas d'inclusion à l'intersection : les inclusions précoces sont oblitérées par la fissure tardive (Fig. 33a).
- une grande inclusion polymorphe dont le rapport V_b/V_t est supérieur à ceux des deux familles qui se recoupent. Il s'agit sans doute d'une inclusion précoce, partiellement décrépitée par la fissure tardive (Fig. 33b).
- un "nuage" d'inclusions très fines et apparemment homogènes (éch. B11) : réhomogénéisation et recristallisation tardives d'inclusions précoces (Fig. 33c).

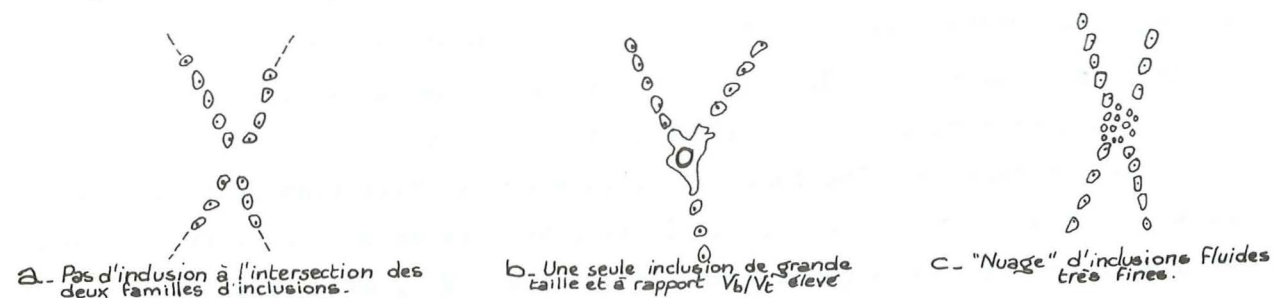


Fig. 33. Différentes figures d'intersection de microfissures jalonnées d'inclusions fluides

III.1.2.6. Inclusions hétérogènes sur un plan de fracture

Les inclusions d'une même famille ont alors des formes, des dimensions et des rapports V_b/V_t très variés. Selon leur morphologie, on en distingue deux sortes principales :

- inclusions polymorphes en lignes flexueuses. Un certain nombre d'entre elles sont décrépitées et aucune mesure n'a été faite sur des inclusions de ce type. Elles jalonnent des microfissures déformées postérieurement à leur cicatrisation (Fig. 34a).
- inclusions tubulaires montrant des étranglements qui traduisent la poursuite de la cristallisation et expliquent l'hétérogénéité du remplissage fluide. Elles sont parfois difficiles à distinguer de certaines inclusions fusiformes décrites au paragraphe III.1.2.3. (Fig. 34b).

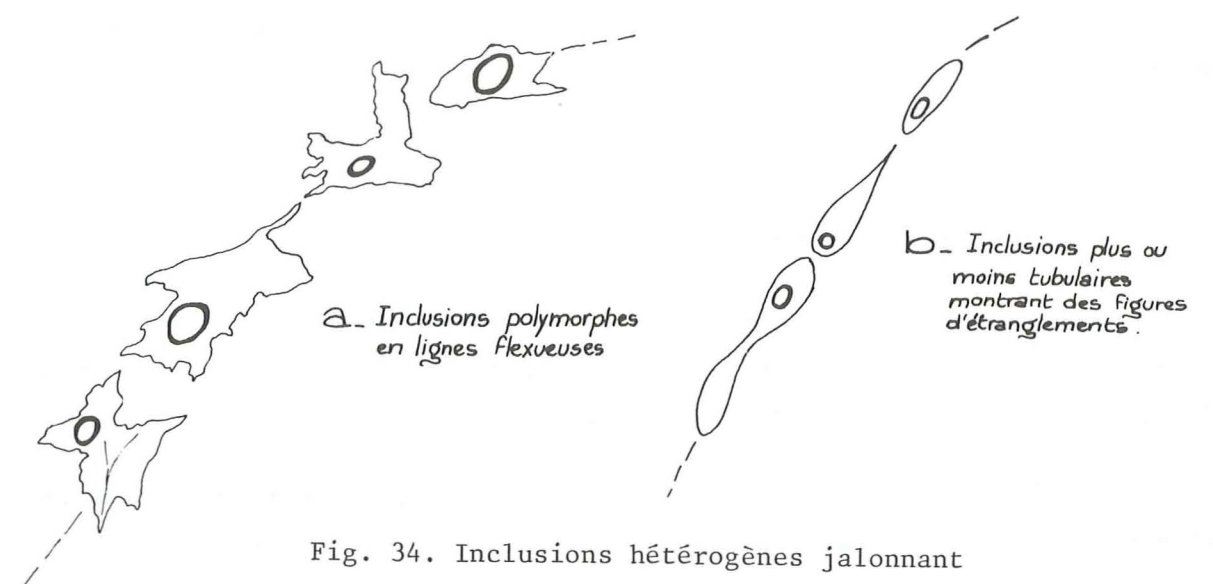


Fig. 34. Inclusions hétérogènes jalonnant des microfissures intracristallines.

III.2. CHRONOLOGIE DES INCLUSIONS PAR RAPPORT AUX "EPISODES" E_2 ET E_3 DE LA DEFORMATION

On peut observer tous les types d'inclusions fluides dans chacun des

trois groupes de fentes : F1, F2 et F3. Il est donc illusoire de vouloir établir globalement une correspondance entre type d'inclusions et "épisode" E_1 ou E_2 de la déformation.

La fréquence de certains assemblages d'inclusions fluides permet cependant d'envisager le taux de déformation d'une fente et de son remplissage. En corrélant cela à l'étude macroscopique de l'échantillon à l'affleurement et microscopique des assemblages cristallins dans la veine, on peut espérer établir une telle correspondance (type d'inclusions - "épisode" de déformation), non pas globale, mais sur un échantillon ou sur un affleurement.

Par exemple, les échantillons classés dans le groupe des fentes F1 et F2 montrent peu d'inclusions simples et de très nombreuses inclusions polymorphes microfissurées. Au contraire, ceux classés dans le groupe des fentes F3 présentent des cristaux plus limpides et dont les inclusions fluides sont apparemment moins déformés.

Nous allons revoir les grands types d'inclusions en vue de discuter plus précisément leur chronologie.

III.2.1. Les inclusions "en nuages"

Ces inclusions sont sans doute des inclusions secondaires, formées par cicatrisation de microfractures provoquées par l'ouverture de la fente et, donc, contemporaines de la cristallisation.

Leur âge est celui du cristal hôte, qui peut s'évaluer par l'observation macroscopique et par l'étude des assemblages cristallins.

Ces inclusions ont pu subir des variations de volume par fracturation et cicatrisation des fractures, ce qui conduit à des mélanges de fluides successifs. Cela nécessite la plus grande prudence dans l'étude microthermométrique.

Dans les cristaux géodiques observés ici, il n'y a pas d'inclusions primaires en fantômes d'accroissement caractéristiques de reprises successives de cristallisation. Les inclusions fluides en "nuages" sont le plus souvent au cœur de ces cristaux.

III.2.2. Les inclusions en bandes ou en lignes plus ou moins anastomosées

Ces inclusions sont moins fréquentes dans les fentes du groupe F3. Dans ce groupe des fentes F3, il faut toutefois distinguer les diaclases horizontales de la bordure occidentale du synclinal de Bourg-d'Oisans des autres fissures, liées aux fentes de type Riedel (R) ou à la schistosité de pli-fracture (S_3). Les fentes horizontales ont un jeu cisailant extrêmement faible par rapport aux autres et n'ont pas subi les rotations des fentes sigmoïdes. Dans les diaclases, les cristaux sont peu déformés ; il en est de même des inclusions. Dans les autres fentes F3, les cristaux subissent des torsions et les inclusions fusiformes peuvent être "vieillies" par cette déformation.

Les inclusions fusiformes et les inclusions en bandes homogènes et non déformées semblent syn et tardi-cristallisation. Elles traduisent respectivement une déformation par étirement et flexion des cristaux et une déformation par étirement seul. Etant donné qu'elles subissent la déformation des cristaux (la direction des alignements d'inclusions est constante par rapport au cristal, variable par rapport aux épontes de la veine), leur âge est celui du cristal hôte.

Pour certaines familles homogènes cependant, on peut penser à un épisode tardif et contemporain de E_3 .

III.2.3. Inclusions jalonnant des plans de microfractures isolés

Les inclusions très microfissurées ont été rejetées et n'ont pas été étudiées en microthermométrie.

Celles en familles homogènes, de par leur caractère tardif reconnu et l'absence de déformation postérieure, semblent contemporaines de la fin de l'"épisode" E_3 .

III.3. CONCLUSION

Il est donc possible d'avoir des données sur la formation des cristaux, grâce aux inclusions fluides du quartz. Cependant, la chronologie des fentes n'est pas toujours évidente à l'affleurement et le quartz est rarement le premier minéral cristallisé lors de l'ouverture de la fente.

Les inclusions mesurées sont secondaires. En règle générale, les inclusions en "nuages" et les inclusions fusiformes en lignes anastomosées des fentes F1 et F2 sont attribuables à un "épisode" E_2 respectivement précoce et tardif (âge des fentes et du remplissage) ; celles des fentes F3 à l'"épisode" E_3 . Les inclusions liées à un étirement tardif des cristaux et jalonnant des microfissures isolées sont attribuables, selon le cas, à un "épisode" E_3 précoce ou tardif.

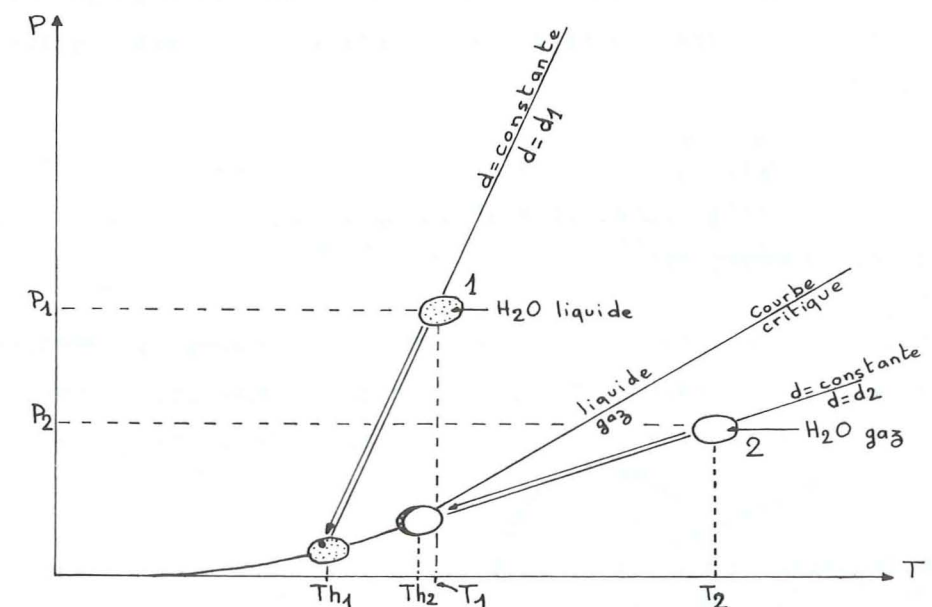
IV. ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES

IV.1. L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

IV.1.1. Principe

Si l'on admet qu'il n'y a eu ni changement de volume, ni perte de fluide, le système cavité-fluide évolue à volume constant depuis sa formation ; le coefficient de dilatation thermique du cristal hôte est en effet négligeable par rapport à celui du fluide.

Lorsque le fluide minéralisateur est homogène, c'est-à-dire constitué d'une seule phase, liquide ou vapeur, l'inclusion évolue à densité constante au cours du refroidissement (Fig. 35). Sur un diagramme P-V-T du fluide, on peut représenter l'inclusion par un point se déplaçant sur une droite d'égale densité, dite isochore. Lorsque la température atteint une certaine valeur, une deuxième phase fluide apparaît.



L'inclusion 1 est "piégée" en phase liquide à température T_1 ; une seconde phase, vapeur, apparaît à température Th_1 (densité du fluide : d_1).
L'inclusion 2 est "piégée" en phase gazeuse à température T_2 ; une seconde phase, liquide, apparaît à température Th_2 (densité du fluide : d_2).
Par microthermométrie, on détermine Th_1 et Th_2 ; si l'on connaît par ailleurs T_1 et T_2 , on obtient P_1 et P_2 .

Fig. 35. Diagramme P-T de H_2O ; évolution d'une inclusion après sa fermeture

La microthermométrie consiste à faire suivre à l'inclusion le chemin inverse sous le microscope, en la chauffant jusqu'à obtenir l'homogénéisation des fluides inclus. La température d'homogénéisation (T_h), reportée sur le diagramme P-V-T du fluide, donne à la fois la densité du fluide et la valeur minimale de la température de formation de l'inclusion. Si par ailleurs on connaît la température de formation, la mesure de T_h permet de connaître également la pression de formation (Fig. 35).

La nature du fluide est déterminée par cryométrie : on congèle l'inclusion sous le microscope de façon à observer ensuite la fusion des cristaux formés inclus. La température de fusion donne en effet assez précisément une teneur globale en sels dissous ainsi que des données sur la présence de gaz.

IV.1.2. Préparation des échantillons et appareillage de mesure

Les échantillons sont taillés en lames épaisses polies sur les deux faces. Elles ont une épaisseur de 100 à 300 μ ; si l'échantillon est plus épais, le gradient thermique dans l'échantillon n'est pas négligeable au cours des mesures. Avec une épaisseur de cet ordre là, il est négligeable (Poty et al., 1976).

Le microscope utilisé pour la microthermométrie est équipé d'une platine chauffante et réfrigérante. Deux installations microthermométriques ont été utilisées successivement :

- la première, réalisée à Nancy (CRPG) en 1972. Elle permet des mesures de températures de -180°C à $+400^\circ\text{C}$. L'indicateur galvanométrique "JUMO" donne une précision de lecture de $\pm 0.2^\circ\text{C}$ entre -40 et $+40^\circ\text{C}$ et de $\pm 0.5^\circ\text{C}$ en-deça et au-delà.
- la seconde, construite par la société Chaixmeca, permet des mesures de températures de -180°C à $+600^\circ\text{C}$. La lecture des températures est faite à $\pm 0.1^\circ\text{C}$.

Dans les deux cas, le chauffage est réalisé par une résistance placée dans la platine ; le refroidissement se fait par circulation d'azote gaz ou

d'air comprimé dans un serpentin plongé dans un vase rempli d'azote liquide puis traversant la platine. La lecture des températures est faite grâce à une sonde à résistance de platine (Fig. 36).

L'étalonnage de l'appareil est réalisé à l'aide de substances dont le point de fusion est connu. Compte tenu des possibilités de variations de l'appareillage, il est nécessaire de contrôler régulièrement l'étalonnage. L'étalonnage de la première installation n'a pas varié au cours de deux années d'observation. La variation de celui de la seconde installation, utilisée quelques mois seulement, n'est pas estimée. Ces substances sont :

- inclusions à CO_2 pur (quartz de Calanda)	-56.6°C
- glace fondante	0°C
- produit Merck :	
n° 9670	$+70^\circ\text{C}$
n° 9700	$+100^\circ\text{C}$
n° 9735	$+135^\circ\text{C}$
n° 9780	$+180^\circ\text{C}$
n° 9800	$+200^\circ\text{C}$
n° 9847	$+247^\circ\text{C}$
Nitrate de sodium (Merck P.A.n°6537)	$+306.8^\circ\text{C}$
Dichromate de potassium (Merck P.A. n°4864)	$+398^\circ\text{C}$

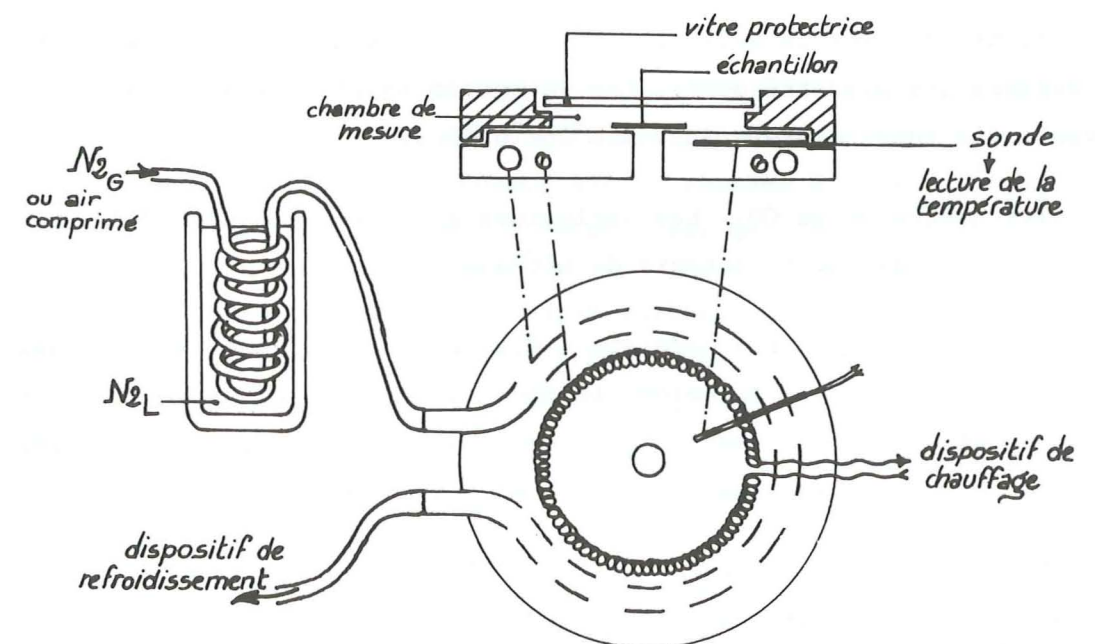


Fig. 36. Schéma de la surplatine chauffante et réfrigérante.

L'étalonnage doit être effectué dans les mêmes conditions que les mesures, c'est-à-dire au cours d'une élévation de température de $1^{\circ}\text{C}/\text{mn}$, au maximum, au moment de la transformation de phase afin d'approcher des conditions d'équilibre thermique dans l'échantillon.

Les mesures sont reproductibles dans une fourchette de températures inférieure à l'erreur de lecture. Sur 100 mesures effectuées deux fois sur la première installation entre 70 et 200°C , 97 donnent deux fois le même résultat, 2 montrent 3°C d'écart entre les deux lectures, 1 une différence supérieure à 10°C ; la lecture est alors refaite ou le résultat laissé de côté.

IV.2. LES MESURES EFFECTUEES : TEMPERATURES DE FUSION ET TEMPERATURES D'HOMOGENEISATION

Les résultats obtenus sont présentés en annexe, sous forme d'un tableau récapitulatif et de fiches plus détaillées sur chaque échantillon.

Les fluides inclus observés au cours de cette étude sont principalement de deux types :

- solutions aqueuses de sels alcalins (très vraisemblablement NaCl). Ce sont les fluides les plus fréquents. Les salinités sont variées et un échantillon présente des cubes de sels dans ses inclusions.
- fluides contenant du CO_2 . Les inclusions à CO_2 sont assez rares. Un échantillon semble également contenir du méthane.

La microthermométrie consiste à étudier les changements de phases qui se produisent dans les inclusions lorsque la température varie : fusion du fluide congelé, homogénéisation de plusieurs phases fluides, fusion éventuelle d'inclusions solides (cubes de sel, par exemple).

Nous verrons en premier lieu les inclusions à solutions aqueuses de sels alcalins, puis les inclusions à CO_2 .

IV.2.1. Les inclusions à solutions aqueuses de sels alcalins

IV.2.1.1. Températures de fusion (Tf) et salinités

Le point de fusion d'un fluide congelé est fonction de la nature de ce fluide, ou tout au moins de ses constituants principaux. C'est donc ainsi que nous déterminerons la teneur en sels des solutions aqueuses (exprimée en pourcentage pondéral en équivalents NaCl) (Fig. 37).

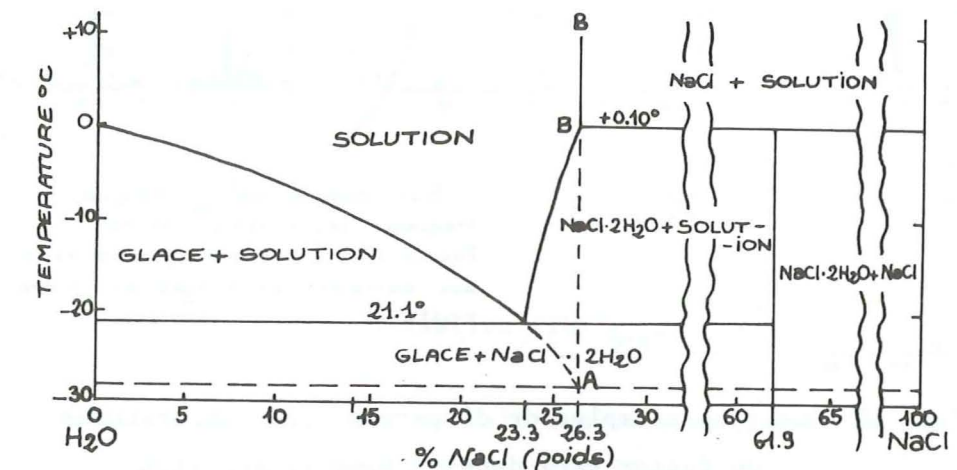


Fig. 37. Le système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Int. Crit. Tables IV, p. 235, 1928, in Roedder 1962, p. 1059).

La présence de KCl influe peu et on ne peut distinguer les solutions de NaCl des solutions de KCl. Par contre, la présence de CaCl_2 dans le fluide abaisse la température de l'eutectique du système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ au-dessous de -21.1°C ; l'eutectique du système $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2$ est en effet à -50°C (Bossi, 1972).

Le gel se produit après une longue surfusion, généralement entre -20 et -35°C , parfois à des températures plus basses, entre -40 et -50°C . La solidification du fluide est presque instantanée ; la bulle de gaz prend alors une forme anguleuse ou disparaît complètement.

Au dégel, les cristaux de glace fondent progressivement dans une fourchette de températures qui dépasse rarement 2°C . La température retenue pour chaque inclusion est la température de fusion (Tf) du dernier cristal de glace.

Les températures de fusion obtenues sont comprises entre -18 et -1°C d'une part, entre -23.5 et -23°C d'autre part. Cette dernière fourchette correspond à deux inclusions (Fig. 38) et se situe au-dessous de l'eullectique du système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$; il semble donc que le fluide contienne du CaCl_2 .

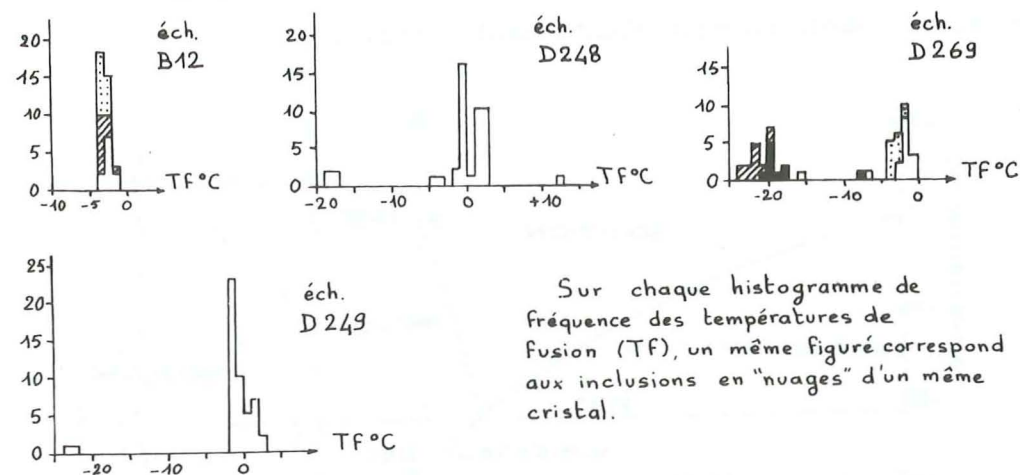


Fig. 38. Quelques exemples de dispersion des températures de fusion (T_f) dans un même échantillon

Les températures comprises entre -18 et -1°C correspondent à des salinités variant de 20 à 2 % p.eq. NaCl .

Dans la majorité des cas, la salinité est identique pour les inclusions d'un même type dans un même échantillon : fourchette de variation de 1 à 1.5°C .

Cependant, quelques échantillons (éch. B12, D248, D249, D269) montrent des températures de fusion (et des salinités) variées (Fig. 38).

Dans l'échantillon D269, douze inclusions, dont les températures de fusion varient de -21 à -17°C , présentent des cristaux de sel. Nous y reviendrons au paragraphe IV.2.1.3. Cet échantillon montre par ailleurs des inclusions sans cube de sel et de salinités plus faibles mais variées (Fig. 39).

Ces inclusions sont toutes du même type (en "nuages") et semblent le plus souvent appartenir à une même famille. Cependant, bien que la chrono-

logie des inclusions n'a pas été établie dans ces cas-là, la disparité des salinités met en évidence plusieurs générations de fluides.

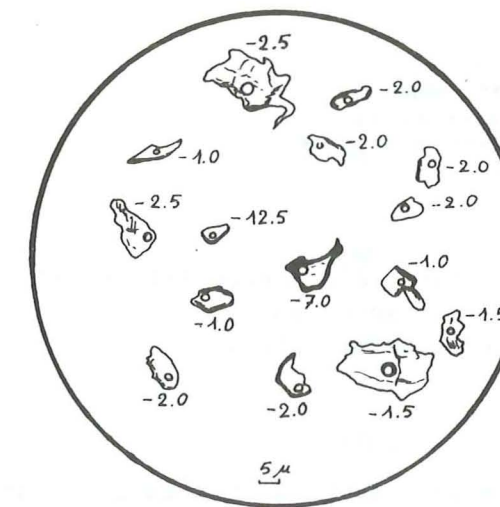


Fig. 39. Températures de fusion (T_f , $^{\circ}\text{C}$) variées dans un même "nuage" d'inclusions fluides (éch. D 269)

IV.2.1.2. Températures d'homogénéisation (T_h) et densités

L'homogénéisation du fluide se fait toujours en phase liquide, comme le laissent prévoir les rapports V_b/V_t relativement faibles (généralement inférieurs à 20 %). Le rapport V_b/V_t est en effet directement lié à la différence entre la température de dissociation des deux phases fluides au cours du refroidissement et la température ordinaire. Il est bien évident qu'il n'est pas tenu compte ici des inclusions très microfissurées, à rapports V_b/V_t souvent très élevés (jusqu'à 50 % ou davantage). Il faut d'ailleurs noter que le chauffage de certaines de ces inclusions met en évidence des circulations de fluides entre des cavités qui paraissaient isolées ; des inclusions polymorphes sont parfois reliées par des canaux en apparence fermés mais dans lesquels le chauffage montre des mouvements de fluides.

Les températures d'homogénéisation sont généralement très étalées dans un même échantillon et dans un même cristal. Les mesures sont faites sur un même type d'inclusions fluides (en "nuages"). Les inclusions jalonnant des microfissures isolées en familles homogènes donnent, au contraire, des températures très voisines les unes des autres (Fig. 40).

Lorsque le fluide est homogène, c'est-à-dire constitué d'une seule phase fluide, lors de sa mise en place, les inclusions formées au même mo-

ment ont la même densité. Elles doivent donc donner des températures d'homogénéisation identiques, aux erreurs de lecture près.

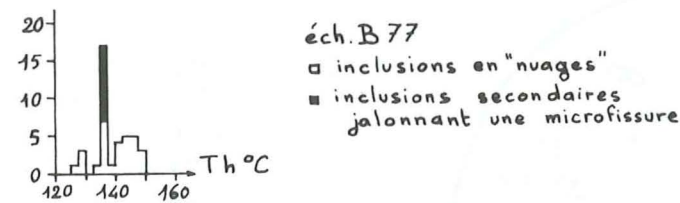


Fig. 40. Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation (Th) : dispersion des valeurs plus importantes pour les inclusions en "nuage" que pour celles de microfissures.

A quelques exceptions près, toutes les inclusions d'un même type observées ont, dans un cristal, le même fluide et leurs températures d'homogénéisation sont réparties de façon aléatoire (Fig. 41).

Les inclusions pourraient se former de façon échelonnée dans le temps, le fluide restant le même. Une légère variation des conditions thermodynamiques peut alors faire varier la densité du fluide. Mais l'étalement des histogrammes de fréquence des températures d'inclusions en "nuages" est plus vraisemblablement lié à des microfissurations successives et à des mélanges de fluides de même nature mais de densités variées.

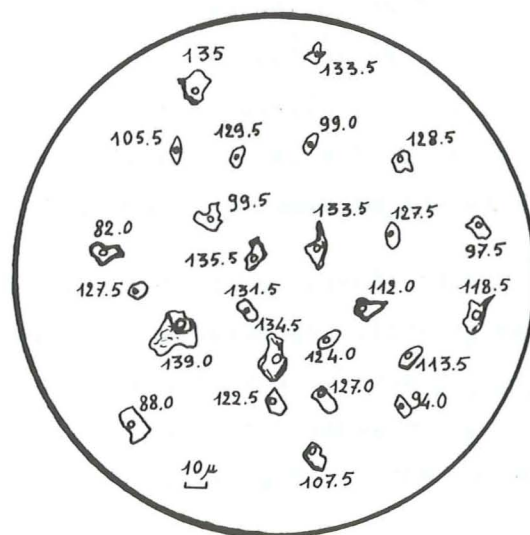


Fig. 41. Inclusions fluides en "nuages" : répartition des températures d'homogénéisation (Th, °C) (éch. B8)

Kennedy (1950) a construit le diagramme P-V-T de l'eau et Lemmlein et Klevstov (1961) ceux des solutions salines à 0, 5, 10, 15, et 20 % de NaCl. Nous utiliserons ces dernières pour déterminer la densité du fluide à partir de la teneur en sels et de la température d'homogénéisation (Fig. 42).

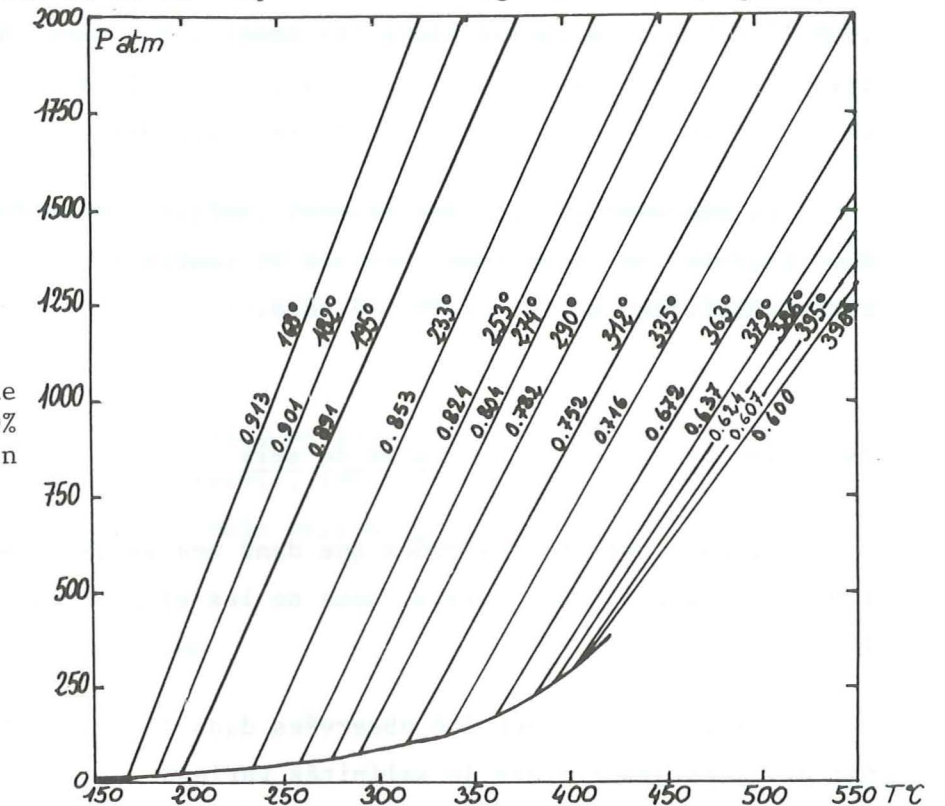


Fig. 42
Diagramme P.V.T. d'une solution aqueuse à 10% NaCl (d'après Lemmlein et Klevstov, 1961)

Il est à noter que la présence de KCl et de CaCl_2 peut modifier les isochores du système H_2O -NaCl ; cela peut conduire à une surestimation des pressions lors de l'interprétation des mesures si l'on assimile toutes les solutions aqueuses de sels au système H_2O -NaCl. Les isochores, ou courbes d'égale densité, des systèmes H_2O -NaCl-KCl et H_2O -NaCl- CaCl_2 ont en effet des pentes plus faibles que ceux du système H_2O -NaCl. Khitarov et Malinin (1958) ont montré, de façon empirique, que les isochores de H_2O et H_2O -NaCl- CaCl_2 ne divergent qu'à partir de 250°C.

Nous verrons plus loin l'influence du CO_2 (§ IV.2.2.2).

IV.2.1.3. Températures de décrépitation

La décrépitation est une fissuration des parois de l'inclusion qui se produit lorsque le seuil de rupture du cristal est atteint par la pression

du fluide inclus. Elle est caractérisée par un accroissement du volume de l'inclusion et donc une diminution de la densité du fluide.

Ce phénomène gêne parfois la mesure des températures d'homogénéisation (T_h), lorsque l'inclusion décrépète avant l'homogénéisation. Il peut être très rapide (on observe une augmentation brutale de la phase vapeur au cours du chauffage) ou très lent et conduire à une erreur sur la lecture de T_h .

La reproductibilité des mesures indique que la décrépitation se produit rarement de façon imperceptible et toutes les inclusions qui décrépissent brutalement sont laissées de côté.

IV.2.1.4. Les inclusions à cubes de sels

Elles n'ont été observées que dans une seule lame d'un seul échantillon. Etant donnée leur rareté, nous ne les étudierons que pour mémoire et à titre de curiosité.

Ces inclusions ont été observées dans l'échantillon D269 qui montre par ailleurs des fluides de salinités variées. Cet échantillon a été prélevé dans des terrains secondaires, au voisinage du chevauchement qui est sous le flysch des Aiguilles d'Arves.

Les inclusions à cubes de sel forment des "huages" isolés et distincts des "nuages" d'inclusions à fluides seuls.

La température d'homogénéisation des phases fluides (T_h) est inférieure à la température de dissolution du cristal de sel (T_s).

Ces inclusions ont montré :

- des températures de congélation comprises entre -40 et -80°C .
- des températures de fusion comprises entre -21 et -17°C .
- des cristaux de sels fragmentés après la congélation.
- une inclusion à l'état fluide métastable : la congélation a provoqué la précipitation d'un cristal de sel (phénomène déjà décrit par Prinz (1882) et par Touray (1970)).
- des températures d'homogénéisation des fluides (T_h) comprises entre 84 et 130.5°C .

- dans la plupart des inclusions, des températures de décrépitation comprises entre 200 et 220°C .

- un début de fusion des cristaux de sel vers 180°C .

- dans deux inclusions non décrépitées, les températures de fusion totale du sel (T_s) sont de 255 et 260°C (correspondant respectivement à $T_h = 96^\circ\text{C}$ et $T_h = 104.5^\circ\text{C}$).

Les cristaux de sel ne se rencontrent que dans les inclusions fluides; il n'y en a pas en inclusions solides. Nous pouvons donc penser que la solution minéralisatrice était sous-saturée en NaCl. La température de formation des inclusions est alors au moins égale à $255-260^\circ\text{C}$ (la pression minimale de formation est d'environ 1.9 Kb).

Cette température de dissolution du sel (T_s) permet également d'estimer la teneur en sels du fluide (Keevil, 1942) (Fig. 43). Dans le cas présent, la solution a une teneur en sels voisine de 35% .

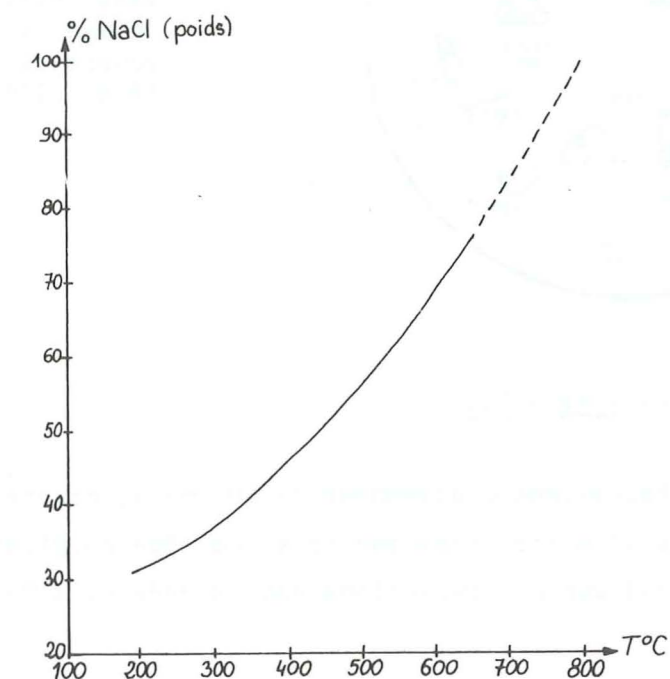


Fig. 43. Composition de la phase liquide d'une solution aqueuse saturée en chlorure de sodium (in Keevil, 1942).

IV.2.1.5. Inclusions à phase solide autre que le sel

Un certain nombre d'inclusions contiennent des amas de petits cristaux aciculaires. Cette phase solide pourrait être de la dawsonite ($\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2$), (Poty, comm. orale).

Les inclusions à dawsonite (?) sont des inclusions en "nuages", mêlées dans un même "nuage" à des inclusions qui en sont dépourvues (Fig. 44).

Les températures d'homogénéisation sont étalées suivant les mêmes fourchettes de variation, que les inclusions comportent ou non de la dawsonite(?).

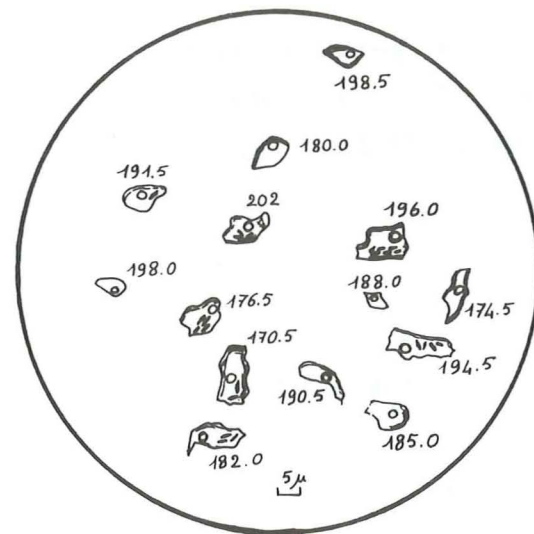


Fig. 44. Inclusions fluides à cristaux de dawsonite (?) et inclusions sans cristaux dans un même "nuage" : température d'homogénéisation (T_h , °C). (éch. D275)

IV.2.2. Les inclusions à CO_2

Quelques inclusions contiennent du CO_2 mais, compte tenu de leur faible nombre, nous n'en parlerons que très peu. Une compilation des données antérieures à 1963 sur ces inclusions est exposée dans Ypma (1963).

IV.2.2.1. Température de fusion ($T_{f\text{CO}_2}$) et température de dissociation de l'hydrate (T_d)

Les inclusions sont souvent triphasées à température ordinaire avec une phase CO_2 gaz et deux phases liquides immiscibles, CO_2 et H_2O .

Le point de fusion du CO_2 liquide congelé est à $T_{f\text{CO}_2} = -56.6^\circ\text{C}$.

La quantité de CO_2 liquide visible à température ordinaire dépend de la teneur du fluide en CO_2 et de la densité du CO_2 .

Cette seconde phase liquide peut n'apparaître qu'au refroidissement de l'inclusion.

Lorsqu'elle est observée, le pourcentage volumétrique de CO_2 dans la solution aqueuse est de 5, ce qui correspond à une teneur du fluide en CO_2 de 2 moles % (Haenvel, 1920).

Au cours de la congélation d'un fluide à très faible teneur en CO_2 , celui-ci ne s'individualise que sous forme solide hydratée ($\text{CO}_2 \cdot 5.3/4\text{H}_2\text{O}$).

Le dégel de ces inclusions s'effectue alors en deux temps : fusion de la glace ($T_f < 0^\circ\text{C}$), puis dissociation de l'hydrate. Le palier marqué par la fin de la fusion des cristaux de glace n'est pas toujours net ; les températures de fusion (T_f) des inclusions à hydrate sont sujettes à caution. Par exemple :

- fusion de quelques gros cristaux de glace entre -19 et -15°C .
- arrêt de la fusion ; l'inclusion ne contient plus que quelques petits cristaux de $\text{CO}_2 \cdot 5.3/4\text{H}_2\text{O}$.
- dissociation de l'hydrate de CO_2 de $+2$ à $+3^\circ\text{C}$.

La température de fusion de l'hydrate de CO_2 pur, $\text{CO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ est de $+10.5^\circ\text{C}$. Des températures T_d inférieures à cette valeur sont dues à la salinité du fluide (Larsen, 1956), des températures supérieures, jusqu'à 12°C , sont dues à la présence de méthane (Deaton et Frost, 1946).

Dans la majorité des inclusions observées, T_d est comprise entre $+1$ et $+9^\circ\text{C}$. La température de fusion du CO_2 solide est $-56.6^\circ\text{C} \pm 0.5^\circ\text{C}$ (mesures effectuées à l'aide de l'indicateur galvanométrique "JUMO").

IV.2.2.2. Homogénéisation des fluides CO_2 (T_{3-2}) et teneur du fluide et teneur du fluide en CO_2

Le point critique du CO_2 est à $+31.3^\circ\text{C}$. L'homogénéisation du fluide CO_2 , liquide et gaz, se produit donc à une température inférieure ou égale

à 31.3°C. Cette température, notée T_{3-2} , indique la densité du CO_2 dans l'inclusion (Kennedy, 1954), (Fig. 45).

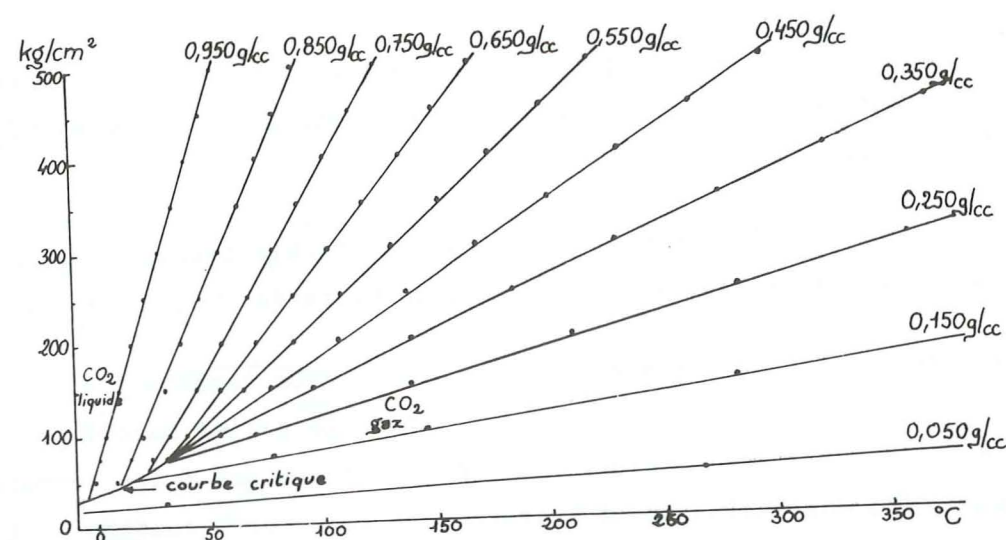


Fig. 45. Diagramme P.V.T. du CO_2 (d'après Kennedy 1954).

Quant à la teneur du fluide en CO_2 , elle se calcule à partir de la densité et du volume qu'occupe le CO_2 dans l'inclusion. Cette teneur en CO_2 s'exprime en moles pour cent. Les volumes respectifs de H_2O et CO_2 ainsi que la densité du CO_2 sont des valeurs moyennes de plusieurs inclusions d'un même "nuage" ou d'un même alignement (10 à 20 mesures) :

- volumes respectifs de CO_2 (G+L) et de H_2O (L) : V_{CO_2} (%) et V_{H_2O} (%)
- T_{3-2} (°C) indique d_{CO_2} (g/cm³)
- $d_{H_2O} = 1$ g/cm³
- le volume de CO_2 dans le liquide H_2O est de 5 %
- CO_2 : $\frac{V_{CO_2} \cdot d_{CO_2} + (5 \cdot V_{H_2O})}{44}$ (moles)
- H_2O : $\frac{(95 \cdot V_{H_2O})}{18}$ (moles)
- teneur en $CO_2 = \frac{CO_2 \text{ (moles)}}{H_2O \text{ (moles)} + CO_2 \text{ (moles)}} \cdot 100$ (moles %)

La teneur maximale rencontrée (éch. B26) est 4.8 moles % pour des inclusions où la densité du CO_2 est 0.65 g/cm³ ($T_{3-2} = +29^\circ C$, homogénéisation en phase liquide).

Dans un même "nuage" d'inclusions fluides, les températures T_{3-2} sont souvent variées. Il est très vraisemblable que les inclusions en "nuages" aient toutes été plus ou moins microfissurées. Ainsi le volume des inclusions a-t-il pu varier légèrement ; l'hétérogénéité des densités dans une même "famille" s'explique alors aisément. Pour l'échantillon B27_A, par exemple, les températures T_{3-2} sont comprises entre 27.9 et 30.1°C.

Il est d'ailleurs assez surprenant de trouver du CO_2 dans les fluides de minéraux associés à la calcite. Poty (1969) montre, sur des cavités du Mont-Blanc, que le CO_2 est plus fréquemment dans des fluides en équilibre avec de l'ankérite. Par contre, dans les échantillons étudiés, les quelques fentes à ankérite ne montrent pas de CO_2 (éch. B54 par exemple). Lorsque l'ankérite est présente, il est vraisemblable qu'elle a cristallisé indépendamment du quartz ou que la teneur en CO_2 est trop faible pour être décelée par cryométrie.

IV.2.2.3. Température d'homogénéisation (T_h)

Les inclusions qui contiennent du CO_2 décrépissent fréquemment avant l'homogénéisation des fluides. Cela est sans doute dû à l'importante élévation de la pression du CO_2 lorsqu'on augmente la température.

Pour des concentrations relativement élevées, les fluides H_2O et CO_2 ne sont miscibles qu'à hautes températures ; la présence de CO_2 peut considérablement élever la température d'homogénéisation du fluide. Takenouchi et Kennedy (1964) donnent un diagramme T-P-X du système H_2O - CO_2 , de 0 à 3kb, montrant les conditions de miscibilité de H_2O et CO_2 . (Fig. 46).

IV.2.2.4. Inclusions à méthane

Nous ne parlerons de ces inclusions que pour mémoire.

La présence de méthane abaisse le point de fusion du CO_2 au-dessous de $-57^\circ C$.

D'autre part, lorsque l'hydrate de CO_2 se forme en présence de CH_4 , son point de dissociation peut atteindre $+12^\circ C$ ou davantage.

Les températures de fusion du CO_2 sont toutes égales à $-56.6 \pm 0.5^\circ\text{C}$, dans le cas présent. Et seule une inclusion (éch. D248) montre une température de dissociation égale à $+12 \pm 0.2^\circ\text{C}$.

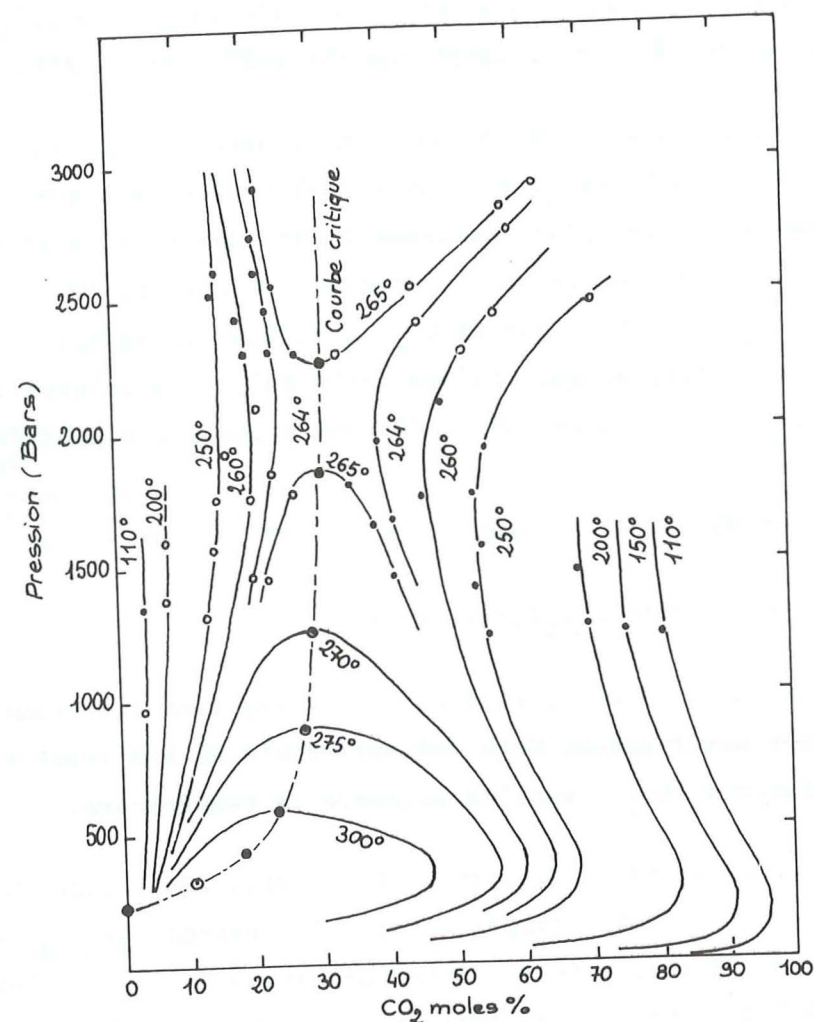


Fig. 46. Diagramme Température-Pression-Composition du système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ de 0 à 3000 bars (Takenouchi et Kennedy, 1964).

IV.2.3. Conclusion

Les fluides inclus sont presque exclusivement des solutions aqueuses de sels alcalins ; en l'absence de plus de précision, nous les assimilons à des solutions aqueuses de NaCl , en sachant toutefois que la présence de cations divalents tels que Ca^{2+} est probable.

Les inclusions à CO_2 sont beaucoup plus rares. La présence de méthane n'est pas prouvée et nous la négligerons.

IV.3. VARIATIONS DES FLUIDES ET INTERPRETATIONS DES RESULTATS

Nous avons vu que les températures de fusion (T_f) et les températures d'homogénéisation (T_h) sont variées.

La salinité est généralement constante dans un échantillon alors que la densité du fluide, obtenue à partir de T_h , est plus fluctuante. Toutefois la fourchette de variation des températures d'homogénéisation (T_h) sur l'ensemble des échantillons ou sur un affleurement est nettement plus importante que celle observée dans un échantillon (fourchettes entre les valeurs extrêmes de T_h : 200°C sur l'ensemble des échantillons, 120 à 140°C sur un affleurement, 30 à 100°C dans un échantillon).

Nous allons donc étudier les variations des fluides, en termes de salinité et de densité, dans le temps puis dans l'espace.

Les températures d'homogénéisation (T_h) seront souvent utilisées de préférence aux densités pour des raisons de commodité, particulièrement pour les histogrammes de fréquence ; il en est de même pour les températures de fusion (T_f) par rapport aux salinités.

IV.3.1. Variations dans le temps

IV.3.1.1. Inclusions de même type prises dans des fentes d'âges différents

IV.3.1.1.1. Salinités et teneurs en CO_2

Quelques affleurements, qui présentent plusieurs fentes d'âges différents, permettent d'observer une évolution de la teneur en sels du fluide. Cette évolution se fait avec une diminution de la salinité au cours du temps.

Par exemple, sur la route d'Oulles (éch. B3, B4, B5 et B8), les fentes

F2 montrent des inclusions en "nuages" à salinité de 6 % p.eq. NaCl, alors que les fentes F3 montrent, pour les mêmes inclusions, une salinité de 5 % p.eq. NaCl.

A Cuculet, pour les mêmes inclusions en "nuages", la salinité est de 7.6 % p.eq. NaCl dans une fente F1, de 5.5 % dans les fentes F2 (éch. AI, A102 et A103).

Aux Fréaux, deux générations de quartz (éch. D356₁ et D356₂), l'une attribuée à l'"épisode" E₂, l'autre à l'"épisode" E₃, montrent le même sens de variation : 4.5 % p.eq. NaCl pour la première génération, 3 % pour la seconde.

La variation est parfois moins nette et la salinité reste à peu près constante sur un affleurement.

Seul un affleurement donne un résultat inverse (fente inter-S₂ : 5 % NaCl ; fente inter-S₃ : 4.5 % NaCl). Nous y reviendrons plus loin (§ IV.3.1.1.2 et Fig. 47f). Il s'agit en fait sans doute d'une estimation erronée de la chronologie des fentes à l'affleurement (route de Villard-Reculas, éch. B14 à B16).

Le seul affleurement qui permette d'étudier la variation de la teneur du fluide en CO₂ montre une diminution de cette teneur avec le temps. Il s'agit des échantillons B26 et B27_A prélevés à La Grave. B26 provient d'une fente F1 et ses inclusions en "nuages" ont en moyenne 4.5 moles % CO₂ ; tandis que les inclusions de B27_A, provenant d'une fente F2 tardive, ont 2.8 moles % CO₂.

Dans l'échantillon D249, certaines inclusions présentent de l'hydrate de CO₂. D'autres montrent un point de fusion de la phase aqueuse inférieur à l'eutectique du système H₂O -NaCl, ce qui traduirait la présence de CaCl₂ dans le fluide.

Enfin, l'échantillon D269 montre une famille d'inclusions contenant des cristaux de sels. Les autres inclusions présentent des salinités très variées.

Aucune chronologie des inclusions n'a été mise en évidence dans ces échantillons. Des mesures faites sur des inclusions de même type indiquent

parfois des variations de salinité dans un même cristal. Aucune observation n'a permis d'établir une diminution de la salinité dans le temps sur ces échantillons, ni d'établir la chronologie des inclusions à hydrate de CO₂ par rapport aux autres.

IV.3.1.1.2. Densités

Les affleurements qui ont permis d'appréhender la variation de la nature des fluides au cours du temps permettent également d'étudier la variation des densités, par l'intermédiaire de celle des températures d'homogénéisation.

On constate que les températures d'homogénéisation diminuent dans le temps (Fig. 47).

Cela est particulièrement net sur les échantillons de la route d'Oulles (Fig. 47a). Dans ce cas, les fentes F3 sont des dialases horizontales, ouvertes, à jeu cisailant extrêmement faible, et non déformées.

Sur les autres exemples (Fig. 47b, c, d, e), la diminution des températures d'homogénéisation existe, mais la distinction entre les trois groupes de fentes, F1, F2 et F3, définis au chapitre II, est moins apparente sur les inclusions qu'à l'affleurement. Cela est dû aux reprises de cristallisation au cours de la déformation postérieure à l'ouverture et au remplissage initial des fentes.

Il est d'ailleurs bon de rappeler certaines difficultés décrites aux chapitres I et II. Nous avons vu que la déformation est continue et la distinction entre "épisodes" E₂ et E₃ plus théorique que réelle. Les fentes F1 se forment bien souvent au début de l'"épisode" E₂ de la déformation ; les fentes F1 et F2 peuvent se succéder relativement rapidement dans le temps. Aussi est-il probable, dans certains cas, que le quartz cristallise simultanément dans des fentes F1 et F2. Il en est de même pour les relations entre certaines fentes des groupes F2 et F3. De plus, une déformation tardive peut provoquer la réouverture et le remplissage nouveau de fractures "précoces" par leur géométrie (voir Fig. 5).

Un affleurement montre en effet des résultats légèrement différents

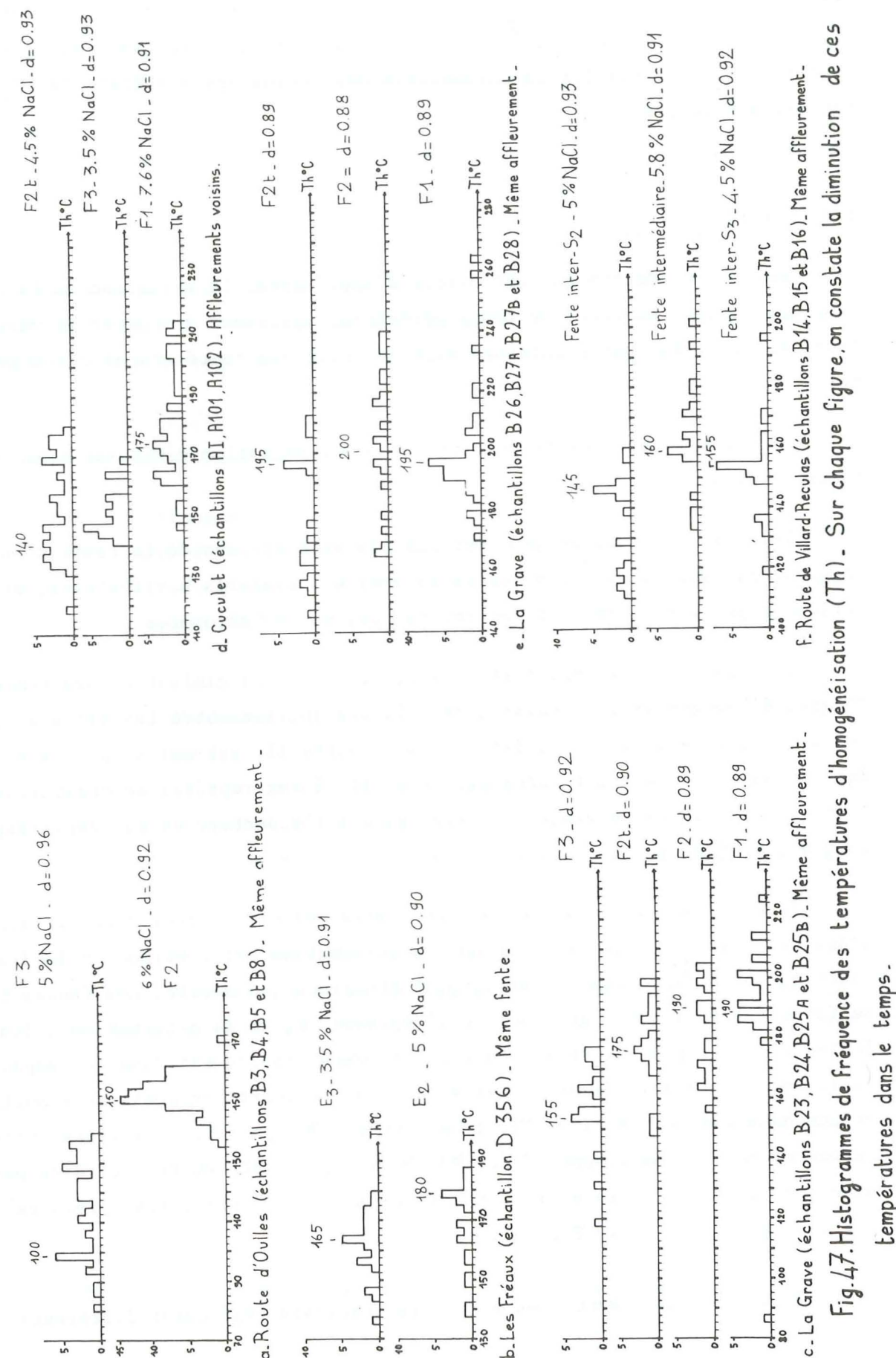


Fig. 4.7. Histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisation (Th). Sur chaque figure, on constate la diminution de ces températures dans le temps.

(Fig. 47f). Cet affleurement se situe sur la route de Villard-Reculas, dans la partie orientale du synclinal de Bourg-d'Oisans. Une fente inter-S₂ présente des températures d'homogénéisation plus faibles que celles obtenues dans une fente inter-S₃. Il est très vraisemblable que, dans ce cas-là, ce soit l'ouverture du plan S₃ et le glissement le long de ce plan qui ait provoqué l'ouverture du plan S₂. La zone intermédiaire entre les deux fentes montre des températures très voisines de celles de la fente inter-S₃.

Or, nous avons vu au cours du paragraphe précédent que ces mêmes échantillons (B14 à B16) de Villard-Reculas montraient une évolution des salinités inverse de celle des autres affleurements. La diminution de salinité dans le temps est le résultat le plus constant de cette étude (voir également § IV.3.1.2.1.) et nous la considérerons comme un fait établi. La microthermométrie met donc bien en évidence une erreur dans l'appréciation de la chronologie du remplissage des fissures à l'affleurement, même si la géométrie est apparemment claire. Cela souligne encore la continuité de la déformation au cours des "épisodes" E₂ et E₃.

Pour connaître la densité du fluide, il faut tenir compte de la salinité de la solution incluse. La diminution de la salinité dans le temps tendrait à diminuer la densité, pour des températures d'homogénéisation voisines. Cependant, la variation des températures d'homogénéisation est assez importante pour qu'on constate une augmentation des densités dans le temps.

Quelques anomalies restent partiellement inexpliquées dans cette étude. Il s'agit des échantillons à salinités variées (éch. D248, D249 et D269). Pour chacun d'eux, les inclusions ont des températures d'homogénéisation très semblables et appartiennent aux mêmes "nuages". Cela correspond très certainement à des fracturations successives et à des mélanges de fluides ; la chronologie relative des inclusions et des différents fluides n'a pas été mise en évidence.

IV.3.1.2. Inclusions de types différents prises dans les mêmes fentes

Le but de cette étude étant d'approcher les conditions de formation des fentes et non de la microfissuration tardive de leur remplissage, très peu de mesures ont été faites sur des inclusions de microfissures isolées.

Lorsque ces mesures ont été effectuées, les inclusions ont été choisies dans des familles homogènes jalonnant des microfissures non déformées.

IV.3.1.2.1. Salinités

Deux échantillons ont permis de comparer le fluide des inclusions en "nuages" et celui de microfissures tardives isolées. Les salinités des inclusions en "nuages" et des inclusions de microfissures sont respectivement :

- 5 % et 3.5 % p.eq. NaCl (éch. B13, route de Villard-Reculas)
- 4.5 % et 2.5 à 3.5 % p.eq. NaCl (éch. B11, Villaret).

IV.3.1.2.2. Densités

Si l'on compare les températures d'homogénéisation des inclusions fluides en "nuages" et celles d'inclusions de microfissures isolées d'un même échantillon, on constate qu'il n'y a pratiquement pas de différence. Les températures du second groupe correspondent grossièrement au pic des histogrammes obtenus avec les températures du premier groupe (inclusions en "nuages").

Cependant, on observe toujours une diminution de la salinité dans le temps, ce qui implique cette fois une diminution de la densité du fluide dans le temps (Fig. 48).

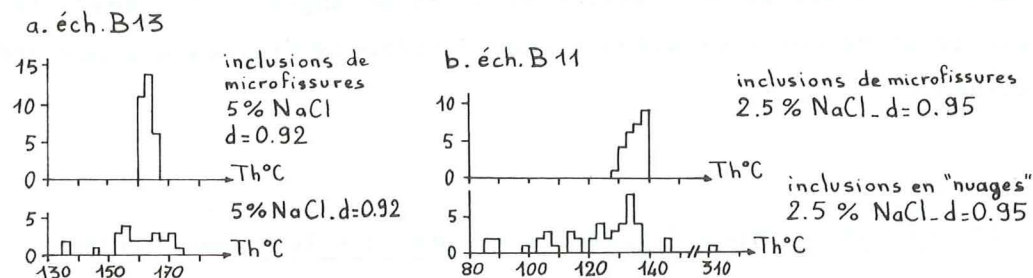


Fig. 48. Températures d'homogénéisation (Th) obtenues sur différents types d'inclusions, dans les mêmes fentes.

Il y a donc une contradiction apparente avec les résultats obtenus sur des inclusions en "nuages" provenant de fentes d'âges différents. Nous tenterons de l'expliquer lors de l'interprétation des résultats en termes de pressions et températures de formation des cristaux.

IV.3.2. Variations des fluides dans l'espace

IV.3.2.1. Variations horizontales

IV.3.2.1.1. Salinités et teneurs en CO₂

On constate aisément, en reportant sur une carte les salinités, qu'elles augmentent lorsqu'on se rapproche du socle ou, plus exactement, du Trias. Cette observation avait déjà été faite par Poty (1969), Gratier et al. (1973) (Fig. 49).

Dans les environs de La Grave, la répartition est un peu moins régulière que dans le synclinal de Bourg-d'Oisans. Cela provient de l'abondance de chevauchements qui font affleurer le Trias ; ainsi les salinités sont-elles localement élevées au voisinage d'un chevauchement.

Le CO₂ ne se trouve qu'au voisinage du chevauchement de la Meije, tout près du contact chevauchant socle-couverture. Là, il est en quantité suffisante dans le fluide pour qu'une phase CO₂ liquide soit présente dans les inclusions.

On en trouve également, mais en très faible quantité, dans des échantillons proches du hameau de Valfroide et près du chevauchement qui est à l'Est de l'Echine de Praouat. Là, on ne l'observe que sous la forme d'hydrate solide (CO₂.53/4H₂O).

Quelques "anomalies" se rencontrent dans le flysch des Aiguilles d'Arves et près du chevauchement qui est sous le flysch (éch. D248, D249 et D269). L'échantillon D248 pourrait contenir un peu de méthane (§ IV.2.2.4) ; mais la présence de l'hydrate gêne l'observation du point de fusion de la phase aqueuse et les salinités, variées, sont donc sujettes à caution. L'échantillon D249 semble contenir du CaCl₂ et l'échantillon D269 présente les seules inclusions à cubes de sels (salinité voisine de 35 %).

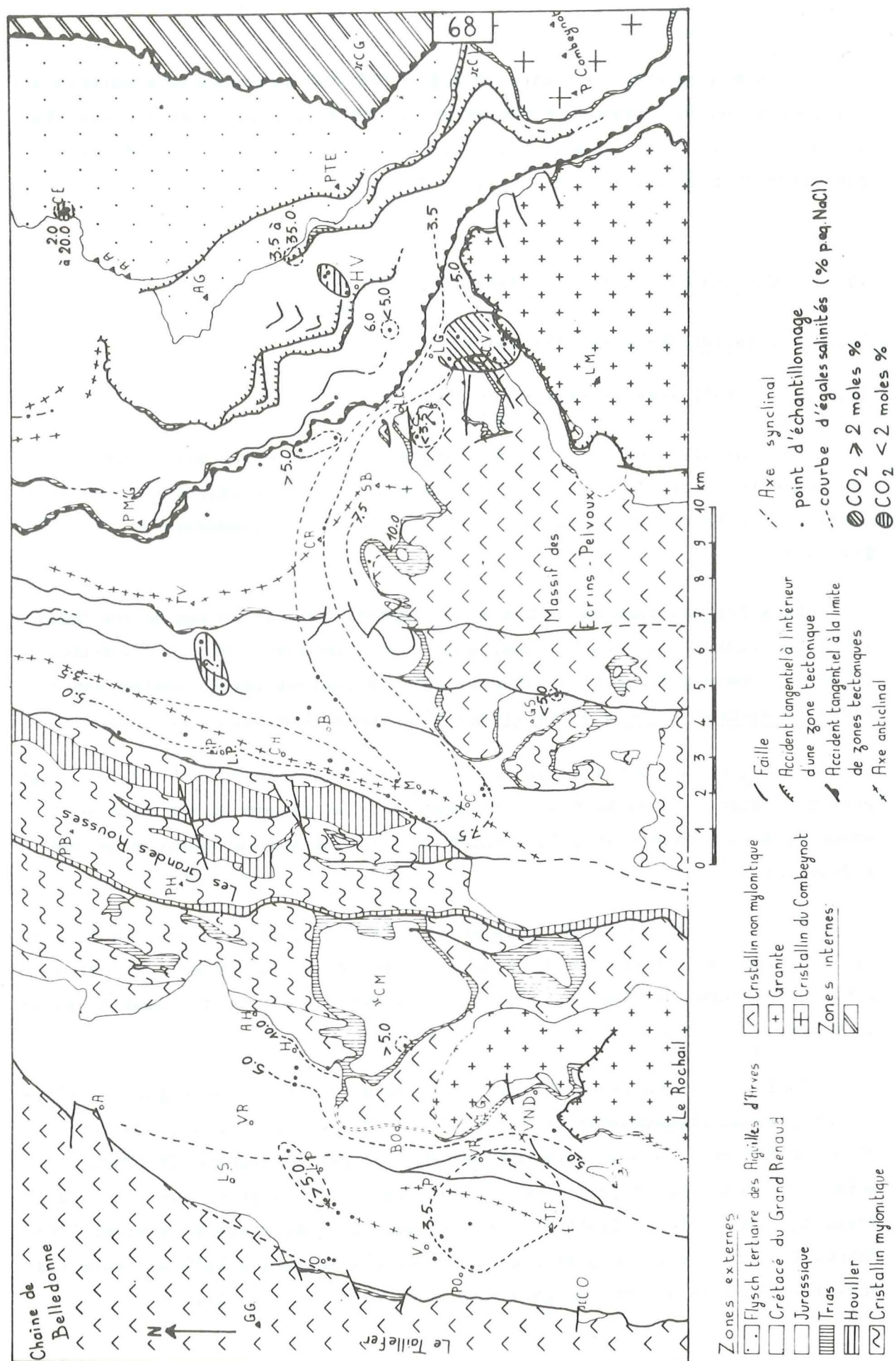
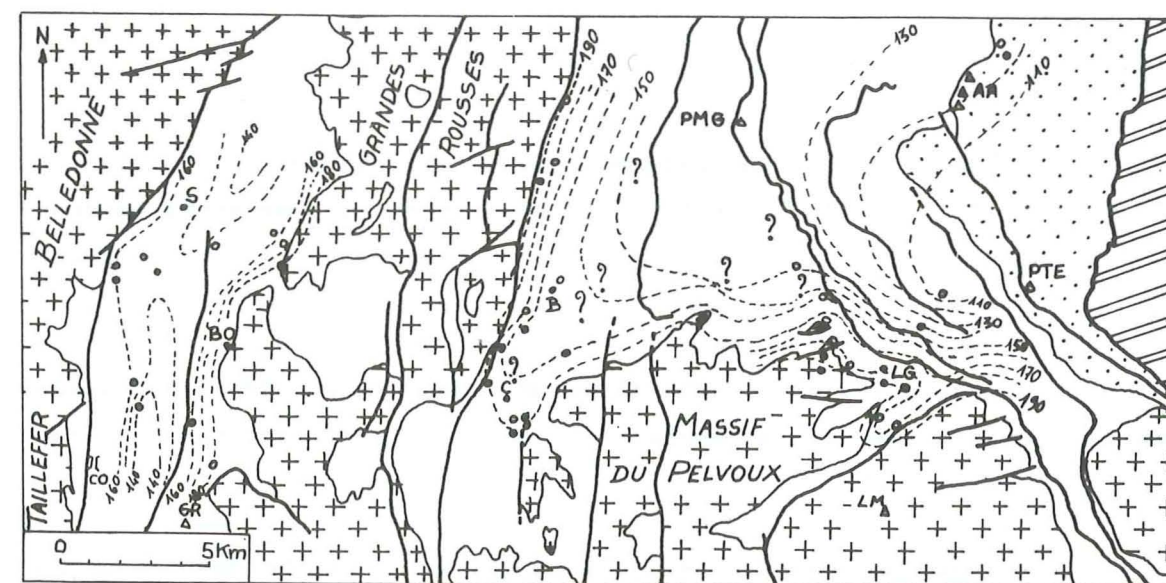
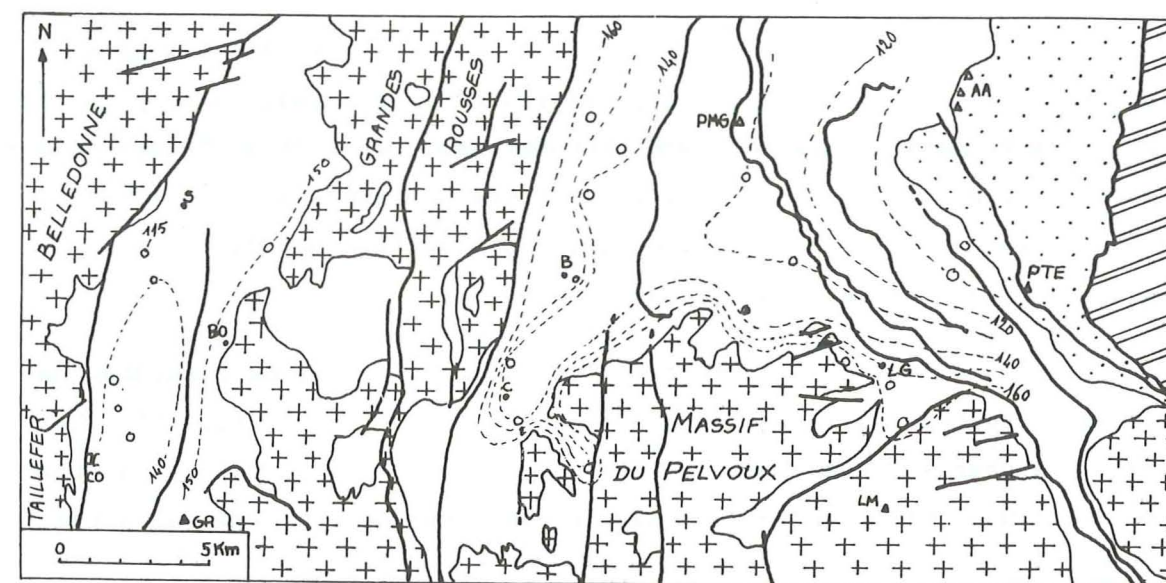


Fig. 49. Répartition des fluides



a. Fentes F1 et F2 (+fentes non "datées")



b. Fentes F3

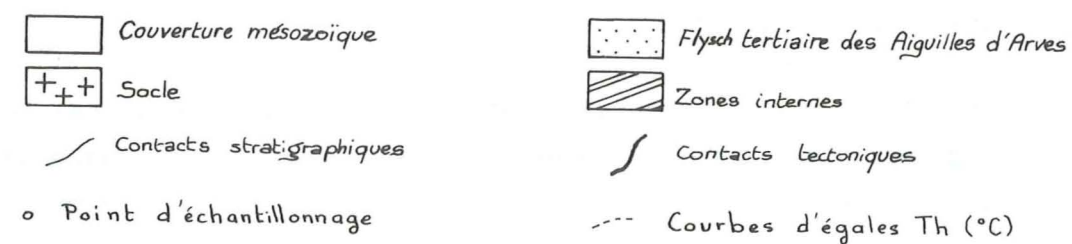


Fig. 50. Répartition des températures d'homogénéisation (T_h) correspondant aux "épisodes" E_2 et E_3 de la déformation (respectivement a et b)

IV.3.2.1.2. Densités

Cette étude a porté principalement sur les inclusions en "nuages" et nous avons vu (§ IV.3.1.1.2) que le sens de variation des densités se déduit directement de celui des températures d'homogénéisation, avant même de faire les corrections de salinité.

Or, on s'aperçoit, en reportant sur une carte le pic de chaque histogramme des températures d'homogénéisation, que celles-ci décroissent lorsqu'on s'éloigne du socle.

Cette décroissance est nette, qu'il s'agisse du groupe des fentes F2 (les fentes F1 y sont jointes) ou de celui des fentes F3 (Fig. 50).

Malgré le nombre relativement faible d'échantillons prélevés dans la couverture, les courbes d'égales températures d'homogénéisation se parallélisent grossièrement à la limite socle-couverture. Les fentes alpines du socle présentent des paragenèses zéolitiques très homogènes sur l'ensemble du massif du Pelvoux (Le Fort, 1973), ce qui justifie le tracé des courbes d'égales températures au voisinage du socle.

Lorsqu'on effectue la correction liée à la salinité, on constate que les densités augmentent lorsqu'on s'éloigne du socle (ch. V, Fig. 51). La présence des grands chevauchements tels que celui du pic du Mas de La Grave semble avoir une influence moindre sur les densités que sur les salinités.

Nous reviendrons sur ces résultats au cours du chapitre V.

IV.3.2.2. Variations verticales

Pour étudier cette variation, il est nécessaire de comparer des fentes du même groupe. Les fentes les plus favorables sont les diaclases horizontales tardives de la partie occidentale du synclinal de Bourg-d'Oisans.

Deux échantillons ont été choisis, l'un à la Tête des Filons (éch. B77), l'autre au Pont des Oulles (éch. B75). La dénivellation entre ces deux fentes est de 1300 m, B77 étant la plus élevée. Les inclusions comparées sont des inclusions en "nuages" ; la salinité des fluides est la même

et égale à 3.5 % p.eq.NaCl. L'étalement des histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisation est de 100 à 150°C pour B75, 125 à 150°C pour B77. Le "pic" de chaque histogramme se situe entre 135 et 137.5°C, ce qui correspond à une densité de 0.93.

Ce résultat, bien qu'obtenu sur un faible nombre d'inclusions et dans deux échantillons seulement, semble indiquer le faible rôle de la variation d'altitude, c'est-à-dire de la profondeur.

Cela pose le problème de l'origine des pressions mises en jeu lors de la formation des fentes : la pression lithostatique ne joue sans doute pas un rôle prépondérant ; nous y reviendrons au cours du chapitre V.

IV.3.3. Conclusion

Les principales variations des fluides mises en évidence sont :

- la diminution des salinités dans le temps et lorsqu'on s'éloigne du Trias, ainsi que celle des teneurs en CO_2 dans le temps.
- la diminution des densités dans le temps entre deux générations d'inclusions dans une même fente.
- l'augmentation des densités dans le temps entre des inclusions de même type prises dans des fentes de générations différentes.
- l'augmentation des densités de fluides lorsqu'on s'éloigne du socle et la faible influence des grands chevauchements sur cette variation.
- la variation des densités au cours du temps est moins importante et moins nette que la variation spatiale (distance au socle), ce qui souligne la continuité entre les déformations des "épisodes" E_2 et E_3 .

IV.4. CONCLUSIONS A L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

Cette étude s'est heurtée à certaines difficultés :

- la chronologie des fentes et des cristallisations de leur remplissage est

délicate à établir.

- le taux de déformation des inclusions après leur fermeture n'est pas déterminé.

Cependant, quelques points sont acquis :

- la nature des fluides : solutions aqueuses, assimilées à des solutions de NaCl, de salinité généralement faible ($< 7\%$ p.eq. NaCl) ; quelques inclusions à CO_2 (teneur du fluide en $\text{CO}_2 \leq 5$ moles %).
- la répartition des fluides qui indique le rôle important du Trias et des grands accidents : diminution de la salinité lorsqu'on s'éloigne du Trias.
- la variation des fluides dans le temps : diminution de la salinité et de la teneur en CO_2 dans le temps. Ce sens de variation est prouvé en de nombreux points et nous le considérerons comme vrai, même dans les échantillons où la chronologie des inclusions n'a pas été établie.
- l'augmentation de densité des fluides lorsqu'on s'éloigne du socle.

Un point reste à préciser :

- la variation des densités des fluides dans le temps.

V. INTERPRETATION DES RESULTATS : LES FLUIDES,

MARQUEURS DES CONDITIONS DE LA DEFORMATION ?

Les cristallisations étudiées, nous l'avons vu au cours des chapitres précédents, sont sans doute assez proches dans le temps de l'ouverture des fentes.

Cependant le quartz, sur lequel l'essentiel des mesures a été fait, est rarement le premier minéral apparu après l'ouverture des veines ; sa cristallisation suit généralement un premier épisode calcitique.

Peut-on assimiler les conditions de cristallisation du remplissage quartzueux à celles de la fracturation de la roche, ou seulement à celles du rejou de fentes préexistantes ?

Pour chaque échantillon, les inclusions en "nuages" sont "datées", c'est-à-dire attribuées à la formation des fentes F1, F2 ou F3. De telles inclusions, situées à la base de baguettes cristallines, peuvent être primaires, dues à un début de croissance rapide. Dans le cas présent, elles sont plus vraisemblablement secondaires, liées aux mouvements des épontes pendant l'ouverture des fentes. Ces mouvements entraînent les fracturations et cicatrisations très précoces ou tardives que traduisent les mélanges de fluides évoqués au chapitre précédent.

Nous traiterons les fluides comme marqueurs des conditions de la déformation (plissements synschisteux et ouverture de fentes associées), en précisant toutefois qu'il ne s'agit que d'une hypothèse de travail.

V.1. RESUME DES OBSERVATIONS

Nous avons vu (§ IV.3.1.1.1., IV.3.1.2.1.) la diminution de la salinité du fluide dans le temps ainsi que celle des teneurs en CO_2 .

Les densités de fluide montrent une augmentation au cours du temps, lorsqu'on compare des inclusions de même type prises dans des fentes d'âges différents (§ IV.3.1.1.2.).

Quoiqu'il en soit, ces variations dans le temps, qu'il s'agisse de salinité ou de densité de fluide, sont beaucoup moins importantes que les variations dans l'espace. Nous nous intéresserons donc davantage à la diminution des salinités et à l'augmentation des densités avec l'accroissement de la distance socle-échantillon (Fig. 51).

V. 2. RAPPEL DES DONNEES ANTERIEURES A CETTE ETUDE

En dehors des nombreuses études stratigraphiques et tectoniques effectuées sur les régions de Bourg-d'Oisans et de La Grave, ainsi que sur les régions voisines, quelques études thermométriques ou barométriques se sont avérées très utiles pour le présent travail.

V.2.1. Données microthermométriques sur les fentes du synclinal de Bourg-d'Oisans

La diminution de la salinité qui accompagne l'éloignement au Trias est l'un des résultats les plus constants des études de fluides dans la région (Poty, 1969 ; Gratier et al., 1973).

Des mesures de températures d'homogénéisation des inclusions fluides ont été faites par Gratier et al. (1973) ; elles montrent une diminution lorsqu'on passe de l'"épisode" E_2 à l'"épisode" E_3 . Par contre, la corrélation densité-altitude semble peu étayée.

Les résultats de cette étude sont reportés sur la figure 48 (échantillons G...).

D'autre part, Poty (1969) a effectué une analyse microthermométrique à La Gardette, dans les environs de Villard-Notre-Dame.

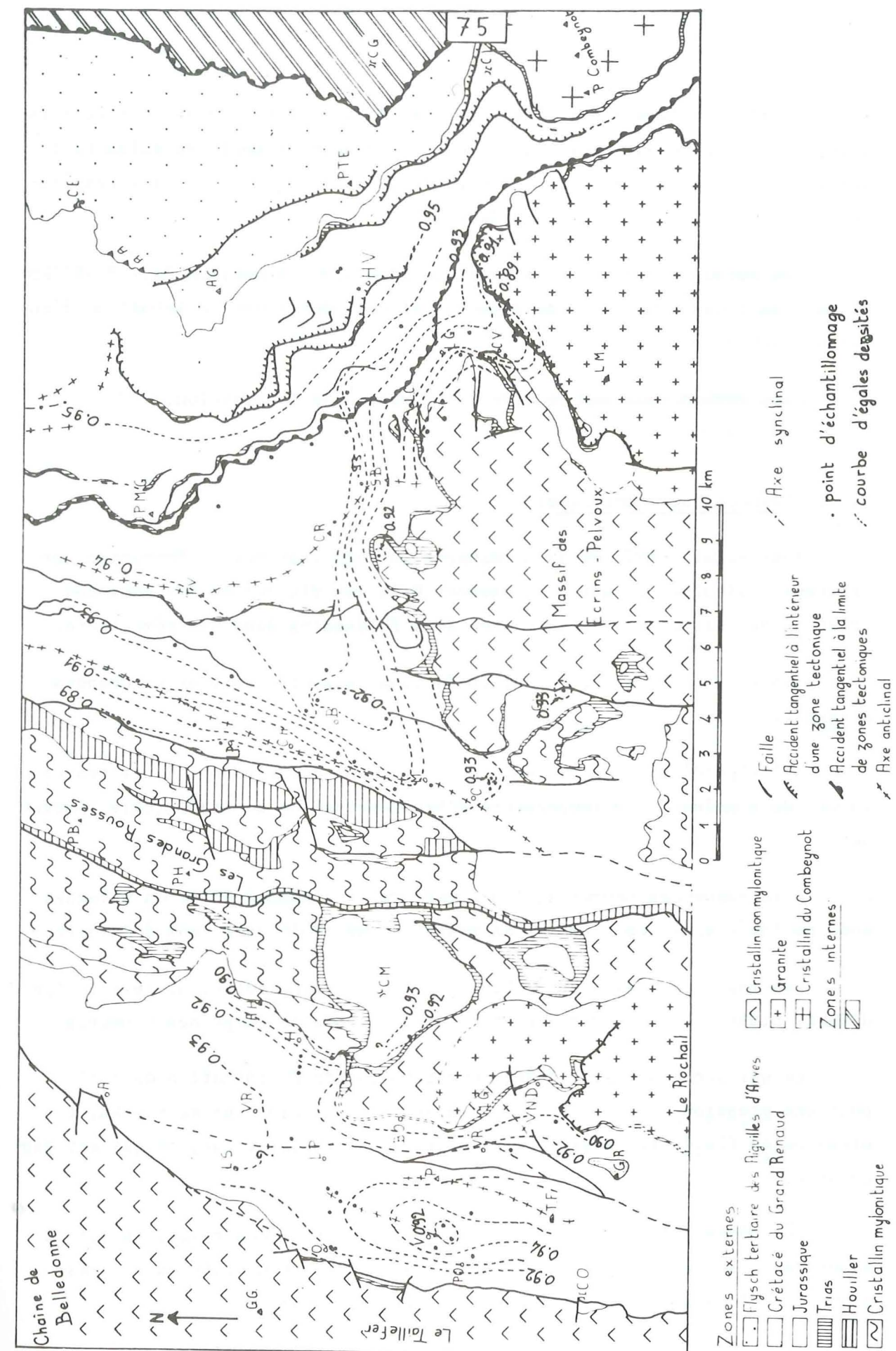


Fig. 51. Répartition des densités de fluides

L'auteur a étudié des fissures liées à la schistosité et leur remplissage, particulièrement dans l'Aalénien. Les résultats sont les suivants : les inclusions présentent une salinité de 3.6. % p.eq. NaCl et des températures d'homogénéisation voisines de 175°C.

Cet auteur prend alors un gradient géothermique maximum égal à 50°/km et en déduit des conditions de pression et de température de formation d'environ 1.4kb et 280°C.

Nous reviendrons sur ce mode d'estimation de la pression.

V.2.2. Données thermométriques

Poty et al. (1973 et 1974) donnent des températures de formation des cristaux, calculées à partir du rapport K/Na des fluides inclus dans des cristaux de quartz en équilibre avec deux feldspaths dans une même fente.

Les échantillons ont été prélevés dans le socle (Pelvoux et Grandes Rousses).

A l'Alpe-d'Huez, la salinité du fluide est d'environ 17 %, la teneur en CO₂ de 4 moles %, la température d'homogénéisation de 183°C (valeur moyenne).

A la Rampe des Commères, les températures d'homogénéisation moyennes sont de 180°C dans les cristaux de quartz et de 195°C dans ceux d'axinite.

Les rapports K/Na sont de 0.050 à 0.085 à La Gardette, 0.016 à l'Alpe d'Huez, 0.096 au col de Maronne et 0.149 à 0.155 à la Rampe des Commères.

Ce qui donne à l'Alpe d'Huez une température de formation de 335°C pour une pression de 1.7 kb, correspondant à une profondeur de 6.3 km. La pression de fluide est assimilée à la pression lithostatique, ce qui est discutable.

Les mêmes auteurs, en 1973, avaient déjà publié des résultats sur la Rampe des Commères : 360 à 375°C et 2.35 à 2.50 kb (températures et pressions calculées à partir des données d'Orville, 1963).

V.2.3. Cristallinité des illites dans le synclinal de Bourg-d'Oisans et les environs de La Grave

Les cristallinités des illites du Lias et du Dogger du synclinal de Bourg-d'Oisans et des environs de La Grave sont inférieures à 2.8, ce qui traduirait un métamorphisme d'épizone (Arahamian, 1974). Arahamian décrit de la paragonite près du lac du Chambon et près de La Grave ; la paragonite est considérée comme un minéral d'épizone (Dunoyer, 1969).

Par contre, les cristallinités d'illite de terrains semblables au col du Lautaret sont de 2.9 à 5.2, ce qui correspondrait à un métamorphisme d'anchizone.

L'auteur en conclut qu'il s'agit d'un "effet de socle", en s'appuyant sur les travaux de Kubler (1967) qui a montré l'effet déterminant de la température sur les variations de cristallinité.

Quant à l'âge de ce métamorphisme, il n'a pas été clairement établi. Il serait :

- soit décomposé en deux phases dont l'une, antésénonienne, serait contemporaine de l'"épisode" E₁ et l'autre post-priabonienne.
- soit constitué d'une seule phase, post-priabonienne et contemporaine des "épisodes" E₂ et E₃ de la déformation.

Dans le premier cas, il n'est pas sûr que les isogrades du métamorphisme se superposent et l'on ne peut rien en conclure. Dans le second cas, il y a bien un "effet de socle".

V.2.4. Estimation du couple P-T dans le Pelvoux

L'association prehnite-pumpellyite a été décrite dans le Pelvoux (Saliot, 1973); Cette association est caractéristique d'un métamorphisme de très faible degré, la limite supérieure de stabilité étant 345°C/2.5kb, 370°C/7kb (Winkler, 1976). Ces pressions sont données pour P fluide = P lithostatique.

Ces conditions semblent d'ailleurs un peu faibles, comparées à celles

données par Poty et al. (1973 et 1974) à la Rampe des Commères : 360-375°C/2.35-2.50kb.

Le Fort (1973) décrit, lui aussi, de la prehnite, dans des fentes alpines. Il décrit également des paragenèses à laumontite-prehnite, minéraux qui ne sont stables qu'entre 200 et 400°C, pour des pressions toujours inférieures à 4 kb (Liou, 1970 et 1971).

La région qui nous intéresse serait donc affectée par un métamorphisme de type d'assez haute pression et basse température.

V.3. INTERPRETATION EN TERMES DE PRESSION ET TEMPERATURE DE LA PRESENTE ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

Nous avons un certain nombre de valeurs des densités de fluides. A l'aide des données thermométriques de la littérature et de quelques estimations faites dans le cadre de la présente étude, nous allons essayer de déterminer les couples P-T de formation des inclusions.

V.3.1. Températures de formation des cristaux de quartz

V.3.1.1. Estimation des températures

L'un des géothermomètres utilisables avec de telles cristallisations est le rapport K/Na du fluide inclus dans le quartz. Cela nécessite la présence de deux feldspaths (potassique et sodique) en équilibre avec le quartz dans une même veine.

Aucun échantillon étudié ne montre l'association du quartz et de deux feldspaths. Cependant, le seuil de détection des minéraux par diffractométrie X est de 5 % du minéral dans la roche et la méthode du rapport K/Na ne nécessite qu'une quantité infinitésimale de chacun des feldspaths. Deux échantillons ont donc été analysés (analyses CRPG, Nancy, 1977).

Ces résultats sont peu fiables car une seule analyse par échantillon est insuffisante et l'un d'eux est en contradiction avec l'étude microthermo-

Il n'y a donc pas de discontinuité thermique au contact du socle et de la couverture.

Les températures (T_{form}) retenues pour la couverture proche du socle sont donc celles données pour le socle (Poty et al. 1973 et 1974) (Fig. 51).

Ces températures sont en accord avec la présence de paragonite au voisinage du socle (Arahamian, 1974).

En l'absence de données plus précises sur la couverture sédimentaire dans les zones éloignées du socle, nous garderons les valeurs des températures de formation précédemment (Fig. 52) :

- environ 260°C pour le Goléon (éch. D269)
- 210-240°C pour le col de l'Epaissier (éch. D249).

Ces températures sont elles aussi en accord avec les données d'Arahamian (1974) qui décrit un métamorphisme d'anchizone pour ces régions.

Les résultats obtenus par l'étude des inclusions fluides sont en faveur d'un métamorphisme monophasé post-priabonien, caractérisé par l'effet de socle suggéré par Arahamian (1974) :

- les cristallisations sont contemporaines des "épisodes" E₂ et E₃ de la déformation, d'âge vraisemblablement post-priabonien.
- la variation horizontale régulière des températures d'homogénéisation indique un "épisode thermique" unique.
- les faibles différences de températures entre les "épisodes" E₃ et E₂ ainsi que la similitude des courbes d'isothermes d'homogénéisation de ces deux "épisodes" font plutôt penser à une suite de phases d'un même épisode tectonique et métamorphique.

Cette hypothèse, évoquée lors de la description de l'évolution des déformations (ch. II), était déjà considérée comme la plus vraisemblable (Bocquet, 1974 ; Bernard et al., 1977).

V.3.2. Pressions de formation des fentes : estimation et répartition

Les données de la littérature (Poty, 1969 ; Poty et al., 1973 ; Gratier

métrique et les données de la littératures.

En effet, l'échantillon D275, prélevé aux Fréaux dans le socle, donne un rapport $K/Na = 0.016$. D'après les données de Lagache et Weisbrod (1977), la température de formation serait d'environ $190^{\circ}C$. Or, cette température est inférieure à la température d'homogénéisation des inclusions de cet échantillon (environ $200^{\circ}C$). De plus, les températures trouvées dans le socle (massif du Pelvoux) sont d'environ 360 à $375^{\circ}C$ (Poty et al., 1974). Le rapport K/Na de la solution est donc trop faible et il y a sans doute une pollution en Na, liée peut-être à la présence de dawsonite dans certaines inclusions.

L'autre analyse a été faite sur un échantillon prélevé dans le flysch des Aiguilles d'Arves (éch. D249). Le rapport K/Na est de 0.040 , ce qui indique une température d'environ 210 à $240^{\circ}C$. Cette température paraît un peu élevée. Bien qu'une seule analyse ait été effectuée (il est difficile d'éliminer une possible contamination en K) et que la paragenèse à deux feldspaths n'ait pas été observée, aucun argument n'est vraiment susceptible d'infirmer ce résultat que nous conserverons pour mémoire, en l'attente de données nouvelles.

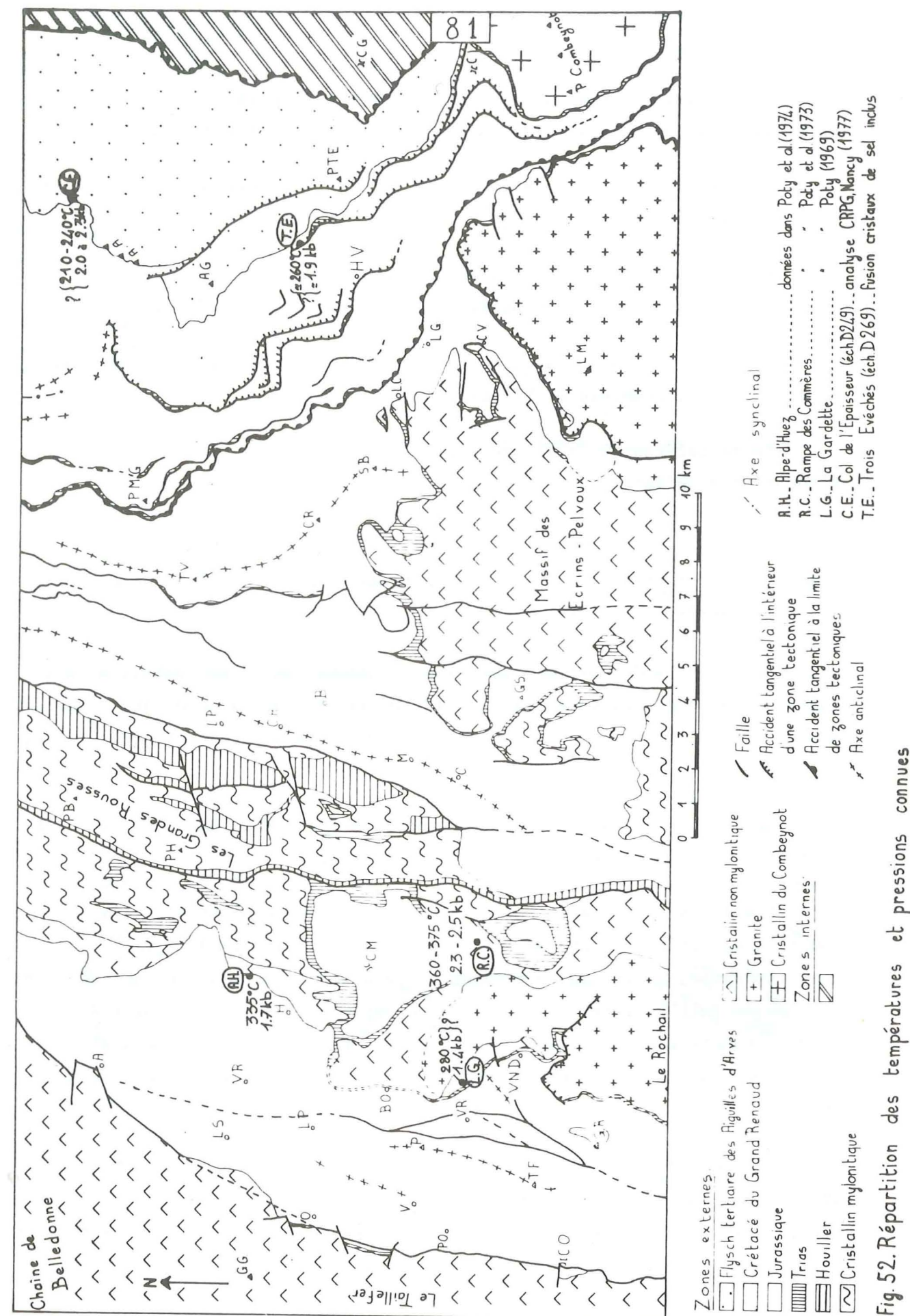
Et ce d'autant plus qu'un échantillon prélevé relativement loin du socle (éch. D269) semble indiquer, d'après la température de fusion des cubes de sels inclus, une température de formation au moins égale à $255-260^{\circ}C$ (§ IV.2.1.4).

Il est à noter toutefois que ces rapports K/Na sont hors du domaine d'expérimentation de Lagache et Weisbrod (1977) et que les températures ont été obtenues par extrapolation de leurs résultats.

V.3.1.2. Répartition des températures

Les températures d'homogénéisation trouvées de part et d'autre de la limite socle-couverture sont très voisines :

- socle : $180^{\circ}C$ à la Rampe des Commères (Poty et al. 1973 et 1974)
 $190-200^{\circ}C$ aux Fréaux (éch. D275).
- couverture : $180^{\circ}C$ à Cuculet (éch. AI)
 $190-200^{\circ}C$ à La Grave (éch. B23).



et al., 1973 ; Poty et al., 1974) sont reportées sur la figure 52. Seuls sont cités les principaux travaux utilisant la microthermométrie.

Pour l'échantillon D 249, prélevé au col de l'Epaisseur, nous obtenons une pression de 2.0 à 2.3 kb.

Pour les échantillons pris sur la route de Villard-Reculas, donc relativement près du socle, on obtiendrait une pression de l'ordre de 2.5 kb.

Les pressions sont calculées à partir des données de Bridgman (1949), Kennedy (1950), Lemmlein et Klevtsov (1961).

En se référant à la figure 52, on constate que la pression varie peu d'un point à un autre de la couverture.

V.3.3. Le couple P-T dans les environs de Bourg-d'Oisans et de La Grave : répartition, origine possible

Nous venons de voir la constance des pressions et au contraire la variation des températures suivant un modèle assimilable à un effet de socle : absorption de la chaleur du socle par les terrains environnants (Fonteilles et Guitard, 1964).

Le rôle de la variation de la pression semble donc peu important par rapport à celui de la variation de la température.

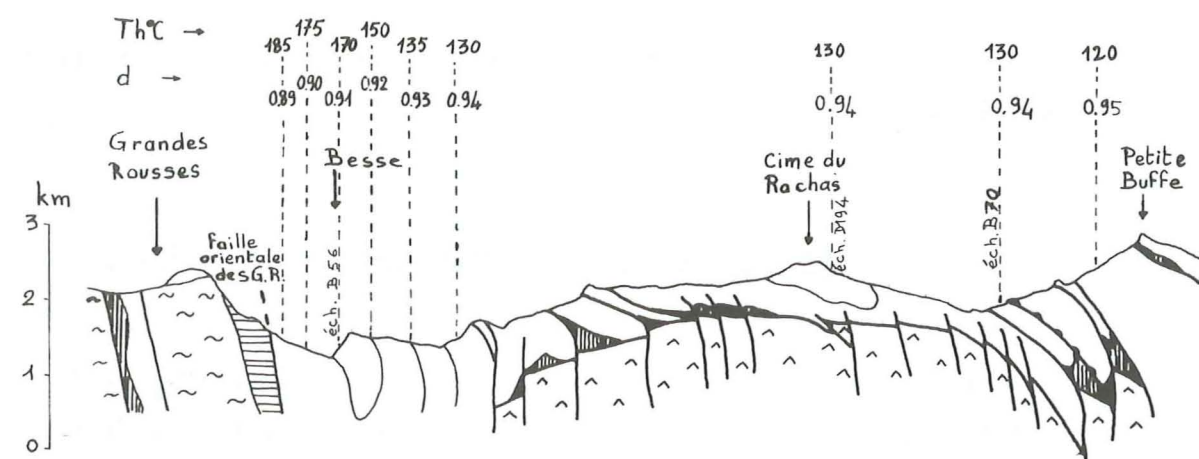
L'effet de socle est-il seul en jeu ? Il semble maintenant clair que son rôle est prépondérant. Mais il faut remarquer que, dans la région qui nous intéresse, la limite socle-couverture est presque toujours marquée par de grandes failles : failles bordières du synclinal de Bourg-d'Oisans, faille des Grandes Rousses, chevauchement de la Meije. Seul le plateau d'en Paris montre un contact normal et un ennoiment progressif du socle vers le Nord-Ouest.

Reitan (1968) a montré l'importance de la chaleur de friction sur les interfaces d'une discontinuité dans les phénomènes métamorphiques ; cette chaleur est indépendante de la profondeur à laquelle a lieu le glissement et

ne dépend que de sa fréquence (taux de déformation par unité de temps). Selon cet auteur, un accident accompagné d'une élavation de température (chaleur de friction) de 122°C sur une bande de terrains de 0.5 km d'épaisseur entraîne une élévation d'environ 60°C à 1 km de l'accident, 20°C à 2 km, 0°C à 6 km.

L'effet thermique d'une faille "enregistré" dans les inclusions fluides a déjà été décrit pour la faille de Miami (Schmidt, 1968).

La superposition des deux phénomènes, effet de socle et chaleur de friction pourrait être illustrée par une coupe des Grandes Rousses à la Cime du Rachas (Fig. 53). Le long de la faille des Grandes Rousses (accident oriental), le socle du compartiment est subit un fort abaissement puis remonte plus à l'Est. Cet abaissement n'apparaît pas dans la répartition des températures (étant donnée la relative constance des pressions, on peut admettre que les isothermes de formation se superposent aux isothermes d'homogénéisation). Or, près de la faille, les effets thermiques de friction et de socle s'ajoutent, alors qu'à l'Est de Besse et au plateau d'en Paris, l'effet de socle est seul (le contact socle-couverture est normal). On peut envisager qu'à cet endroit, l'influence de la faille masque l'effet de socle.



Légende des figurés Fig. 52.

Fig. 53. Coupe schématique des environs de La Grave : variation des densités plus nette au voisinage de la faille des Grandes Rousses (d'après carte géologique La Grave).

La superposition de la chaleur de friction et de l'effet de socle per-

mettrait d'expliquer d'autres faits :

- le resserrement des courbes d'isothermes ou d'isodensités au voisinage des contacts faillés socle-couverture.
- une température relativement élevée dans un échantillon proche du chevauchement du pic du Mas de La Grave (B70 ; $T_h = 170^\circ\text{C}$). Très localement, ce chevauchement a pu influencer les conditions thermodynamiques de cristallisation.

V.3.4. Nature et origine des pressions

Les pressions évaluées grâce aux inclusions fluides sont des pressions de fluides (P_f).

La pression des fluides lors de la cristallisation peut être reliée essentiellement à :

- la charge lithostatique et la pression hydrostatique, dans des conditions d'équilibre,
- la résistance de l'encaissant (caractéristique du terrain) et aux conditions de rupture, dans des conditions de déséquilibre.

Or, la formation des fentes et de leur remplissage est liée à la rupture de l'encaissant.

V.3.4.1. Première hypothèse : formation des fentes dans des conditions d'équilibre

Dans des conditions d'équilibre, la charge lithostatique (P_s) et la pression hydrostatique (P_h) interviennent seules. P_f est la pression de fluides, estimée grâce aux inclusions fluides. On aurait par exemple :

$$. P_f = P_s$$

Pour $P_f = 2.0 \text{ kb}$ et une densité de 2.7 pour les matériaux susjacentes, l'épaisseur de sédiments requise est d'environ 7.5 km. Or, nous avons vu (ch. I) que les séries sédimentaires sont peu épaisses (2000 m au maximum à Bourg-d'Oisans). En admettant même qu'elles aient été replissées plusieurs

fois puis érodées, on atteint difficilement une telle épaisseur. La charge lithostatique peut provenir également de nappes dont il ne resterait aucun vestige. Mais, selon Barbier (1948) et Bornuat (1962), l'avancée de nappes jusqu'à la région de Bourg-d'Oisans est très improbable.

$$. P_f = P_h$$

Dans ce cas, il faut admettre une tranche d'eau de plus de 20 km..., ce qui est impensable, même s'il s'agissait d'une nappe aquifère libre.

$$. P_f = P_s + P_h$$

Si l'on envisage une certaine épaisseur de terrains sous une mer, on obtient par exemple :

- 5 km de terrains sous 6.5 km d'eau
- 2 km de terrains sous 10.5 km d'eau.

Cette hypothèse est également très étonnante ; cependant, on ne peut envisager non plus une charge nulle.

V.3.4.2. Seconde hypothèse : formation des fentes dans des conditions de déséquilibre

De nombreux auteurs ont envisagé la possibilité de création de fentes naturelles par fracturation hydraulique (Hubbert et Willis, 1957 ; Haimson, 1977) ; d'autres ont effectué des essais de fracturation hydraulique (Secor, 1965 ; Masson, 1972). Il s'agit d'une fracturation de la roche causée par l'augmentation de la pression de fluide : la rupture fragile se produit lorsque la pression de fluide (P_f) dépasse la résistance du matériau.

Lockner et Byerlee (1977) ont mis en évidence l'influence de la vitesse d'injection du fluide :

- vitesse faible (fracturation d'un milieu plein d'eau) : cassure pour $\sigma_3 - P_f > 0$.
- vitesse forte (vraie fracturation hydraulique) : cassure pour $P_f = 2 \sigma_3$. Par exemple, $\sigma_3 = 1000 \text{ bars}$, $P_f = 2000 \text{ bars}$ (essai fait sur des grès).

Pour les fentes horizontales du synclinal de Bourg-d'Oisans, la pres-

sion du fluide Pf est estimée à 1.5 kb. σ_1 et σ_2 sont dans un plan horizontal ; σ_3 a une direction verticale et correspond à Ps + Ph (terrains + épaisseur d'eau). L'épaisseur des terrains est au plus égale à 2000 m (certainement très inférieure), d'où Ps = 0.54 kb pour une densité de 2.7. Pour obtenir $\sigma_3 = 0.75$ kb, il faut avoir Ph = 0.21 kb, soit au moins 2100 m d'eau. Il est difficile d'envisager une telle hauteur d'eau. Toutefois, nous n'avons qu'une estimation de la pression de fluide Pf et nous ne connaissons pas la résistance des matériaux (les essais en laboratoire sont le plus souvent effectués sans eau et nous n'utiliserons pas leurs résultats). En définitive, les valeurs de Pf et de σ_3 semblent assez compatibles avec la géologie régionale et un processus de fracturation hydraulique créant les fentes du synclinal de Bourg-d'Oisans est plausible.

La pression de fluide Pf est liée à la perméabilité du milieu, à la vitesse de l'écoulement du fluide dans la fente, mais aussi à la croissance cristalline. Phillips (1974) montre en effet que Pf peut être considérablement accrue du fait de la cristallisation dans une fente.

Il est possible d'envisager que des variations de la pression de fluide dans une fente proviennent du glissement de deux plans rugueux l'un contre l'autre. Si les "pointes" d'un plan sont face aux "pointes" de l'autre plan, la pression diminue dans la fente ; au contraire, si les "pointes" d'un plan sont face aux "creux" de l'autre plan, la pression peut augmenter considérablement dans la fente. Ce processus permettrait peut-être d'expliquer l'évolution discontinue de la pression lors de la croissance de quartz décrite par Mullis (1975).

Tous ces phénomènes conduisent à des élévations de Pf qui peut alors dépasser la charge et qui atteint une valeur maximale au moment de la rupture. De telles surpressions de fluides ont pu être "enregistrées" par les inclusions fluides, les Pf obtenues par l'étude des inclusions sont des valeurs minimales de la pression au moment de la rupture. Il n'est pas nécessaire que les surpressions soient de longue durée pour être ainsi "enregistrées" ; on sait que la croissance du quartz est un phénomène quasi instantané à l'échelle géologique. Quelques heures suffisent pour le remplissage d'une fente dont les lèvres s'ouvrent de quelques dizaines de microns (Regreny, 1975 ; Poty, comm. orale).

Les pressions élevées et relativement constantes sur l'ensemble de la région n'impliquent pas non plus une durée importante de surpression à l'échelle régionale. Elles sembleraient plutôt indiquer que le processus de création est le même pour toutes les fentes, au moins dans la zone étudiée.

V.3.5. Evolution du couple P-T dans le temps

Nous avons vu que la densité du fluide varie au cours du temps, ainsi que la salinité ; cela traduit une évolution du couple pression-température.

Les températures de formation obtenues jusqu'à présent ne sont pas "calées" avec précision par rapport aux "épisodes" de déformation. Elles seront toutes attribuées à l'"épisode" qui semble le plus important, c'est-à-dire E₂. Il en est de même pour les pressions. Nous n'avons aucune donnée sur l'évolution de la température de formation au cours du temps.

Il nous faut donc faire une hypothèse sur le sens de variation de l'un des deux facteurs P et T et voir comment varie l'autre facteur. Nous nous intéresseront d'abord à la variation de la pression, puis à celle de la température.

V.3.5.1. Influence d'une variation de pression sur l'évolution du couple P-T

Le premier "épisode" de déformation synschisteuse, E₂, se traduit par l'apparition d'une schistosité de flux, tandis que l'"épisode" E₃ est marqué par l'apparition d'une schistosité de pli-fracture et de dissolution.

La schistosité de flux, plus pénétrante, semble requérir des contraintes plus importantes que la schistosité de type pli-fracture et dissolution (Gratier et al., 1973). La pression de fluides semble donc décroître dans le temps, au moins entre les "épisodes" E₂ et E₃.

Prenons maintenant quelques exemples permettant de voir l'évolution des fluides dans le temps. Nous utiliserons les abaques de Lemlein et Klevstov (1961) (Fig. 54). La salinité du fluide permet de choisir l'abaque à utiliser pour chaque échantillon ; Th est la température d'homogénéisation

(les températures prises en compte sont supérieures à 150°C et nous ferons une extrapolation pour les valeurs inférieures) : ΔT est la différence entre les températures de formation et d'homogénéisation ; on en déduit la pression de formation.

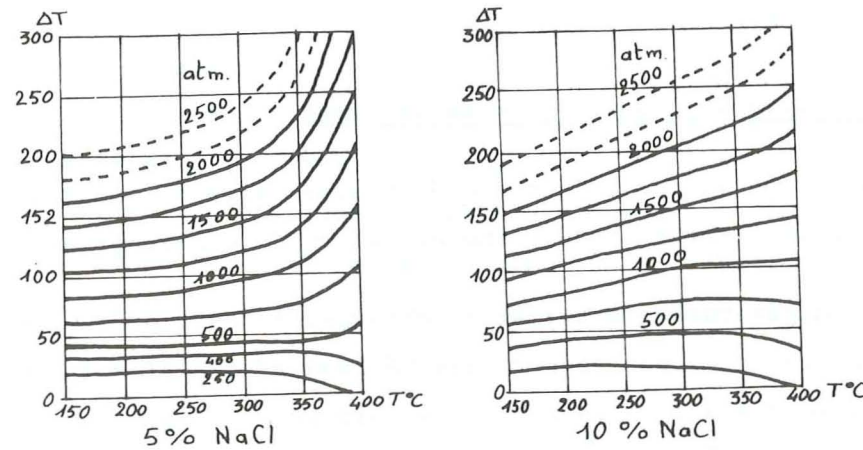


Fig. 54. Corrections à la pression des températures d'homogénéisation pour des solutions aqueuses (Lemlein et Klevtsov, 1961)

Les températures de formation connues sont attribuées, dans chaque cas, à l'échantillon le plus ancien ; on en déduit sa pression de formation (P) qui est considérée comme une valeur maximale de P de l'échantillon le plus récent ; avec la température d'homogénéisation (Th) de l'échantillon tardif, on obtient son ΔT maximal et sa température de formation (T) maximale.

- Cuculet (Fig. 47d)
 -
- éch. AI - fente F1 : début de l'"épisode" E_2 - 7.6 % NaCl (assimilés à 10%)
 - $Th = 170^\circ C$
 - $T = 350 \text{ à } 375^\circ C$ (Poty et al., 1973 et 1974)
 - $\Rightarrow \Delta T = 180 - 215^\circ C$
 - $\Rightarrow P = 2.4 - 2.6 \text{ kb.}$
- éch. A102 - fente F2 : "épisode" E_2 tardif - 5 % NaCl
 - $Th = 135^\circ C$
 - $P < 2.4 \text{ kb}$
 - $\Rightarrow \Delta T < 180^\circ C \Rightarrow T < 350^\circ C$
 - $\Rightarrow P_{F1} > P_{F2} \Rightarrow T_{F1} > T_{F2}$
- Route d'Oulles (Fig. 47a)
 -
- fentes F2 - "épisode" E_2 - 6 % NaCl (assimilés à 5 %)
 - $Th = 150^\circ C$
 - $P = 2 \text{ kb}$ (choisie arbitrairement)
 - $\Rightarrow \Delta T = 160^\circ C \Rightarrow T = 310^\circ C$

- fente F3 - "épisode" E_3 - 5 % p.eq. NaCl
 - $Th = 100^\circ C$
 - $P < 2 \text{ kb}$
 - $\Rightarrow \Delta T < 150^\circ C \Rightarrow T < 250^\circ C$
 - $\Rightarrow P_{F2} > P_{F3} \Rightarrow T_{F2} > T_{F3}$
- Route de Villard-Reculas : éch. B13 (Fig. 48a)
 -
- inclusions en "nuages" (I) - 5 % p.eq. NaCl
 - $Th = 165^\circ C$
 - $P = 2 \text{ kb}$ (arbitraire)
 - $\Rightarrow \Delta T = 165^\circ C \Rightarrow T = 330^\circ C$
- inclusions traduisant un étirement tardif (II) - 3.5 % p.eq. NaCl salinité assimilée à 5 % NaCl
 - $Th = 165^\circ C$
 - $P < 2 \text{ kb}$
 - $\Rightarrow T < 330^\circ C$
 - salinité assimilée à 0 % NaCl
 - $Th = 165^\circ C$
 - $P < 2 \text{ kb}$
 - $\Rightarrow T < 130^\circ C \Rightarrow T < 295^\circ C$
 - $\Rightarrow P_I > P_{II} \Rightarrow T_I > T_{II}$

Dans chacun des cas, on constate qu'une diminution de la pression de fluides dans le temps implique, corrélativement, une diminution de la température.

On pourrait également envisager une évolution inverse de la pression de fluides. La déformation de l'"épisode" E_3 (à schistosité de pli-fracture) semble plus cassante que celle de l'"épisode" E_2 (à schistosité de flux) ; la création des fentes de E_3 par fracturation hydraulique nécessiterait peut-être des pressions de fluides supérieures à celles provoquant l'ouverture des fentes de E_2 . Cette hypothèse est moins convaincante que la précédente. En effet, si la déformation E_2 est assez évoluée, au début de E_3 , pour que le clivage schisteux soit une discontinuité et non plus une simple anisotropie (stade initial), la porosité (s.l.) de la roche augmente entre E_2 et E_3 . Nous n'étudierons que l'exemple de Cuculet :

- fente F1
 - $\left\{ \begin{array}{l} T = 350 - 375^\circ C \\ P = 2.4 - 2.6 \text{ kb} \end{array} \right.$

- fente F2

$$\left. \begin{array}{l} Th = 135^{\circ}C \\ P = 2.6 \text{ kb} \end{array} \right\} \Rightarrow \Delta T > 260^{\circ}C \Rightarrow T > 395^{\circ}C$$

$$\Rightarrow P_{F1} < P_{F2} \Rightarrow T_{F1} > T_{F2}$$

Nous voyons qu'une augmentation de la pression dans le temps implique-rait, elle aussi, une diminution de la température.

V.3.5.2. Influence d'une variation de la température sur l'évolution du couple P-T

Divers auteurs s'accordent sur le fait que le métamorphisme affectant la région est probablement monphasé et d'âge post-priabonien (Aprahamian, 1974 ; Bocquet, 1974).

D'autre part, l'"épisode" de déformation le plus important est l'"épisode" E₂ et il semble logique de le corréler à l'épisode métamorphique post-priabonien.

Dans cette optique, on ne peut envisager qu'une diminution de température entre E₂ et E₃. Reprenons l'exemple de Cuculet :

- fente F1

$$\left\{ \begin{array}{l} T = 350 - 375^{\circ}C \\ P = 2.4 - 2.6 \text{ kb} \end{array} \right.$$

- fente 2

$$\left\{ \begin{array}{l} Th = 135^{\circ}C \\ T < 350^{\circ}C \end{array} \right\} \Rightarrow \Delta T < 215^{\circ}C \Rightarrow P < 2.6 \text{ kb} !$$

Cet exemple ne permet pas d'estimer la variation de la pression. Les autres exemples montreraient de même que l'on ne peut rien déduire d'une baisse de température sans la quantifier, ce que nous ne pouvons faire ici.

Une augmentation de la température dans le temps est difficilement envisageable dans le cas présent et nous ne l'étudierons pas.

V.4. CONCLUSION

Compte tenu des données géologiques régionales, l'hypothèse la plus vraisemblable, en ce qui concerne l'évolution du couple P-T, est celle d'une diminution des deux termes pression et température.

Les températures et les pressions données dans la littérature ou dans ce mémoire sont attribuées à l'"épisode" E₂ ; les valeurs citées dans les chapitres précédents sont regroupées dans le tableau ci-dessous.

Lieu	Type d'échantillon	T (°C)	P (kbars)	Méthodes utilisées	Références
La Gardette	fentes alpines (couverture)	≈ 280	≈ 1.4	microthermométrie + gradient géothermique 50°C/km	Poty, 1969
Bourg-d'Oisans	fentes alpines (couverture)	260 à 360	≈ 1.8 à 2.6	microthermométrie + gradient géothermique	Gratier et al., 1973
Massif du Pelvoux	fentes alpines (socle)	200 < T < 400	< 4	laumontite-prehnite + données de Liou, 1970 et 1971	Le Fort, 1973
Massif du Pelvoux	?	limite supérieure : 345°C / 2.5 kb 370°C / 7 kb		pumpellyite-prehnite + données de Winkler, 1976	Salot, 1973
Alpe d'Huez	fentes alpines (socle)	≈ 335	≈ 1.7	microthermométrie + rapport K/Na des fluides du quartz (d'après Orville, 1963)	Poty et al., 1973 et 1974
Rampe des Commères		380 - 375	2.3 - 2.5		
Le Chambon et La Grave	couverture	épizone		paragonite	Aprahamian, 1974
Col du Lautaret		épizone		cristallinité des illites	
		anchizone			
Col de l'Épaisseur	fente alpine (couverture)	210 - 240	2.0 - 2.3	microthermométrie + K/Na (une analyse CRPG, 1977) (d'après Lagache et W., 1977)	échantillon D 249
Trois Evéchés	fente alpine (couverture)	255 - 260	≈ 1.9	microthermométrie + fusion de cubes de sel inclus	échantillon D 269

La pression de fluide, estimée à environ 2 kb au cours de la présente étude, semble très élevée en regard de la charge lithostatique envisageable ; l'épaisseur de la couverture sédimentaire est souvent très inférieure à 2000 m et des redoublements sont très probables. On peut invoquer des surpressions de fluides au moment de la rupture des roches ; les fentes seraient alors créées par un phénomène de type fracturation hydraulique.

Les valeurs retenues pour l'"épisode" E_2 sont les suivantes et sont un maximum pour l'"épisode" E_3 :

$$P \approx 2 \text{ kb} \quad \left\{ \begin{array}{l} T \approx 350^\circ\text{C} \text{ près du socle} \\ T \approx 250^\circ\text{C} \text{ près du flysch des Aiguilles d'Arves.} \end{array} \right.$$

CONCLUSIONS GENERALES

Le but de cette étude était d'approcher les conditions thermodynamiques d'apparition et d'évolution d'une déformation, par l'étude microthermométrique des inclusions fluides de cristaux syncinématiques. Les fluides inclus ont été considérés comme des marqueurs des conditions de la déformation.

Les points acquis au cours de ce travail, corroborant le plus souvent des données antérieures, sont les suivantes :

- diminution de la salinité du fluide lorsque la distance au socle, et surtout au Trias, croît, et localisation des fluides à CO_2 au voisinage du chevauchement de la Meije.
- diminution des températures d'homogénéisations et accroissement des densités de fluides lorsqu'on s'éloigne du socle.
- compte tenu des températures de formation obtenues dans la littérature ou au cours de cette étude et attribuées à l'"épisode" E_2 , le modèle thermodynamique le plus vraisemblable est un "effet de socle" (effet thermique) à pression relativement constante dans la région étudiée :

$$P \approx 2 \text{ kb} \quad \left\{ \begin{array}{l} T \approx 350^\circ\text{C} \text{ au voisinage du socle} \\ T \approx 250^\circ\text{C} \text{ près du flysch des Aiguilles d'Arves} \end{array} \right.$$

- continuité dans la suite des déformations et l'apparition de marqueurs tels que les fentes, de l'"épisode" E_2 à l'"épisode" E_3 . Il en est de même de la diminution de la salinité, de la teneur en CO_2 et des températures d'homogénéisation.
- évolution du couple P-T la plus compatible avec la géologie régionale : diminution dans le temps des deux termes pression et température. Le couple P-T de l'"épisode" E_3 est donc au maximum égal à celui de l'"épisode" E_2 ; on ne dispose pas actuellement de températures de formation pour l'"épisode" E_3 .
- pressions de fluides, estimées à environ 2 kb pour l'"épisode" E_2 , relativement élevées compte tenu du cadre géologique (couverture sédimentaire d'une

épaisseur inférieure à 2000 m, avec des redoublements probables). La charge lithostatique semble insuffisante pour expliquer les pressions de fluides et on peut invoquer, au moment de la rupture des roches et de la formation des fentes, des surpressions de fluides conduisant à un processus de type "fracturation hydraulique".

Cependant, les données quantitatives restent peu nombreuses et un certain nombre de difficultés ont été rencontrées :

- l'établissement d'une chronologie pour des marqueurs de la déformation tels que les fentes est parfois difficile, voire impossible à l'affleurement. D'autre part, la continuité dans la suite des déformations suggérerait la possibilité d'un "épisode" thermodynamique unique, sans variation de P et T entre E_2 et E_3 ; plusieurs échantillons non "calés tectoniquement" ont été prélevés et pris en compte.
- les fluides ont été considérés a priori comme des marqueurs des conditions de la déformation. Les inclusions manifestement décrépitées ou à parois très microfissurées n'ont pas été mesurées, mais aucune autre précaution n'a été prise concernant les déformations intracrystallines et leurs répercussions à l'échelle des inclusions. Or, il s'avère que le remplissage des fentes est assez complexe, accompagné de recristallisations et d'une déformation continue des premiers cristaux de ce remplissage.
- l'échantillonnage, enfin, a été davantage orienté vers la recherche du quartz que vers celle de paragenèses permettant de faire de la géothermométrie ; et la microthermométrie ne donne qu'une valeur minimale de la température de formation et une relation entre P et T.

En conclusion, pour obtenir davantage de précisions, particulièrement dans le domaine des valeurs de P et T, un certain nombre d'études préliminaires sont peut-être nécessaires avant une application à un problème régional :

- étude de quelques affleurements de géométrie simple avec une chronologie des fentes nette et des relations précises des fentes et de leur remplissage avec la déformation.
- choix, dans un premier temps, de fentes et de cristaux peu ou pas déformés : cristaux géodiques par exemple. Par ailleurs, ce type de cristallisation présente généralement des inclusions d'origine "sûre" : fantômes d'accroissement, microfissures cicatrisées.

- essais de déformations, en laboratoire, de cristaux peu ou pas déformés et étude de leurs répercussions à l'échelle des inclusions.
- utilisation systématique sur quelques affleurements de géothermomètres : rapport K/Na de la phase fluide de quartz en équilibre avec deux feldspaths, rapport isotopique de l'oxygène (ou du soufre pour les minéraux sulfurés).
- enfin, élargissement de l'étude microthermométrique à des échantillons plus déformés, à des minéraux xénomorphes sans fantômes d'accroissement, en corrélation avec celle des processus de recristallisations dues à la tectonique.

A N N E X E

Les résultats obtenus au cours de la présente étude seront présentés de deux façons :

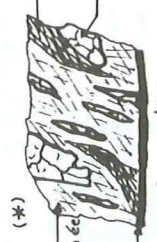
- un tableau récapitulatif des principaux résultats, les échantillons étant classés par ordre numérique
- un fichier où ils sont classés autant que possible par situation géographique, d'Ouest en Est. Les fiches sont faites sur le modèle suivant :

N° échantillon	.Lieu de prélèvement (Fig.2)	Coordonnées Lambert
.Encaissant .Type de fente et attribution à l'un des groupes (F1, F2, F3) (Fig. 6)		
.Minéraux de la veine (Fig. 23)		
Remarques et éventuellement dessin de l'échantillon (* indique qu'il s'agit d'une lame épaisse)		
. Nombre d'inclusions étudiées Un même figuré sur les histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisation (Th) et, éventuellement, des températures de fusion (TF), correspond aux inclusions d'un même cristal, ou contenant le même fluide. (□ cristal 1; ■ cristal 2 ou □ salinité faible; ■ salinité élevée). ○ formes et □ type de ré- partition des inclusions		
Résultats de l'étude microtermométrique (Fig. 49, 50, 51) nbre d'inclusions TF °C nbre d'inclusions Th °C		

Tableau récapitulatif des principaux résultats

N° éch.	Type de fente	Minér. sauf Q et Cc	T _F °C (pic ou moy.)	% NaCl	moles % CO ₂	T _H °C (pic)	d	Voir fiche page	N° éch.	Type de fente	Minér. sauf Q et Cc	T _F °C (pic ou moy.)	% NaCl	moles % CO ₂	T _H °C (pic)	d	Voir fiche page
A I	F1	-	-5	7.6	-	175	0.91	103	B41	F1.C	-	-3.2	5.5	-	185	0.89	105
A II	F3	-	-2.5	4.5	-	150	0.92	103		" . E	-	-4	6	-	200	0.88	"
A III	F3	Ab. Chl	-2	3.5	-	150	0.92	103	B42	F1	-	-3	5	-	165	0.91	105
A101	F2	-	-2.5	4.5	-	170	0.91	103	B43	F2	-	-3	5	-	170	0.91	105
	F3	-	"	"	-	140	0.93	"	B53	?	Ab. Ms. Chl. Ank.	-2	3.5	-	130	0.94	106
A102	F2	-	-3	5.2	-	145	0.93	104	B54	?	Ank.	-2	3.5	-	155	0.92	106
A103	?	-	-3.6	6	-	155	0.92	104	B55	F3	-	-1.5	3	-	150	0.92	106
B3	F2	-	-2.7	5	-	150	0.92	99	B56	F1	-	-2.5	4.5	-	170	0.91	106
B4	F2	-	-3.5	5.8	-	155	0.92	99	B57	F2	-	-2.5	4.5	-	155	0.92	107
B5	F2	-	-3	5	-	155	0.92	99	B58	F2	-	-2.5	4.5	-	160	0.92	107
B8	F3	-	-3	5	-	130	0.94	99	B59	F3	-	-2	3.5	-	135	0.93	107
	F3t	-	-2	3.5	-	100	0.96	"	B60	?	-	-2.2	4	-	170	0.91	107
B9	F2	-	-2.5	4.5	(≤ 2 incl.)	155	0.92	100	B61	F3	-	-2	3.5	-	145	0.93	108
B11	F3.QI	-	-2.5	4.5	-	135	0.95	100	B62	?	-	-2	3.5	(≤ 2 incl.)	135	0.93	108
	.QII	-	-1.5	2.5	-	135	0.95	"	B63	F3	-	-2	3.5	(≤ 2 (4 incl.)	135	0.93	108
	" . CcII	-	-1.5	2.5	-	125	0.94	"	B66	?	-	-2	3.5	-	130	0.94	108
B12	F2	-	-2	3.5	-	140	0.93	100	B67	F2	-	-4.8	7	-	175	0.90	114
B13	F2.I	-	-2.8	5	-	155	0.92	101	B68	?	-	-2.2	4	-	130	0.94	114
	" . II	-	-3	5	-	160	0.92	"	B69	F2	-	-3	5	-	160	0.92	114
B14	F3t	-	-2.8	5	-	145	0.93	101	B70	F3	Ank.	-3.8	6	-	130	0.94	114
B15	F3	-	-3.5	5.8	-	160	0.92	101	B72	?	-	-2	3.5	-	140	0.93	115
B16	F3	-	-2.5	4.5	-	155	0.92	101	B75	F3	-	-2	3.5	-	135	0.93	102
B17	F2	-	-10	13.5	-	180	0.90	102	B77	F3	-	-2	3.5	-	140	0.93	102
B23	F1	-	-3	5	3.7	190	0.89	109	B81	F3	-	-2.5	4.5	-	140	0.93	102
B24	F3	-	-2.2	4	2.9	155	0.92	109	B83	F2	Ab.	-2.5	4.5	-	190	0.89	116
B25	A.F2t	-	-2.2	4	3.5	175	0.90	109	D194	?	-	-3	5	-	130	0.94	115
	B.F2	-	-2.2	4	2.5	190	0.89	"	D224	F3	-	-3	5	-	135	0.93	115
B26	F1	-	-2	3.5	4.5	195	0.88	110	D229	F2	-	-6	9	-	165	0.92	116
B27	A.F2	-	-2	3.5	2.8	200	0.88	110	D248	F2	Baryt.	-1	2	<2	115	0.95	117
	B.F2t	-	-1.5	3	2.7	195	0.88	"		"	"	-18	21.2	-	120	0.95	"
B28	F1	-	-3.5	5.8	?	195	0.88	110	D249	F2	Ank. Ab. Chl. Ms.	-2	3.5	<2	120	0.94	117
B30	F3	-	?	?	<2	110	0.95	111		"	"	-23	20	-	110	0.95	"
B31	F3	-	-1	2	-	110	0.95	111	D269	F2t	Dol.	-19	35	-	110	?	117
B32	F3	-	-2	3.5	<2	115	0.95	111		ou F3	Ank. Ab. Pyrite	-17	20	-	120	0.95	"
B33	F2	-	-1	2	<2	105	0.95	111				-3	5	-	135	0.93	"
B34	F2	-	-4	6.5	-	140	0.93	112				-2	3.5	-	110	0.95	"
B35	F2	-	-3	5	3.0	180	0.90	112	D275	F2	MicaChl	-5.8	7.5	-	195	0.87	113
B36	F2	-	-2.5	4.5	2.9	175	0.90	112	D332	F3	-	-1.5	3	-	130	0.94	116
B37	F3	-	-3.6	6	-	165	0.91	112	D343	F2	-	-4.2	6.5	-	155	0.92	115
B38	F2	-	-2.5	4.5	4.1	175	0.90	113	D356	1.F2	-	-3	5	-	180	0.90	116
B39	F3	-	-3	5	-	155	0.92	113		2.F3	-	-2	3.5	-	165	0.91	"
B40	F1.C	-	-2.5	4.5	-	175	0.90	105	D595	F3	-	-2	3.5	-	155	0.92	104
	" . E	-	-2.5	4.5	-	180	0.90	"	D597	F2	Dol.	-4.2	6.5	-	190	0.89	104

Q = quartz, Cc = Calcite, I = inclusions en "nuages", II = inclusions de microfissures isolées, C = cœur, E = éponte, t = tardif.

B3	Route d'Oulles	Lias moyen calcaire	Fente parallèle à la stratification (inter S ₀) ⇒ F1 ou F2	Calcite - Quartz (*)  Calcite première formée Eponte de la veine Fente d'environ 5 cm d'épaisseur. 25 inclusions étudiées dans un cristal T_F = -3 à -2,5 °C → 5 % p.eq. NaCl T_H(pic) = 150 °C → d = 0.92	X = 888.100 Y = 314.400 Z = 1.100
	Route d'Oulles	Lias moyen calcaire	Fente intermicrolithon (inter S ₂) ⇒ F2	Calcite - Quartz (*) Quartz (C2 et Q sont liés à l'étiement et au boudinage du remplissage initial de Cc) Le Q est contemporain de l'épisode "1" et les mesures seront attribuées au groupe de fentes F2. 25 inclusions étudiées dans un cristal T_F = -3 à -2,5 °C → 5 % p.eq. NaCl T_H(pic) = 150 °C → d = 0.92	X = 888.100 Y = 314.400 Z = 1.100
B4	Route d'Oulles	Lias moyen calcaire	Fente intermicrolithon (inter S ₂) ⇒ F2	Calcite - Quartz (*) Quartz (C2 et Q sont liés à l'étiement et au boudinage du remplissage initial de Cc) Le Q est contemporain de l'épisode "1" et les mesures seront attribuées au groupe de fentes F2. 25 inclusions étudiées dans un cristal T_F = -3 à -2,5 °C → 5 % p.eq. NaCl T_H(pic) = 150 °C → d = 0.92	X = 888.100 Y = 314.400 Z = 1.100
B5	Route d'Oulles	Lias moyen calcaire	Fente intermicrolithon (inter S ₂) ⇒ F2	Calcite - Quartz (*) Quartz (C2 et Q sont liés à l'étiement et au boudinage du remplissage initial de Cc) Le Q est contemporain de l'épisode "1" et les mesures seront attribuées au groupe de fentes F2. 25 inclusions étudiées dans un cristal T_F = -3 à -2,5 °C → 5 % p.eq. NaCl T_H(pic) = 150 °C → d = 0.92	X = 888.100 Y = 314.400 Z = 1.100
B8	Route d'Oulles	Lias moyen calcaire	Fente intermicrolithon (inter S ₂) ⇒ F2	Calcite - Quartz (*) Quartz (C2 et Q sont liés à l'étiement et au boudinage du remplissage initial de Cc) Le Q est contemporain de l'épisode "1" et les mesures seront attribuées au groupe de fentes F2. 25 inclusions étudiées dans un cristal T_F = -3 à -2,5 °C → 5 % p.eq. NaCl T_H(pic) = 150 °C → d = 0.92	X = 888.100 Y = 314.400 Z = 1.100

B 9 .Route d'Oulles (La Poute) X= 888.550 Y= 314.150 Z= 800

.Lias inférieur .Fente intermicrolithon (inter S₂) ⇒ F2

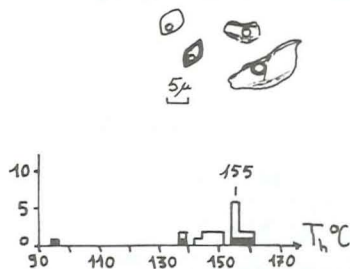
.Calcite .Quartz

Quartz et calcite sont très déformés et mêlés en agrégats.

.20 inclusions dans deux cristaux

$T_f = -2.5 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 4.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_{h(\text{pic})} = 155^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$

$T_f = +1^\circ\text{C}$
 $T_h = 96.5^\circ\text{C}$



B 12 .Route de Villard-Reymond X= 888.250 Y= 310.600 Z= 1.280

.Lias moyen calcaire .Fente inter S₀, plissée par glissement sur les plans S₂ à la charnière d'un pli P₂ ⇒ F1-F2

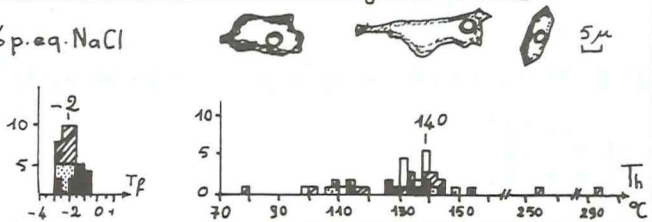
.Calcite .Quartz

calcite remplissage primaire
 (*) quartz remplissage secondaire lié au boudinage du remplissage calcitique initial ⇒ F2
 Filonnets schisteux souvent parallèles aux épontes

.39 inclusions dans quatre cristaux du remplissage secondaire

$T_f = -2 \pm 0.5^\circ\text{C} \rightarrow 3.5\% \text{ p.e. NaCl}$

$T_{h(\text{pic})} = 140^\circ\text{C}$
 $\rightarrow d = 0.93$

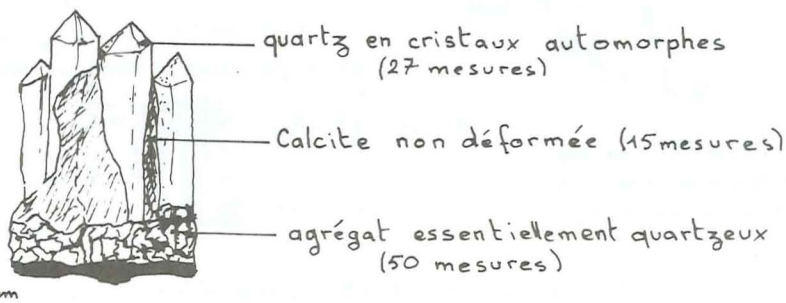


B 11 .Villaret

X= 887.300 Y= 311.550 Z= 1.020

.Lias supérieur .Diacrase horizontale tardive ⇒ F3

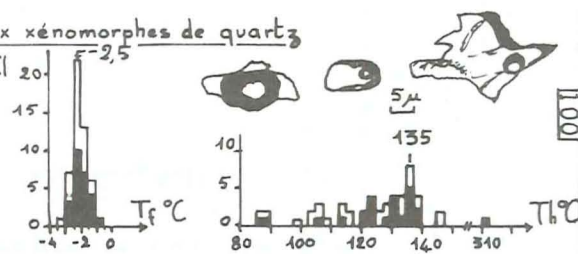
.Calcite .Quartz



.50 inclusions dans deux cristaux xénomorphes de quartz

$T_f = -2.5 \pm 0.5^\circ\text{C} \rightarrow 4.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_{h(\text{pic})} = 135^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.95$

$T_h = 310.5^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.72$



.27 inclusions dans un cristal automorphe de quartz

3 familles homogènes d'inclusions
 $T_f = -1.5 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 2.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_h = 128.5 \times 1 - 130 \times 1 - 132 \times 3 - 132.5 \times 3 \rightarrow d = 0.95$

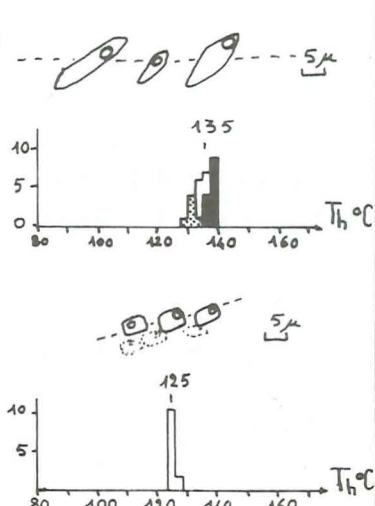
$T_f = -2.2 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 3.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_h = 137 \times 4 - 137.5 \times 5 - 138 \times 4 \rightarrow d = 0.95$

$T_f = -1.5 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 2.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_h = 134.5 \times 3 - 135.5 \times 3 \rightarrow d = 0.95$

.15 inclusions dans un cristal de calcite

1 famille homogène d'inclusions secondaires

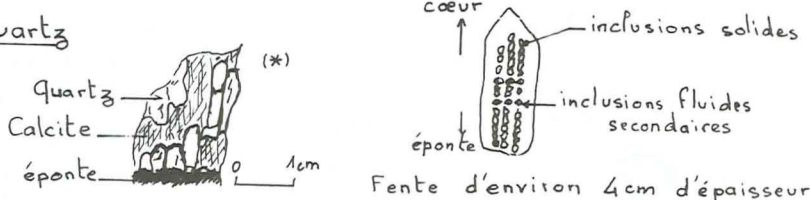
$T_f = 1.5 \pm 0.1^\circ\text{C} \rightarrow 2.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_h = 126.7 \pm 0.1^\circ\text{C} \times 10 - 128.6 \pm 0.1^\circ\text{C} \times 2$
 $\rightarrow d = 0.94$



B 13 .Route de Villard-Reculas X= 892.150 Y= 315.550 Z= 1.510

.Lias inférieur .Fente interboudin ⇒ F2

.Calcite .Quartz



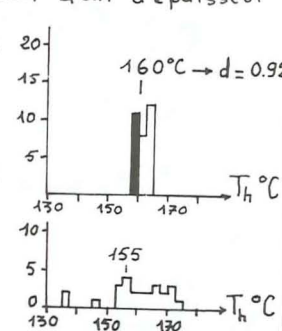
.31 inclusions secondaires de deux fissures d'un cristal

T_f très homogène
 $T_f = -3.0 \pm 0.1^\circ\text{C} \rightarrow 5\% \text{ p.e. NaCl}$

$T_h = 158.3 \times 3 - 158.4 \times 5 - 158.5 \times 2^\circ\text{C}$
 $T_h = 161.9 \times 3 - 161.5 \times 2 - 162.4 \times 3 - 162.6 \times 2 - 162.8 \times 4 - 162.9 \times 2 - 163.0 \times 4^\circ\text{C}$

.25 inclusions dans un cristal:

T_f très homogène. $T_f = -2.8 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_{h(\text{pic})} = 155^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$

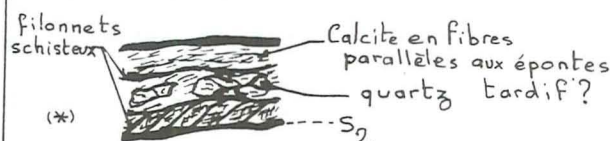


B 14 .Route de Villard-Reculas

X= 892.050 Y= 315.550 Z= 1.520

.Lias inférieur .Fente intermicrolithon (inter S₂) reprise par S₃ ⇒ F2 ou F3

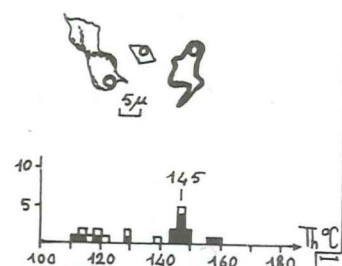
.Calcite .Quartz



.21 inclusions dans deux cristaux

T_f très homogène dans les deux cristaux
 $T_f = -3.0 \pm 2.5^\circ\text{C} \rightarrow 5\% \text{ NaCl}$

$T_{h(\text{pic})} = 145^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.93$



B 15 .Route de Villard-Reculas X= 892.050 Y= 315.550 Z= 1.520

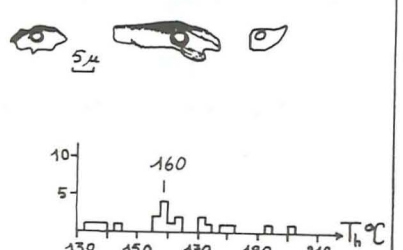
.Lias inférieur .Jonction d'une fente inter S₂ et d'une fente inter S₃ ⇒ F2 ou F3

.Calcite .Quartz

- Quartz précoce en agrégats, mêlé à calcite 1 déformée
 - Calcite 2, limpide non déformée.

.20 inclusions étudiées dans un cristal

T_f très homogène
 $T_f = -3.5 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 5.8\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_{h(\text{pic})} = 160^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.91$

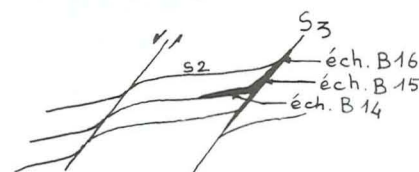


B 16 .Route de Villard-Reculas

X= 892.050 Y= 315.550 Z= 1.520

.Lias inférieur .Fente intermicrolithon tardive (inter S₃) ⇒ F3

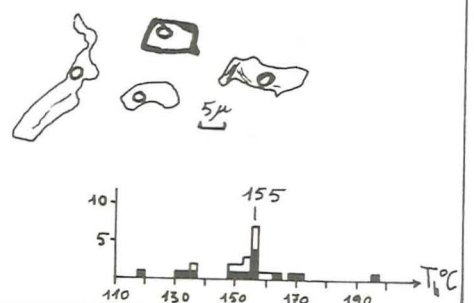
.Calcite .Quartz

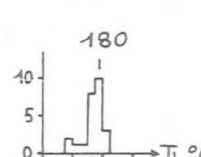
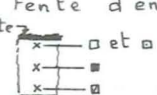
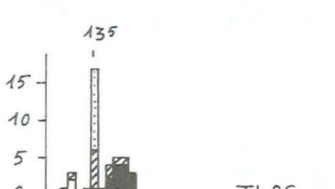


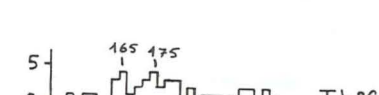
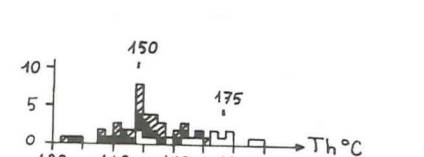
L'ouverture de S₃ et le glissement le long de S₃ sont sans doute à l'origine de l'ouverture et du remplissage de S₂; dans le temps, la succession est: B16 - B15 et B14.

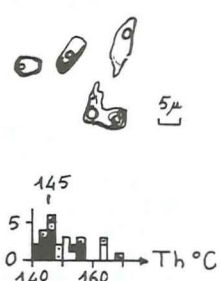
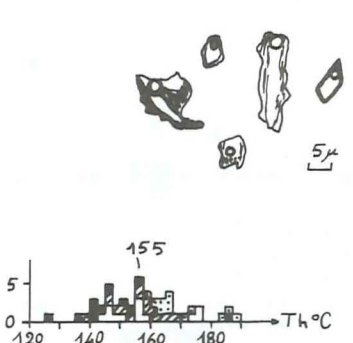
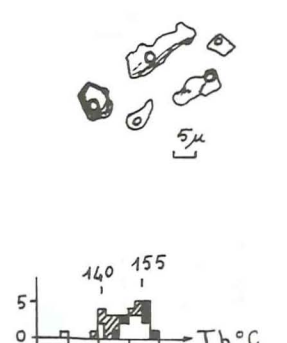
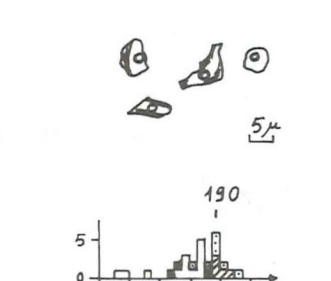
.25 inclusions dans deux cristaux

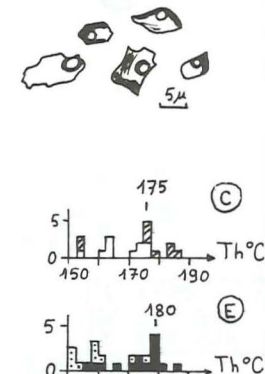
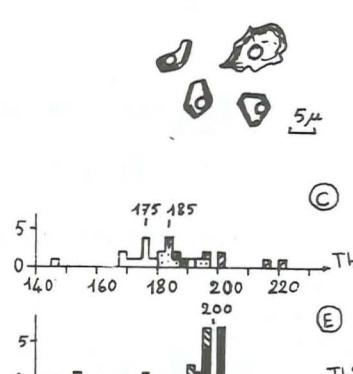
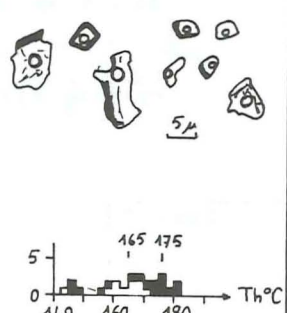
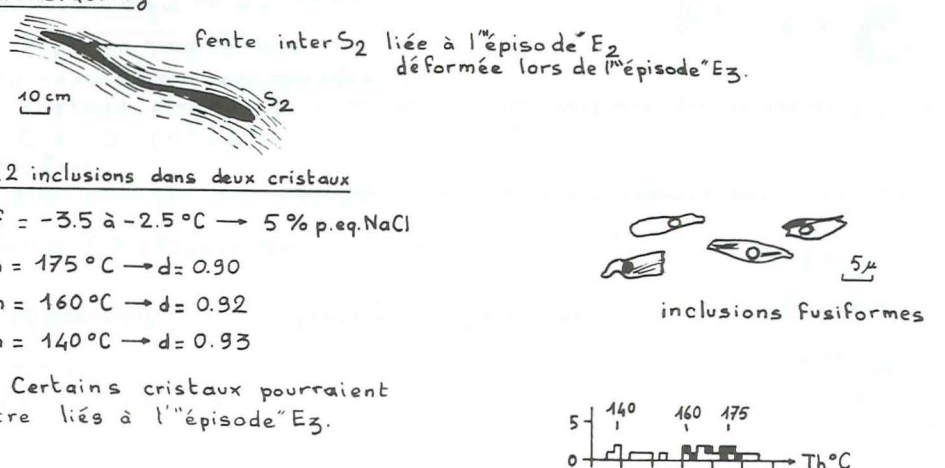
T_f très homogène
 $T_f = -2.5 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 4.5\% \text{ p.e. NaCl}$
 $T_{h(\text{pic})} = 155^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$

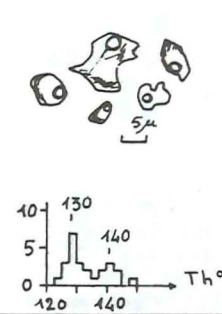
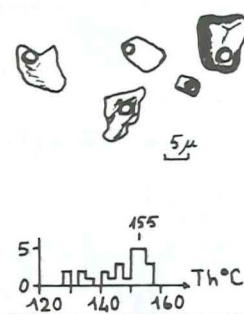
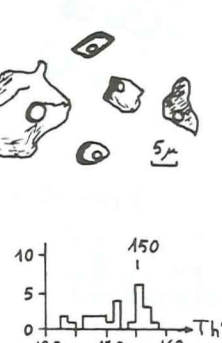
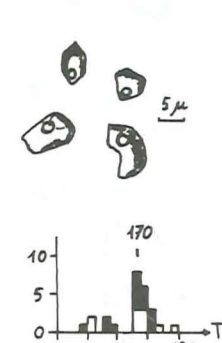


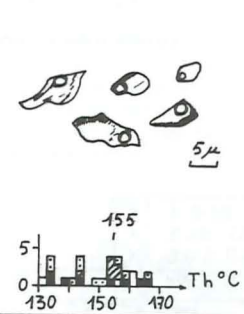
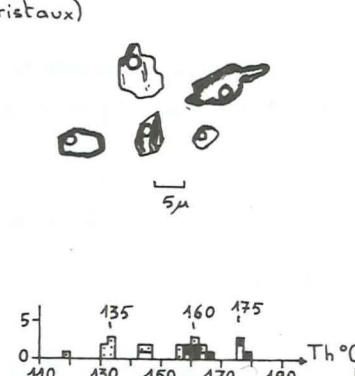
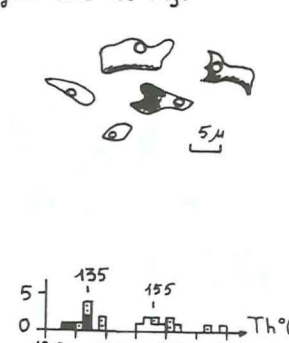
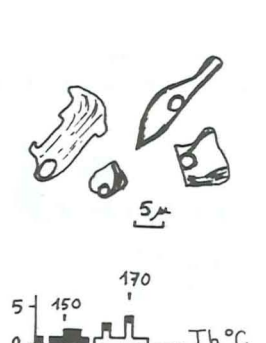
B 17 .Route d'Huez X=882.400 Y=314.700 Z=1.140 .Socle .Filon parallèle à un décrochement $\frac{50}{46}$ → F2 .Quartz Filon de quartz de plusieurs mètres de puissance. Quartz en agrégats et cristaux automorphes pluricentimétriques. Mesures faites sur les quartz xénomorphes des agrégats. .25 inclusions étudiées dans un cristal 5μ  Tf homogène Tf = -10.5 à -9.5 °C → 13.5 % p.eq. NaCl Th(pic) = 180 °C → 0.90 	B 75 .Pont des Oulles X=887.100 Y=310.400 Z=1.065 .Lias supérieur .Diacalse horizontale tardive → F3 .Calcite. Quartz Quartz et calcite en gros cristaux (2 à 4 cm). .17 inclusions dans un cristal Tf très homogène Tf = -2.0 ± 0.1 °C → 3.5 % p.eq. NaCl Th(pic) = 135 °C → d = 0.93 Th = 105 °C → d = 0.96  
B 77 .Tête des Filons X=888.300 Y=308.200 Z=2.395 .Lias moyen calcaire .Diacalse horizontale tardive → F3 .Calcite. Quartz Fente d'environ 8 cm d'épaisseur épointée  et  .39 inclusions dans trois cristaux Tf = -2.3 à -2.2 °C → 3.5 % p.eq. NaCl □, ■ : inclusions en "nuages" Th(pic) = 135 °C → d = 0.93 Th □ inclusions d'une microfissure (même salinité) Th = 134.5 × 1 - 134.6 × 4 - 136.8 × 4 - 136.9 × 1 °C → d = 0.93 	B 81 .La Paute X=888.350 Y=313.820 Z=850 .Lias moyen calcaire .Diacalse horizontale tardive → F3 .Calcite. Quartz Quartz en cristaux automorphes : "fibres" cristallines de 5 à 6 cm Fente de 20 cm d'épaisseur environ, non ouverte. Quartz et calcite mêlés .10 inclusions dans un cristal Tf = -2.5 ± 0.1 °C → 4.5 % p.eq. NaCl Th(pic) = 140 °C → d = 0.93 

A I .Cuculet X=900.400 Y=310.500 Z=1.540 .Lias moyen-supérieur .Fente boudinée → F1 ? .Calcite. Quartz Cristaux très tectonisés. Nombreuses inclusions "vides" dessinant des réseaux à maille lâche  .42 inclusions dans six cristaux Tf = -5.5 à -4.5 °C → 7.6 % p.eq. NaCl Th(pic) = 175 °C → d = 0.91 Th = 165 °C → d = 0.91 Th = 145 °C → d = 0.93 Th = 210 °C → d = 0.86 	A II .La Grande Sure X=903.200 Y=308.800 Z=2.320 .Lias supérieur .Fente tardive non différenciée → F3 .Calcite. Quartz Quartz assez limpide. Calcite en gros cristaux (1 à 2 cm) subautomorphes. .50 inclusions dans deux cristaux Tf = -3.0 à -2.0 °C → 4.5 % p.eq. NaCl Th(pic) = 150 °C → d = 0.92 (□) 155 °C → d = 0.92 (■) Th = 115 °C → d = 0.95 Th = 190 °C → d = 0.89  
A III .La Grande Sure X=903.200 Y=308.800 Z=2.320 .Lias supérieur .Fente tardive non différenciée → F3 .Quartz. Albite BT. Chlorite (faible quantité) Fissure ouverte. Aux épontes, agrégats cristallins très riches en quartz. Au cœur, cristaux automorphes (2 à 4 mm); albite prépondérante. .50 mesures dans trois cristaux Tf = -2.5 à -1.5 °C → 3.5 % p.eq. NaCl Th(pic) = 150 °C → d = 0.92 Th = 125 °C → d = 0.94 Th = 175 °C → d = 0.90  	A 101 .Cuculet X=900.300 Y=310.700 Z=1.500 .Lias moyen supérieur .Fente F2 non différenciée reprise par E3 → F2 ou F3 .Calcite. Quartz Des grandes plages de calcite séparées par du quartz laiteux à semilimpide. Plusieurs générations de quartz sont sans doute présentes. .50 inclusions dans quatre cristaux Tf = -3 à -2 °C → 4.5 % p.eq. NaCl Th(pic) = 140 °C → d = 0.93 (E3 ?) Th = 170 °C → d = 0.91 (E2 ?) Th = 120 °C → d = 0.94 Th = 185 °C → d = 0.89  

A102 .Cuculet X= 900.400 Y= 310.700 Z= 1.590 .Lias moyen-supérieur .Fente intermicrolithon (inter-S₂) ⇒ F2 .Calcite. Quartz Quartz postérieur à la calcite . 26 inclusions dans cinq cristaux TF = -3.5 à -3.0 °C → 5.2 % p.eq. NaCl Th (pic) = 145 °C → d= 0.93 Th = 170 °C → d= 0.91 	A103 .Cuculet X= 900.600 Y= 310.600 Z= 1.680 .Lias moyen-supérieur .Fente non différenciée .Calcite. Quartz Quartz et calcite en cristaux subautomorphes peu déformés ⇒ fente F3 ?? . 50 inclusions dans quatre cristaux TF = -4.2 à -3.0 °C → ≈ 6 % p.eq. NaCl Th (pic) = 155 °C → d= 0.92 Th = 125 °C → d= 0.94 Th = 145 °C → d= 0.93 Th = 185 °C → d= 0.89 
D 595 .Echine de Praouat X= 902.700 Y= 320.800 Z= 2.280 .Jurassique moyen calcaire .Fente parallèle à S₀ ⇒ F1 ou F3 ? . Quartz Quartz en cristaux non déformés à terminaisons géodiques. Il s'agit sans doute d'une fente tardive F3 présentant à l'affleurement une position de fente F1. . 30 inclusions dans trois cristaux TF = -2.5 à -1.7 °C → ≈ 3.5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 155 °C → d= 0.92 Th = 130 °C → d= 0.94 Th = 140 °C → d= 0.93 	D 597 .Ouest de l'Echine de Praouat X= 901.550 Y= 321.000 Z= 2.130 .Trias .Fente F2 . Calcite. Quartz. Dolomite Fente liée à l'étirement de l'"épisode" E₂. Quartz en fibres parallèles à l'étirement 2. . 29 inclusions dans quatre cristaux TF = -4.5 à -4 °C → ≈ 6.5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 190 °C → d= 0.90 Th = 160 °C → d= 0.92 

B40 .Echine de Praouat (Sud) X= 901.550 Y= 319.450 Z= 1.760 .Palénien schisteux .Fente parallèle à la stratification S₀ ⇒ F1 .Calcite. Quartz Fente boudinée de 15 à 20 cm d'épaisseur. Quartz postérieur à la calcite. . 44 inclusions dans quatre cristaux ©. Cœur de la veine : cristallisations tardives TF = -3 à -2 °C → 4.5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 175 °C → d= 0.90 Th = 155 °C → d= 0.92 ⑤. Eponte de la veine : cristallisations précoces TF = -3 à -2 °C → 4.5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 180 °C → d= 0.90 Th = 160 °C → d= 0.92 	B41 .Le Perron X= 901.200 Y= 318.600 Z= 1.700 .Palénien schisteux .Fente boudinée parallèle à S₀-S₂ ⇒ F1 .Calcite. Quartz Fente d'environ 20 cm d'épaisseur. Calcite précoce, très abondante aux épontes et déformée (calcite "sale" en lames épaisses). . 46 inclusions dans cinq cristaux ©. Cœur de la veine : cristallisations tardives TF = -3.5 à -3.0 °C → 5.5 % p.eq. NaCl Th = 175 °C → d= 0.90 Th = 185 °C → d= 0.89 Th = 145 °C → d= 0.93 ; Th = 220 °C → d= 0.85 ⑤. Eponte de la veine : cristallisations précoces TF = -4.5 à -3.5 °C → 6 % p.eq. NaCl Th (pic) = 200 °C → d= 0.88 Th = 155 °C → d= 0.92 
B42 .Mizoën X= 900.070 Y= 313.330 Z= 1.180 .Palénien schisteux .Fente parallèle à S₀-S₂ ⇒ F1 .Calcite. Quartz Echantillon très tectonisé. . 26 inclusions dans deux cristaux TF = -3.5 à -2.5 °C → 5 % p.eq. NaCl Th = 175 °C → d= 0.90 Th = 165 °C → d= 0.91 Th = 145 °C → d= 0.93 	B43 .Mizoën X= 899.500 Y= 312.280 Z= 1.000 .Palénien schisteux .Fente intermicrolithon (inter S₂) plissée ⇒ F2 .Calcite. Quartz fente inter S₂ liée à l'"épisode" E₂ déformée lors de l'"épisode" E₃. . 22 inclusions dans deux cristaux TF = -3.5 à -2.5 °C → 5 % p.eq. NaCl Th = 175 °C → d= 0.90 Th = 160 °C → d= 0.92 Th = 140 °C → d= 0.93 Certains cristaux pourraient être liés à l'"épisode" E₃. inclusions fusiformes 

B53 .Besse X=903.550 Y=315.550 Z=1.890 .Lias supérieur .Fente non différenciée .Calcite.Quartz.Albite BT. Muscovite 2M1. Chlorite Fe. Ankérite Fente d'environ 30 cm d'épaisseur. Fissure médiane parallèle aux épontes tapissée de quartz géodiques millimétriques. Ab. Ms. Chl. localisées dans des petites "poches" de 3 à 6 mm. .25 inclusions dans un cristal TF = $-2 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 3.5\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $130^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.94$ Th = $140^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.93$ 	B54 .Besse X=902.700 Y=314.900 Z=1.660 .Lias supérieur .Fente non différenciée .Calcite.Quartz.Ankérite Deux épisodes de cristallisations calciteuses séparés par un épisode quartzeux: Cc1 - Q - Cc2 + Ank. Ankérite tardive liée à un monocrystal centimétrique de calcite 2 (cristallisation dans les clivages?) .25 inclusions dans un cristal TF = $-2.0 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 3.5\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $155^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ Th = $130^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.94$ 
B55 .Besse X=902.550 Y=315.750 Z=1.560 .Toarcien marneux .Fente inter S2 ou R? $\Rightarrow$ F2 ou F3 .Calcite.Quartz Le remplissage quartzeux est assez limpide. Quartz mesurés relativement peu déformés $\rightarrow$ F3? .25 inclusions dans un cristal TF = $-2.0 \text{ à } -1.0^\circ\text{C} \rightarrow 3\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $150^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ Th = $125^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.94$ 	B56 .Besse X=901.050 Y=314.950 Z=1.460 .Alénien schisteux .Fente parallèle à la stratification S0 $\Rightarrow$ F1 .Calcite.Quartz Calcite précoce tectonisée, en lambeaux étirés dans le remplissage quartzeux massif. Fente d'environ 15 cm d'épaisseur. .25 inclusions dans deux cristaux TF = $-3.0 \text{ à } -2.5^\circ\text{C} \rightarrow \approx 5\% \text{ p.eq. NaCl}$ TF = $-2.5 \text{ à } -1.0^\circ\text{C} \rightarrow \approx 3\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $170^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.91$ Th = $150^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ 

B57 .Besse X=900.800 Y=314.600 Z=1.280 .Jurassique moyen calcaire .Fente interboudin de la stratification $\Rightarrow$ F2 .Calcite.Quartz Quartz postérieur à la calcite Quartz très tectonisé .28 inclusions dans quatre cristaux TF = $-3.5 \text{ à } -2.0^\circ\text{C} \rightarrow \approx 4.5\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $155^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ Th = $135^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.93$ Th = $145^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.93$ 	B58 .Sistrière X=902.100 Y=313.650 Z=1.960 .Lias supérieur .Fente intermicrolithon (inter S2) $\Rightarrow$ F2 .Calcite.Quartz 2 générations de calcite et de quartz éponte Cc1 "sale" Q1 Q2 (Filonnets de microcristaux) Cc2 "propre" .24 inclusions dans trois cristaux TF = $-2.5 \pm 0.2^\circ\text{C} \rightarrow 4.5\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $160^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ Th = $120^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.94$ Th = $135^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.93$ Th = $175^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.90$ 
B59 .Mizoën X=900.350 Y=312.800 Z=1.420 .Alénien schisteux .Fente inter R? $\Rightarrow$ F3? .Calcite.Quartz Fente inter R ou inter-S2 subparallèle à R? Quartz tardif par rapport à la calcite. Possibilité d'ouverture lors de E2 et de rejeu lors de E3. .20 inclusions dans trois cristaux TF = $-2.5 \text{ à } -1.5^\circ\text{C} \rightarrow 3.5\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $135^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.93$ Th = $155^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ Th = $175^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.90$? { $\square$ lié à E2 $\blacksquare$ liés à E3 	B60 .Mizoën X=900.300 Y=312.300 Z=1.330 .Alénien schisteux .Fente non différenciée .Calcite.Quartz Quartz tectonisé. $\square$ lié à l'épisode "E2" } ?? $\blacksquare$ lié à l'épisode "E3" } .20 inclusions dans deux cristaux TF = $-2.5 \text{ à } -2.0^\circ\text{C} \rightarrow 4\% \text{ p.eq. NaCl}$ Th (pic) = $170^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.91$ Th = $150^\circ\text{C} \rightarrow d = 0.92$ 

B 61

Tête de Vallon

X = 904.250
Y = 318.820
Z = 2.160

Toarcien marneux

Fente intermicrolithon (inter-S₂) ? ⇒ F2

Calcite. Quartz

Quartz très tectonisé.

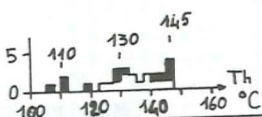
25 inclusions dans deux cristaux

TF = -2.5 à -1.5 °C → 3.5 % NaCl

Th (pic) = 145 °C → d = 0.93

Th = 130 °C → d = 0.94

Th = 110 °C → d = 0.95



B 62

Tête de Vallon

X = 904.850
Y = 319.850
Z = 2.130

Alénien schisteux

Fente inter-S₂ replissée par R ⇒ F2 ou F3

Calcite. Quartz

La fente est liée à l'épisode E₂; elle a été plissée au cours de l'épisode E₃ par le jeu des plans de cisaillement de type Riedel (R). Le quartz peut être lié à E₂ ou E₃ ⇒ F2 ou F3.

23 inclusions dans trois cristaux

TF = -2.5 à -1.5 °C → 3.5 % p.eq. NaCl

2 inclusions à TF > 0 = (?) Td CO₂ · 5 3/4 H₂O

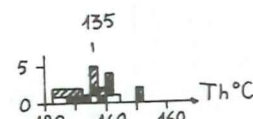
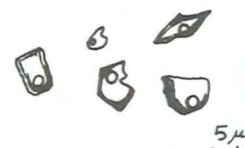
□ Td = +1 °C (Th = 126 °C)

■ Td = +2 °C (Th = 133.5 °C)

Th (pic) = 135 °C → d = 0.93

Th = 125 °C → d = 0.94

Th = 150 °C → d = 0.92



B 63

Ouest de la Montagne de la Crevasse

X = 903.050
Y = 318.150
Z = 2.080

Toarcien marneux

Fente tardive ⇒ F3

Quartz

Fente tardive non différenciée, d'environ 30 à 40 cm d'épaisseur. Nombreuses baguettes cristallines de quartz, peu déformées.

25 inclusions dans un cristal

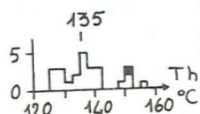
TF = -2 ± 0.2 °C → 3.5 % p.eq. NaCl

Th (pic) = 135 °C → d = 0.93

Th = 125 °C → d = 0.94

Th = 150 °C → d = 0.92

1 inclusion à TF > 0 = (?) Td CO₂ · 5 3/4 H₂O
■ Td = +3 °C



B 66

Est de Clavans-d'en Haut

X = 902.200
Y = 316.025
Z = 1.650

Toarcien marneux

Fente inter-S₂ ⇒ F2 ou F3 ?

Calcite. Quartz

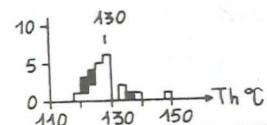
La fente elle-même semble liée à l'épisode E₂. Mais les baguettes de quartz sont peu déformées. Cette fente pourrait être tardive et liée à l'épisode E₃.

24 inclusions dans deux cristaux

TF = -2 à -1.5 °C → ≈ 3.5 % p.eq. NaCl

Th (pic) = 130 °C → d = 0.94

Th = 150 °C → d = 0.92



B 23

La Grave

X = 913.040
Y = 312.080
Z = 1.535

Alénien schisteux

Fente boudinée, parallèle à S₀-S₂ ⇒ F1

Calcite. Quartz

Cette fente est la plus ancienne des fentes de l'affleurement. Le quartz se présente en amas séparant des lambeaux de calcite étirés.

25 inclusions dans quatre cristaux

TF ≈ -3 °C → 5 % p.eq. NaCl

Th = 190 °C → d = 0.89

Th = 200 °C → d = 0.88

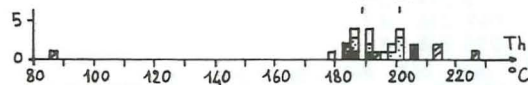
Th = 86 °C → d = 0.97

T₃₋₂(L) = 29.6 à 31.0 °CT₃₋₂ moy = 30.5 °C

(10 mesures)

dCO₂ = 0.55 g/cm³3.7 moles % CO₂

Inclusions très petites et très sombres. La fusion des cristaux de glace est difficile à observer. La dispersion des valeurs de TF en est sans doute une conséquence.



B 24

La Grave

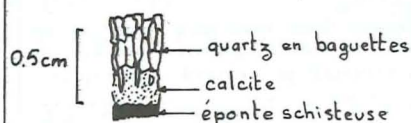
X = 913.040
Y = 312.080
Z = 1.535

Alénien schisteux

Fente liée à un étirement tardif suivant les plans de schistosité S₂ ⇒ F2 tardive ou F3

Calcite. Quartz

Fente très peu déformée d'environ 1.5 cm d'épaisseur



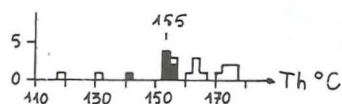
20 inclusions dans deux cristaux

TF très homogènes = -2.5 à -2 °C

→ ≈ 4 % p.eq. NaCl

Th (pic) = 155 °C → d = 0.92

Th = 175 °C → d = 0.90

T₃₋₂(G) = 29.9 °C → dCO₂ = 0.30 g/cm³VCO₂ = 6 % → 2.9 moles % CO₂

B 25

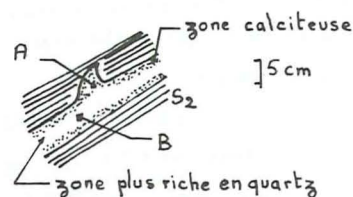
La Grave

X = 913.040
Y = 312.080
Z = 1.535

Alénien schisteux

A. Fente liée à un étirement suivant S₂ ⇒ F2 tardiveB. Fente intermicrolithon (inter S₂) ⇒ F2

A et B: Calcite. Quartz



La fente A est sans doute due à un glissement et un étirement sur les plans de schistosité S₂.

Cette fente, postérieure à la fente B, s'est vraisemblablement formée très peu de temps après B.

Ces deux fentes sont postérieures à B23 et antérieures à B24.

A- 20 inclusions dans trois cristaux

TF très homogènes = -2.5 à -2 °C

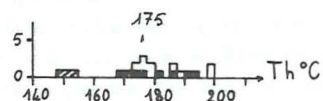
→ ≈ 4 % p.eq. NaCl

1 seule mesure de T₃₋₂(G) = 29.9 °CdCO₂ = 0.30 g/cm³ → 3.2 moles % CO₂

Th (pic) = 175 °C → d = 0.90

Th = 150 °C → d = 0.92

Th = 200 °C → d = 0.88



B- 20 inclusions dans trois cristaux

TF très homogènes = -2.5 à -2.0 °C

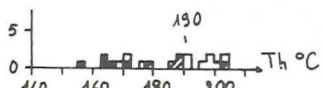
→ ≈ 4 % p.eq. NaCl

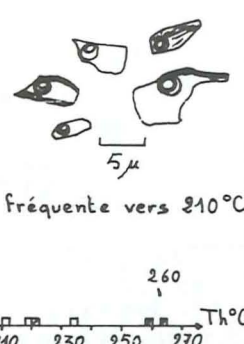
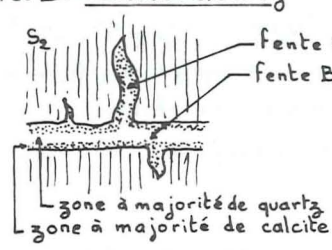
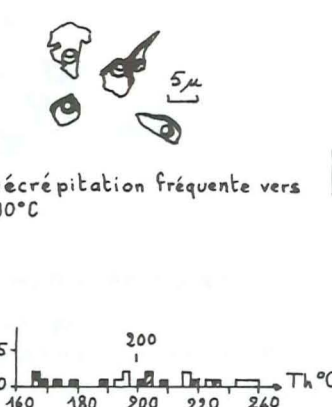
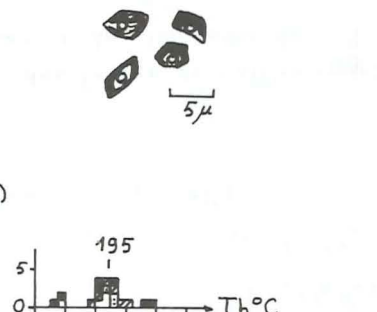
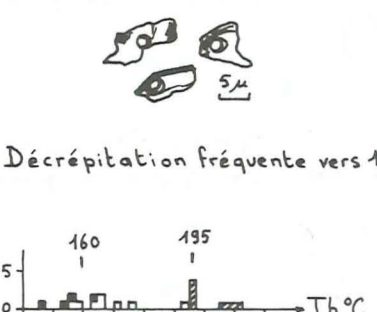
T₃₋₂(G) = 26.9 °C → dCO₂ = 0.20 g/cm³VCO₂ = 5 % → 2.5 moles % CO₂

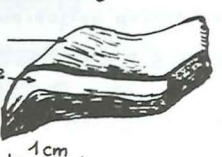
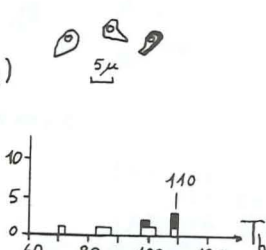
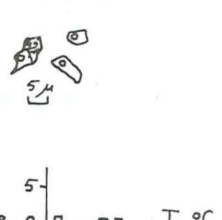
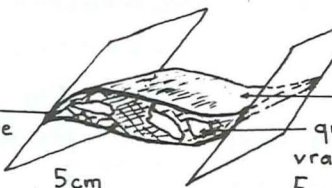
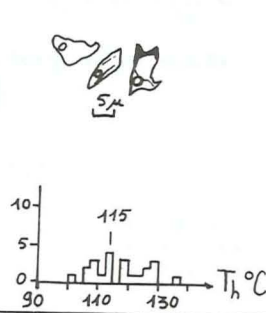
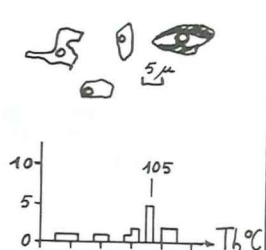
Th (pic) = 190 °C → d = 0.89

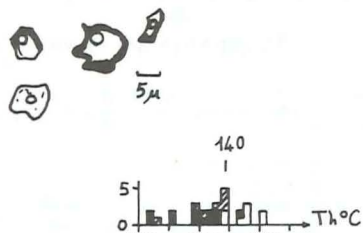
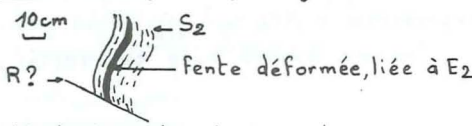
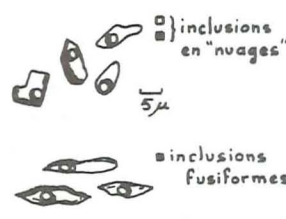
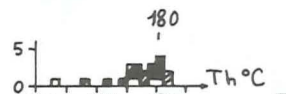
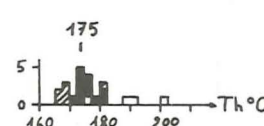
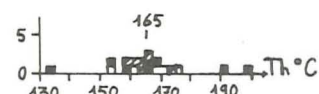
Th = 155 °C → d = 0.92

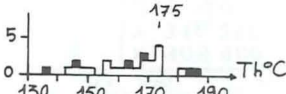
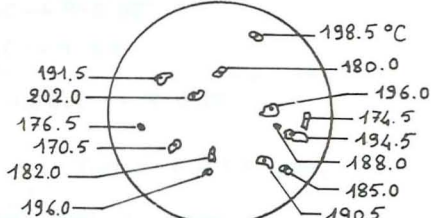
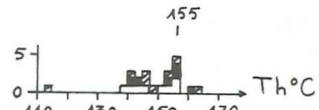
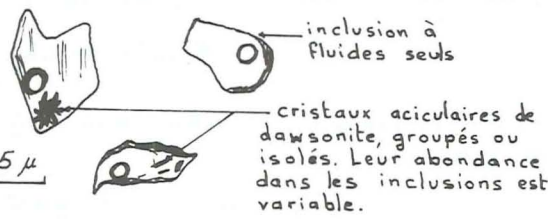
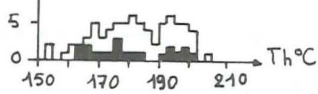
Th = 210 °C → d = 0.87

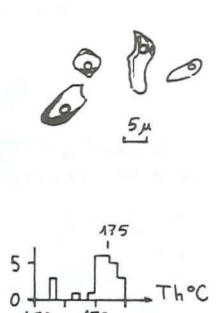
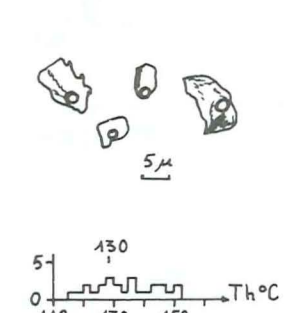
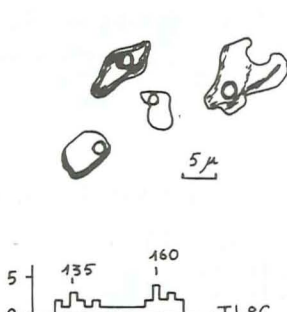
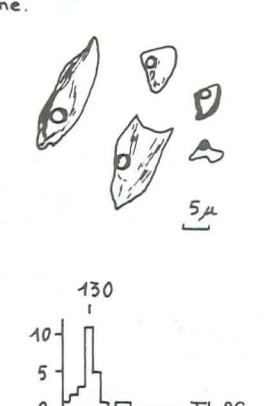


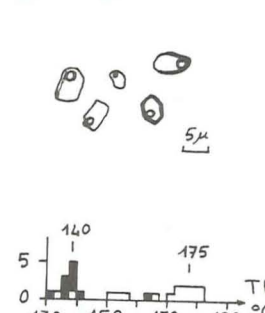
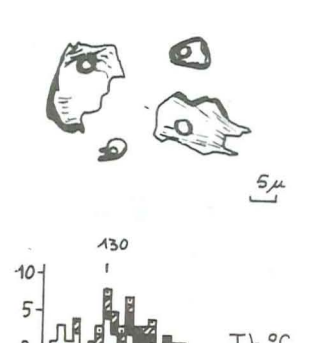
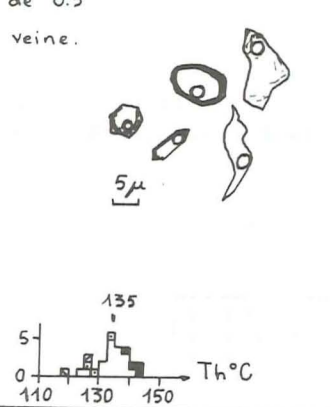
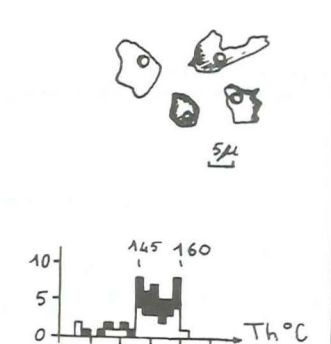
B 26 .La Grave X= 912.560 Y= 312.350 Z= 1.420 .Alénien schisteux .Fente plissée et boudinée parallèle à $S_0, S_2 \Rightarrow F1$.Calcite. Quartz Fente la plus ancienne de l'affleurement. Cristaux déformés ; nombreuses inclusions microfissurées et décrépités . 21 inclusions dans trois cristaux Inclusions petites et sombres. Les mesures effectuées en cryométrie sont imprécises. Les températures de fusion de la glace sont cependant homogènes. $T_f CO_2 = -55^\circ C$ $T_f = -2.5 \text{ à } -1.5^\circ C \rightarrow \approx 3.5 \% \text{ p.eq. NaCl}$ Homogénéisation du CO_2 en phase liquide : 16 mesures de $T_{3-2} = 27.0 \text{ à } 30.0^\circ C$ $T_{3-2} (\text{moy}) = 28.8^\circ C \rightarrow d CO_2 = 0.7$ $V_{CO_2} \approx 8\% \rightarrow \approx 4.5 \text{ moles } \% CO_2$ $T_h (\text{pic}) = 195^\circ C \rightarrow d = 0.89$ $T_h = 260^\circ C \rightarrow d = 0.80$  Décrépitation fréquente vers $210^\circ C$	B 27 .La Grave X= 912.560 Y= 312.350 Z= 1.420 .Alénien schisteux .A. Fente intermicrolithon (inter S_2) tordue $\Rightarrow F2$ B. Fente liée à un étirement suivant $S_2 \Rightarrow F2$ tardive .A et B: Calcite. Quartz fente A déformée fente B moins déformée  La fente B, postérieure à A, suit de très près celle-ci dans le temps. La cristallisation a pu se poursuivre plus longtemps dans ; cela explique sans doute certaines T_h plus faibles dans B. .A. 21 inclusions dans trois cristaux $T_f CO_2 = -56.5^\circ C$ $T_f = -2.5 \text{ à } -1.5^\circ C \rightarrow 3.5 \% \text{ p.eq. NaCl}$ Homogénéisation du CO_2 en phase gazeuse: $T_{3-2} = 27.0 \text{ à } 30.1^\circ C$ (13 mesures) $T_{3-2} (\text{moy}) = 28.8^\circ C \rightarrow d CO_2 = 0.20 \text{ g/cm}^3$ $V_{CO_2} = 7.5\% \rightarrow \approx 2.8 \text{ moles } \% CO_2$ $T_h (\text{pic}) = 200^\circ C \rightarrow d = 0.88$ $T_h = 165^\circ C \rightarrow d = 0.91$ $T_h = 235^\circ C \rightarrow d = 0.84$.B. 20 inclusions dans trois cristaux $T_f CO_2 = -56.5^\circ C$ $T_f = -2 \text{ à } -1^\circ C \rightarrow 3\% \text{ p.eq. NaCl}$ Homogénéisation du CO_2 en phase gazeuse: 10 mesures de $T_{3-2} = 27.5 \text{ à } 30.0^\circ C$ $T_{3-2} (\text{moy}) = 28.7^\circ C \rightarrow d = 0.20 \text{ g/cm}^3$ $V_{CO_2} = 7\% \rightarrow \approx 2.7 \text{ moles } \% CO_2$ $T_h (\text{pic}) = 195^\circ C \rightarrow d \approx 0.89$ $T_h = 160^\circ C \rightarrow d = 0.92$ Les T_h sont peu dispersées dans un même cristal. Les cristaux étudiés sont sans doute échelonnées dans le temps. $\approx$ proche de E3  Décrépitation fréquente vers $190^\circ C$
B 28 .La Grave X= 912.560 Y= 312.350 Z= 1.420 .Alénien schisteux .Fente plissée et boudinée parallèle à $S_0 \Rightarrow F1$.Calcite. Quartz Cette fente est, avec B26, la plus ancienne de l'affleurement. . 20 inclusions dans quatre cristaux Le CO_2 n'a pas été observé. Les inclusions sont très petites et très sombres. Compte tenu de l'âge de la fente et de la présence de CO_2 dans les autres échantillons du même affleurement, sa présence dans B28 est probable. $T_f = -4 \text{ à } -3^\circ C$ (mesures imprécises à $\pm 0.5^\circ C$) $\rightarrow \approx 5.8 \% \text{ p.eq. NaCl}$ $T_h (\text{pic}) = 195^\circ C \rightarrow d = 0.89$  Décrépitation fréquente vers $190^\circ C$	B 29 .La Grave X= 912.560 Y= 312.350 Z= 1.420 .Alénien schisteux .Fente plissée et boudinée parallèle à $S_0 \Rightarrow F1$.Calcite. Quartz Cette fente est, avec B26, la plus ancienne de l'affleurement. . 20 inclusions dans quatre cristaux Le CO_2 n'a pas été observé. Les inclusions sont très petites et très sombres. Compte tenu de l'âge de la fente et de la présence de CO_2 dans les autres échantillons du même affleurement, sa présence dans B28 est probable. $T_f = -4 \text{ à } -3^\circ C$ (mesures imprécises à $\pm 0.5^\circ C$) $\rightarrow \approx 5.8 \% \text{ p.eq. NaCl}$ $T_h (\text{pic}) = 195^\circ C \rightarrow d = 0.89$  Décrépitation fréquente vers $190^\circ C$

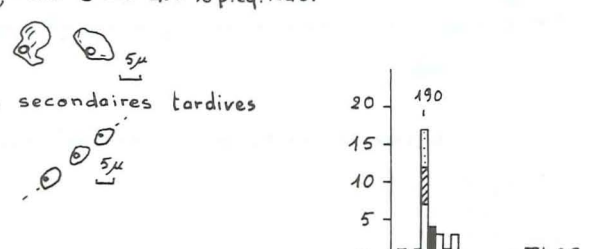
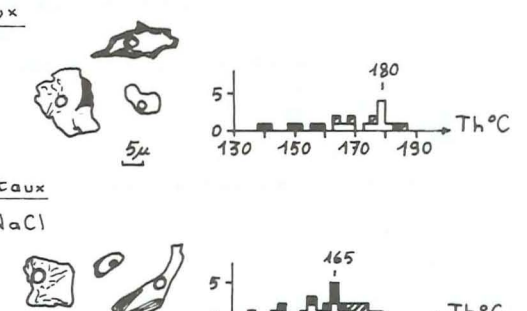
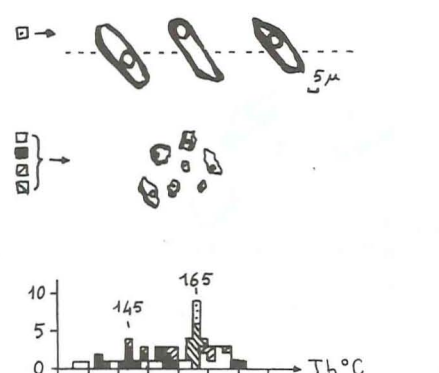
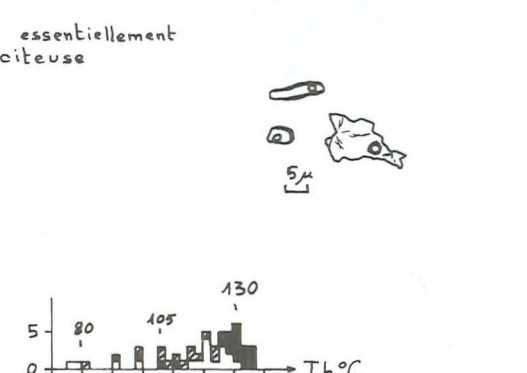
B 30 .Combe de Valfroide X= 914.650 Y= 315.700 Z= 2.025 .Alénien schisteux .Fente intermicrolithon (inter S_2) plissée $\Rightarrow F2$ ou $F3$.Calcite. Quartz plan S remplissage quartzo-calcitique  Le remplissage initial calcitique en fibres sub-perpendiculaires aux épontes est boudiné. Les interboudins ont un remplissage quartzeux. Quartz tardif et sans doute lié à l'épisode $E_2 \rightarrow F3$. 9 inclusions dans deux cristaux $T_f = 0 \text{ à } +5^\circ C \rightarrow$ Formation de $CO_2, 53\% H_2O$ à basses températures (teneur $< 2.0 \text{ moles } \% CO_2$) $T_f (H_2O, NaCl)$ non observée $T_h = 110^\circ C \rightarrow d = 0.95$ (pour une salinité supposée voisine de $3\% \text{ p.eq. NaCl}$)  Décrépitation fréquente vers $110^\circ C$	B 31 .Combe de Valfroide X= 914.700 Y= 315.650 Z= 2.010 .Alénien schisteux .Fissures de tension en échelons liées à un glissement sur les plans $S_2 \Rightarrow F2$ ou $F3$.Calcite. Quartz plan de schistosité S_1 plissé fentes en échelons à calcite et quartz  Ces fentes sont légèrement sigmoïdes. Leur remplissage, fibreux, est également sigmoïde. Le glissement sur les plans S est contemporain du boudinage de l'échantillon B30. Ces fentes sont F3. . 3 inclusions dans deux cristaux $T_f = -1 \pm 0.5^\circ C \rightarrow 2\% \text{ p.eq. NaCl}$ $T_h = 110^\circ C \Rightarrow d = 0.95$ Ces inclusions n'ont pas montré de CO_2 par formation d'hydrate. Cependant, compte-tenu de la très petite taille des inclusions et des fluides voisins, sa présence n'est pas exclue.  Décrépitation fréquente vers $110^\circ C$
B 32 .Combe de Valfroide X= 914.700 Y= 315.650 Z= 2.010 .Alénien schisteux .Fente intermicrolithon (inter S) plissée $\Rightarrow F2$ ou $F3$.Calcite. Quartz remplissage quartzo-calcitique  plan de schistosité S_2 plan de schistosité S_2 plissé quartz à caractères tardifs vraisemblablement lié à l'épisode $E_3 \rightarrow F3$. 22 inclusions dans cinq cristaux Formation de $CO_2, 53\% H_2O$ à basses températures ; dissociation à $T = 0 \text{ à } +3^\circ C$ $T_f (\text{approximative}) = -3 \text{ à } -1^\circ C \rightarrow \approx 3.5 \% \text{ p.eq. NaCl}$ $T_h (\text{pic}) = 115^\circ C \rightarrow d = 0.95$ Teneur du fluide en $CO_2 < 2.0 \text{ moles } \%$  Décrépitation fréquente vers $115^\circ C$	B 33 .Combe de Valfroide X= 912.160 Y= 315.150 Z= 2.010 .Lias supérieur .Fente perpendiculaire à l'étirement 2 $\Rightarrow F2$.Calcite. Quartz . 17 inclusions dans quatre cristaux Formation de $CO_2, 53\% H_2O$ à basses températures ; dissociation à $T = +1 \text{ à } +3^\circ C$ $T_f (\text{approximative}) = -1 \pm 0.5^\circ C \rightarrow 2\% \text{ p.eq. NaCl}$ $T_h (\text{pic}) = 105^\circ C \rightarrow d = 0.95$ Teneur du fluide en $CO_2 < 2.0 \text{ moles } \%$  Décrépitation fréquente vers $105^\circ C$

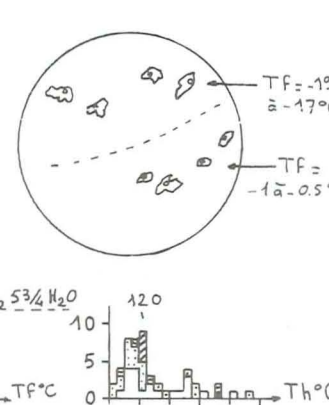
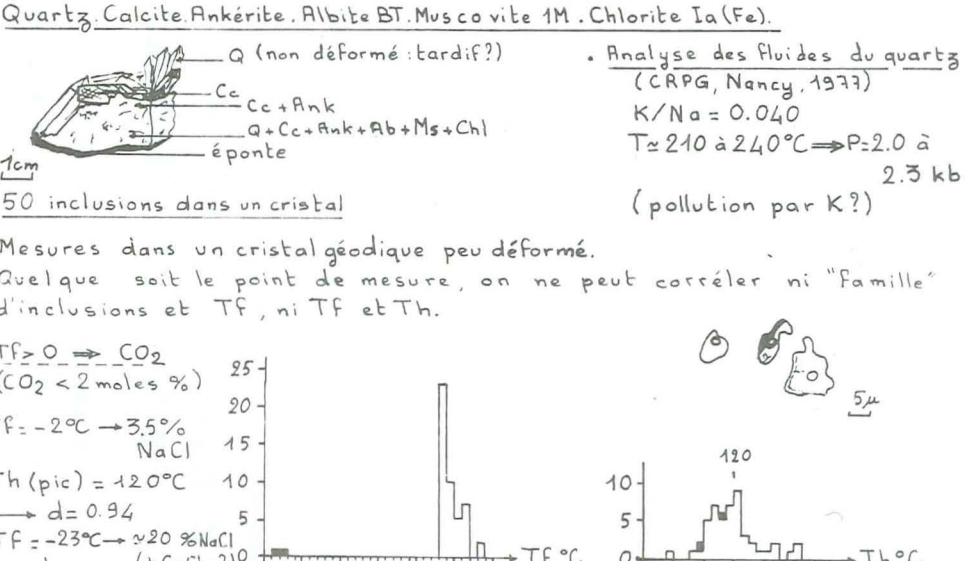
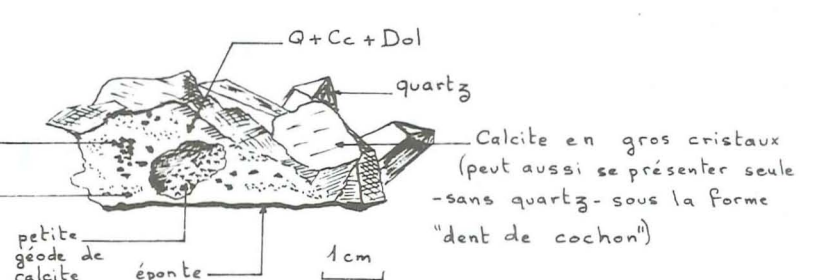
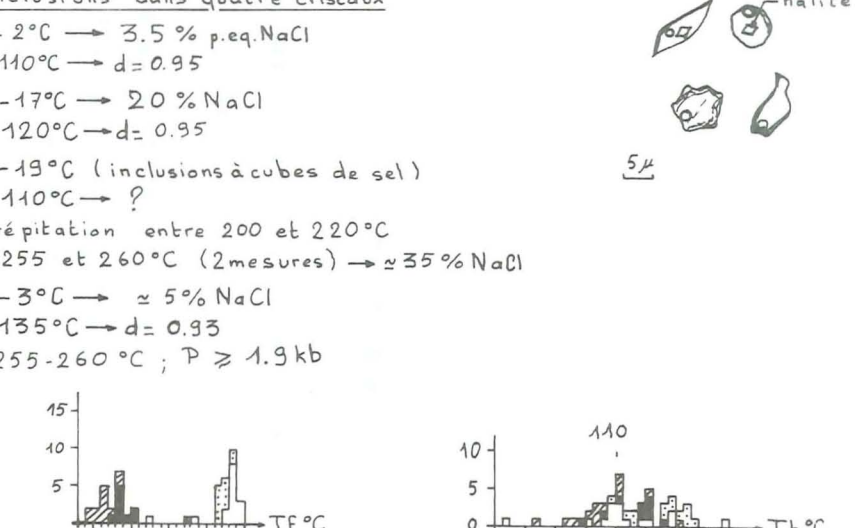
B34 .Route du hameau de Valfroide X: 913.170 Y: 317.900 Z: 1.800 .Lias supérieur .Fente boudinée inter-S₀-S₂ ⇒ F₁ ou F₂ .Calcite. Quartz Les cristaux étudiés sont pris au centre d'un nœud du boudinage; il s'agit de cristallisations tardives. Cet échantillon présente en outre une calcite tardive peu déformée et des filonnets de quartz globulaire tardif. Fente de 3 à 10 cm d'épaisseur.  .27 inclusions dans trois cristaux TF = -4.5 à -3.5 °C → ≈ 6.5% p.eq. NaCl Th (pic) = 140 °C → d = 0.93 Th = 145 °C → d = 0.95 	B35 .Chalets de Chal Vachère X: 912.520 Y: 310.870 Z: 1.850 .Palénien schisteux .Fente inter-S₂, déformée lors de E₃ ⇒ F₂ .Calcite. Quartz (remplissage essentiellement quartzeux)  .21 inclusions dans trois cristaux TF CO₂ = -56.5 °C TF = -3.5 à -2.5 °C → 5% p.eq. NaCl Homogénéisation du CO₂ en phase gazeuse 5 mesures de T₃₋₂ (G) = -27.4 à -29.1 °C T₃₋₂ (moy) = 28.7 °C → dCO₂ = 0.25 g/cm³ VCO₂ = 7.5% → 3 moles % CO₂ Th (pic) = 180 °C → d = 0.90 Th = 145 °C → d = 0.93  
B36 .Chalets de Chal Vachère X: 912.940 Y: 310.800 Z: 1.980 .Lias supérieur .Fentes d'extension en échelons ⇒ F₂ .Calcite. Quartz .22 inclusions dans trois cristaux TF CO₂ = -56.5 °C TF = -3 à -2 °C → ≈ 4.5% p.eq. NaCl Homogénéisation du CO₂ en phase gazeuse ou en phase liquide: T₃₋₂ (L) = 30.5 °C . dCO₂ = 0.60 . VCO₂ = 8% 10 mesures de T₃₋₂ (G) = +24 à +30.5 °C T₃₋₂ (moy) = 29.5 °C → dCO₂ = 0.25 g/cm³ VCO₂ = 7% → 2.9 moles % CO₂ Th (pic) = 175 °C → d = 0.90 Th = 200 °C → d = 0.87  	B37 .Chalets de Chal Vachère X: 913.170 Y: 310.830 Z: 2.100 .Lias supérieur .Fente inter-S₂, quartz tardif ⇒ F₂ et F₃ .Calcite. Quartz Fente intermicrolithon (inter-S₂). Remplissage initial essentiellement calciteux boudinés lors de E₃. Interboudins (F₃) à remplissage quartzeux.  .19 inclusions dans trois cristaux Le CO₂ n'a pas été observé dans cet échantillon. Compte tenu du contexte, c'est assez étonnant. Il s'agit en fait d'un fluide tardif sans doute dépourvu de CO₂. TF = -4.5 à -3.0 °C → ≈ 6% p.eq. NaCl Th (pic) = 165 °C → d = 0.91 Th = 135 °C → d = 0.93 Th = 200 °C → d = 0.88  

B38 .Chalets de Chal Vachère X: 913.160 Y: 310.760 Z: 2.160 .Lias calcaire .Fente boudinée parallèle à S₀-S₂ ⇒ F₁ ou F₂ .Calcite. Quartz  .25 inclusions dans deux cristaux Inclusions très petites et souvent sombres. TF CO₂ non mesurée Trois phases fluides visibles dans peu d'inclusions 5 mesures de T₃₋₂ = 28.0 à 30.0 °C (homogénéisation en phase liquide). T₃₋₂ (moy) = 29.7 °C → dCO₂ = 0.65 g/cm³ VCO₂ = 7% → ≈ 4.1 moles % CO₂ Th (pic) = 175 °C → d = 0.90 Th = 135 °C → d = 0.93 TF = -3 à -2 °C → 4.5% p.eq. NaCl  	D275 .Les Fréaux X: 910.575 Y: 312.500 Z: 1.550 .Gneiss .Fente du socle, non différenciée ⇒ F₂ .Quartz. Chlorite. Microcline (fiche ASTM la plus proche: microcline intermédiaire) .Analyse de la phase fluide du quartz (CRPG, Nancy, 1977): K/Na = 0.016 → Tréelle ≈ 190°. Pollution en Na vraisemblablement due aux cristaux de dawsonite(?) inclus. .50 inclusions dans trois cristaux TF = -6.0 à 5.5 °C → 7.5% p.eq. NaCl Th = 180 °C → d = 0.90 Th = 195 °C → d = 0.87 Th = 155 °C → d = 0.92 Toutes les mesures ont été effectuées sur des inclusions en "nuages" de cristaux à terminaisons géodiques. Dans chaque fragment de cristal étudié, les températures d'homogénéisation (Th) sont réparties de façon aléatoire: 
B39 .Chalets de Chal Vachère X: 913.140 Y: 310.690 Z: 2.180 .Lias calcaire .Fente d'extension tardive et non déformée, liée à un étirement suivant les plans S₂ ⇒ F₃ .Calcite. Quartz .22 inclusions dans trois cristaux TF = -3.5 à -2.5 °C → 5% p.eq. NaCl Th (pic) = 155 °C → d = 0.92 Th = 115 °C → d = 0.95  	Certaines inclusions présentent une phase solide (dawsonite: NaAlCO₃(OH)₂). Les inclusions à dawsonite(?) donnent les mêmes Th que les inclusions qui en sont dépourvues; quelque soit le cristal considéré: ■ inclusions à dawsonite(?) □ inclusions sans dawsonite(?)   La dawsonite(?) préexistait sans doute à la formation des inclusions.

B 67 .Le Chazelet X=940.550 Y=343.950 Z=1.760 .Palénien schisteux .Fente inter-microlithon (inter-S₂) ⇒ F2 .Calcite. Quartz Remplissage quartzo-calcitique très tectonisé. Cristaux "sales" en lames épaisses. Nombreux filonnets de micrograins de quartz recoupant quartz et calcite. .25 inclusions dans un cristal TF = -5.0 à -4.5 °C → ≈ 7 % p.eq. NaCl Th (pic) = 175 °C → d=0.90 Th = 155 °C → d=0.92 	B 68 .Torrent du Gâ X=940.100 Y=345.200 Z=1.890 .Palénien schisteux .Fente inter-S₂ reprise par R ⇒ F2 ou F3 .Calcite. Quartz Cristallisations liées à l'"épisode" E2 ou à l'"épisode" E3?? .25 inclusions dans un cristal TF = -2.5 à -2.0 °C → ≈ 4 % p.eq. NaCl Th (pic) = 130 °C → d=0.94 Th = 115 °C → d=0.95 Th = 150 °C → d=0.92 
B 69 .Torrent du Gâ X=909.900 Y=316.250 Z=2.120 .Lias moyen calcaire .Interboudin de bélemnite tronçonnée ⇒ F2 .Calcite. Quartz Quartz postérieur à la calcite .25 inclusions dans un cristal TF = -3.5 à -3.0 °C → ≈ 5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 160 °C → d=0.92 Th = 135 °C → d=0.93 	B 70 .Torrent du Gâ X=909.900 Y=316.250 Z=2.120 .Lias moyen calcaire .Fente inter-S₂ plissée et boudinée par R ⇒ F2 ou F3 .Calcite. Quartz. Ankérite Quartz semi-limpide, massif, tardif, au cœur de la veine. Le quartz prélevé peut être lié aux plans de Riedel (R) et donc à l'"épisode" E3 → F3? .25 inclusions dans un cristal TF = -4.0 à -3.5 °C → ≈ 6.0 % p.eq. NaCl Th (pic) = 130 °C → d=0.94 

B 72 .Crête de la Buffe X=909.300 Y=317.400 Z=2.030 .Lias supérieur .Fente intermicrolithon (inter-S₂) reprise par R ⇒ F2 ou F3 .Calcite. Quartz Quartz postérieur à la calcite. Fente F2 plissée lors de l'"épisode" E3. .25 inclusions dans deux cristaux TF = -2.5 à -1.5 °C → 3.5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 140 °C → d=0.93 Th = 175 °C → d=0.90 Deux cristaux d'âges différents, à salinités identiques: □ lié à l'"épisode" E2 (F2) - Th=175 °C; ■ lié à l'"épisode" E3 (F3) - Th=140 °C. ?? 	D 194 .Cime du Rachas X=907.700 Y=915.900 Z=2.515 .Jurassique moyen calcaire .Fente d'"âge" non déterminé .Quartz En lame épaisse, le cœur des baguettes cristallines de quartz a souvent un aspect "sale". .50 inclusions dans quatre cristaux TF = -3.5 à -2.5 °C → 5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 130 °C → d=0.94 Th = 115 °C → d=0.95 Th = 150 °C → d=0.92 
D 224 .Serre Bernard X=908.700 Y=314.800 Z=2.340 .Jurassique moyen calcaire .Fente tardive non différenciée ⇒ F3 .Calcite. Quartz Quartz nettement prépondérant. Fente d'environ 1.5 à 2 cm d'épaisseur. Quartz en cristaux géodiques de 0.5 à 1 cm de long, de directions variées dans la veine. .26 inclusions dans cinq cristaux TF = -4.0 à -2.0 °C → ≈ 5 % p.eq. NaCl Th (pic) = 135 °C → d=0.93 Th = 120 °C → d=0.94 	D 343 .Torrent du Gâ X=911.200 Y=315.350 Z=2.100 .Lias inférieur .Fente liée à E2, reprise par E3 ? ⇒ F2? .Quartz Les cristaux de quartz montrent souvent une "zonation": — bordure "propre" — cœur "sale" riche en inclusions fluides souvent décrépités .50 inclusions dans deux cristaux TF = -4.5 à -4.0 °C → 6.5 % p.eq. NaCl 2 inclusions du cristal □ montrent une TF plus faible: TF = -7 °C (Th = 145 °C) → 10 % NaCl → d=0.93 TF = -7.5 °C (Th = 136.5 °C) → 10.5 % NaCl → d=0.93 Th (pic) = { 145 °C → d=0.93 160 °C → d=0.92 Th = 125 °C → d=0.94 

B 83 . Le Chazelet X=910.400 Y=313.100 Z=1.950 . Cristallin du Pelvoux . Fente du socle → F2 . Quartz . Albite BT Fissure ouverte d'environ 3 cm d'épaisseur. Quartz nettement prépondérant, en cristaux géodiques millimétriques à centimétriques. . 30 inclusions dans un cristal TF très homogène: -2.6, -2.5°C → 4.5% p.eq. NaCl □ inclusions en "nuages" Th = 190°C → d = 0.89 ■, □, □ 3 "familles" d'inclusions secondaires tardives Th = 190°C → d = 0.89 	D 356 . Les Fréaux X=911.040 Y=312.600 Z=1.600 . Lias inférieur . Fente non différenciée → F2 et F3 . Calcite . Quartz Deux générations de quartz: quartz 1: cristaux en fines aiguilles → "épisode" E2 quartz 2: cristaux limpides centimétriques → E3 Q2 Q1: fines aiguilles et quartz laiteux . 1. 21 inclusions dans trois cristaux TF = -3.0 à -2.5°C → 5% p.eq. NaCl Th (pic) = 180°C → d = 0.90 Th = 140°C → d = 0.93 . 2. 26 inclusions dans trois cristaux TF = -2.5 à -1.5°C → 3.5% p.eq. NaCl Th (pic) = 165°C → d = 0.91 Th = 135°C → d = 0.93 
D 229 . Plateau d'en Paris X=906.700 Y=314.300 Z=2.290 . Cristallin du Pelvoux . Fente du socle → F2 . Quartz Cristaux géodiques centimétriques . 54 mesures dans un cristal TF = -6.7 à -5.5°C → 9% p.eq. NaCl Th (pic) = 165°C → d = 0.92 Th = 140°C → d = 0.93 □ inclusions d'une microfissure isolée Th = 166.5 - 166.5 - 167°C 	D 332 . Sud du Pic du Mas de la Grave X=907.880 Y=318.800 Z=2.110 . Lias supérieur . Fente liée à un étirement tardif → F3 . Calcite . Quartz Q en fibres Cc en gros cristaux zone essentiellement calciteuse . 50 inclusions dans trois cristaux TF = -2.5 à -0.5°C → 4.5% p.eq. NaCl Th (pic) = 130°C → d = 0.94 Th = 80°C → d = 0.97 Th = 105°C → d = 0.96 

D 248 . Col de l'Épauiller X=916.150 Y=323.100 Z=2.920 . Flysch . Fente F2 non différenciée . Quartz . Barytine . Calcite (quantité très faible) La barytine est proche des épontes. La fente est ouverte. Les cristaux de quartz sont géodiques et peu déformés. . 50 inclusions dans un cristal Toutes les mesures ont été effectuées en divers points d'un même cristal à terminaison géodique de deux centimètres de long. Sauf en un point, il n'est pas possible de grouper en "familles" les inclusions. ■ TF non mesurées. □ TF = -1°C → 2% p.eq. NaCl Th = 115°C → d = 0.85 □ TF = -18°C → 21.2% NaCl Th = 120°C → d = 0.95 □ CO₂ < 2 moles % ■ CO₂ < 2 moles % + CH₄ ? 	D 249 . Col de l'Épauiller X=916.000 Y=323.300 Z=2.800 . Flysch . Fente non différenciée → F2 ? . Quartz . Calcite . Ankérite . Albite BT . Muscovite 1M . Chlorite 1a (Fe). Q (non déformé: tardif?) Cc Cc + Ank Q + Cc + Ank + Ab + Ms + Chl éponte . 50 inclusions dans un cristal Mesures dans un cristal géodique peu déformé. Quel que soit le point de mesure, on ne peut corréliser ni "famille" d'inclusions et TF, ni TF et Th. TF = 0 → CO₂ (CO₂ < 2 moles %) TF = -2°C → 3.5% NaCl Th (pic) = 120°C → d = 0.94 TF = -23°C → 20% NaCl → d = 0.95 (+ CaCl₂ ?) . Analyse des fluides du quartz (CRPG, Nancy, 1977) K/Na = 0.040 T = 210 à 240°C → P = 2.0 à 2.3 kb (pollution par K?) 
D 269 . Sud-Est de l'Aiguille du Goléon X=914.950 Y=316.600 Z=2.420 . Contact tectonique chevauchant Trias sur Jurassique moyen-supérieur; échantillon prélevé dans les carnegules triasiques. . Fente F2 tardive ou F3 . Quartz . Calcite . Dolomite . Ankérite . Albite BT . Pyrite Q + Cc + Dol quartz pyrite Calcite en gros cristaux (peut aussi se présenter seule - sans quartz - sous la forme "dent de cochon") petite géode de calcite éponte 	. 50 inclusions dans quatre cristaux □ TF = -2°C → 3.5% p.eq. NaCl Th = 110°C → d = 0.95 ■ TF = -17°C → 20% NaCl Th = 120°C → d = 0.95 □ TF = -19°C (inclusions à cubes de sel) Th = 110°C → ? Décrépitation entre 200 et 220°C Ts = 255 et 260°C (2 mesures) → 35% NaCl □ TF = -3°C → 5% NaCl Th = 135°C → d = 0.93 → T ≥ 255-260°C ; P ≥ 1.9 kb 

B I B L I O G R A P H I E

- Aprahamian J. (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. (Variations et relations possibles avec des événements tectoniques et métamorphiques alpins). - Géol. Alpine, 50, pp. 5-15.
- Barbier R. (1946) - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. - Paris, imprimerie nationale.
- Bernard D., Gratier J.P., Pécher A. (1977) - Application de la microthermométrie des inclusions fluides des cristaux syncinématiques à un problème tectonique. - C. R. somm. Soc. géol. Fr., 5, pp. 284-288.
- Blacic J.D. (1975) - Plastic-deformation mechanisms in quartz : the effect of water. - Tectonophysics, 27, pp. 271-294.
- Bocquet J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Doc. Etat, Grenoble. 489 p.
- Bornuat M. (1962) - Etude sédimentaire de la bordure sud-ouest du massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg-d'Oisans (Isère). - T.L.G.Fac.Sc. Grenoble, 38, pp. 147-203.
- Bossi J. (1972) - La minéralisation plombo-zincifère d'Aspières-Bouillac (Aveyron, Lot, France). Essai génétique. - Thèse doct. spéc. Nancy I, ronéo, 177 p.
- Boudon J., Gamond J.F., Gratier J.P., Depardon J.P., Gay M., Ruhland M., Vialon P. (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? Eclogae geol. Helv., 69, 2, pp. 509-519.

- Carte géologique de France 1/50000. - Feuille La Grave (798), 1976.
Carte géologique de France 1/50000. - Feuille Vizille (797), 1972.
Carte de France 1/50000. - Feuille IGN XXXIII-35 (Vizille).
Carte de France 1/50000. - Feuille IGN XXXIV-35 (La Grave).
Carte de France 1/100000. - Feuille IGN P 18 (Vizille).
- Deaton, Frost (1946) - U.S. Bureau of Mines. Monograph 8.
- Deicha G. (1955) - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. - Masson éd., Paris, 126 p.
- Dunoyer de Segonzac G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr., n° 29, 317 p.
- Gidon M. (1977) - Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne (1/250000). Ed. Didier-Richard, BRGM.
- Gratier J.P., Lejeune B., Vergne J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). - Thèse 3e Cycle, Grenoble.
- Gratier J.P., Pécher A., Vialon P. (1977) - Bull.BRGM. Colloque en l'hommage du Pr Goguel. Mai 1977 (à paraître).
- Griggs D.T. (1967) - Hydrolitic weakening of quartz and other silicates. - Geophys. J., 14, pp. 19-31.
- Haenvel O. (1920) - Löslichkeit Kohlensäure ins Wasser. - Centralbl. Miner. und Geol., pp. 25-30.
- Haimson C. (1977) - Mesure de la contrainte dans la croûte terrestre par fracturation hydraulique. Comparaison des résultats avec ceux de la sismique et d'autres méthodes in situ. - Actes du Colloque International "Sciences de la Terre et Mesures", Jubilé Jean Goguel, Orléans, 5-6 mai 1977 (à paraître).
- Hubbert M.K., Willis D.G. (1957) - Mechanics of hydraulic fracturing. - Trans.Amer.Inst.Min.Met.Petrol.Enq., 210, pp. 153-166.

- Ingerson E. (1947) - Liquid inclusions in geologic thermometry. Amer. Miner., 32, pp. 375-388.
- Int. Crit. Tables IV (1928) (p. 235) - Le système $H_2O-NaCl$. - Réf. in Roedder, 1962 (p. 1059).
- Keevil N.B. (1942) - Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. Amer. Chem. Soc. J., 64, pp. 841-850.
- Kennedy G.C. (1950) - Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. Am.J.Sci., 248, pp. 540-564.
- Kennedy G.C. (1954) - Pressure-volume-temperature relations in CO_2 at elevated temperatures and pressures. Am. J.Sci., 252, pp. 225-241.
- Kerrick R. (1976) - Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. Contrib. Mineral. Petrol., 59, 2, pp.195-202.
- Khitarov N.I., Malinin S.D. (1958) - Phase equilibria in the system H_2O-CO_2 . Geochem. Intern., 7, pp. 846-848.
- Kubler B. (1967) - Anchimétamorphisme et schistosité. - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, 1, pp. 259-278.
- Lagache M., Weisbrod A. (1977) - The system : two alaski feldspars-KCl-NaCl- H_2O at moderate to high temperatures and low pressures. - Contrib. Mineral. Petrol., 62, 1, pp. 77-102.
- Larsen S.L. (1956) - Phase studies of the two-component carbon dioxide-water system involving the carbon dioxide-Hydrate. University Microfilms N°15, 235, Ann.Arbor., Michigan. Dissertation Abstr. 16, p. 248.
- Le Fort P. (1973) - Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. - Sci. de la terre, Nancy. Mém. 25, 373 p.
- Lemmlein G.G. (1946) - O proiskhozhdenii kvartsev s "beloi polosoi" (über die Entstehung flacher Kristalle mit "weissen Streifen"). - Vopr. Mineral. Geokhim. Petrogr. (Izdat.Akad.Nauk SSSR, Moskva), pp. 98-110.

- Lemmler G.G., Klevtsov P.V. (1961) - Relations among the principal thermodynamic parameters in a part of the system $H_2O-NaCl$. Geochemistry, 2, pp. 148-158.
- Liou J.G. (1970) - Synthesis and stability relations of Wairakite $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$. - Contr. Mineral. Petrol., 27, pp. 259-282.
- Liou J.G. (1971) - Stilbite-laumontite equilibrium. Contr. Mineral. Petrol., 31, pp. 171-177.
- Lockner D., Byerlee J.D. (1977) - Hydrofractures in Weber sandstone at high confining pressure and differential stress. - Journ. Geophys. Res., 82, 14, pp. 2018-2026.
- Masson H. (1972) - Sur l'origine de la carnieule par fracturation hydraulique. - Eclogae Geol. Helv., 65, 1, pp. 27-41.
- Moore W.J., Nash J.T. (1974) - Alteration and fluid inclusions studies on the porphyry copper ore body at Bingham, Utah. - Econ. Geol., 69, pp. 631-645.
- Mullis J. (1975) - Growth conditions of quartz from Val d'Illiez (Valais, Switzerland). - Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 55, pp. 419-429.
- Mullis J. (1976) - Die Quarzkristalle des Val d'Illiez - Zeugen spätpaläozoischer Bewegungen. Eclogae Geol. Helv., 69/2, pp. 343-357.
- Mullis J., Poty B., Leroy J. (1973) - Nouvelles observations sur les inclusions à méthane des quartz du Val d'Illiez, Valais (Suisse). - C.R. Acad. Sc. Paris, 277, Série D, pp. 813-816.
- Orville P.M. (1963) - Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. Am. J. Sci., 261, pp. 201-237.
- Phillips W.J. (1974) - The development of vein and rock textures by tensile strain crystallization. - J. Geol. Soc. Lond., 130, pp. 441-448.
- Plotto P. (1977) - Structures et déformations des "grès" du Champsaur au SE du massif du Pelvoux. - Thèse doct. 3e Cycle, Grenoble. 149 p.

- Poty B. (1969) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons de la Gardette (Bourg-d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. - Sci. de la terre, Nancy. Mém. 17, 162 p.
- Poty B., Weisbrod A., Stalder H.A. (1973) - Température et pression de croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes françaises et suisses. - Bull. R. A. Sc. Terre. Paris, p. 343.
- Poty B., Stalder H.A., Weisbrod A. (1974) - Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. - Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 54, 2/3, pp. 717-752.
- Poty B., Leroy J., Jachimowicz L. (1976) - Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixmeca. - Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 99, pp. 182-186.
- Prinz W.W. (1882) - Les enclaves du saphir, du rubis et du spinelle. Bruxelles (H. Manceaux).
- Ramsay J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. - McGraw-Hill, New York.
- Regreny A. (1973) - Recristallisation hydrothermale du quartz. - Thèse Doct. Ing., Paris VI, 133 p.
- Reitan P.H. (1968) - Frictional heat during metamorphism. - Lithos, 1, pp. 151-163, pp. 268-274.
- Roedder E. (1962) - Studies of fluid inclusions. I : low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. Econ. Geol., 57, pp. 1045-1061.
- Roedder E. (1967a) - Fluid inclusions as samples of ore fluids. In "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", pp. 515-574. H.L. Barnes ad., New York : Holt, Rinehart and Winston.
- Roedder E., Skinner B.J. (1968) - Experimental evidence that inclusions do not leak. - Econ. Geol., 63, pp. 715-730.
- Saliot P. (1973) - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. - C.R. Acad. Sc. Paris, 276, série D, pp. 3081-3084.

Schmidt R.A. (1962) - Temperatures of mineral formation in the Miami-Picher district as indicated by liquid inclusions. Econ. Geol., 57, 1, pp.1-20.

Secor D.T. (1965) - Role of fluid pressure in jointing. - Am. J. Sci., 263, pp. 633-646.

Sorby H.C. (1858) - On the microscopical structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks. - Quart. J. Geol. Soc. London, 14, pp. 453-500.

Sprunt E.S., Nur A. (1977) - Experimental study of the stress on solution rate. - Journ. of Geoph. Res. 82, 20, pp. 3013-3022.

Takenouchi S., Kennedy G.C. (1964) - The binary system H_2O-CO_2 at high temperatures and pressures. - Am. J. Sci., 262, pp. 1055-1074.

Touray J.C. (1970) - Analyse thermo-optique des familles d'inclusions à dépôts salins (principalement halite). - Schweiz. Mineral. Petroq. Mitt., 50, 1, pp. 59-71.

Ypma P.J.M. (1963) - Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. - Thesis, Univ. of Leiden.

Winkler H.G.F. (1975) - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4th edition, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Ouvrages généraux ou bibliographiques non cités :

COFFI (Proceedings of...) (1968-1973) - E. Roedder, ed., Ann Harbor, The University of Michigan Press.

Ermakov N.P. (1965) - Research on the nature of mineral-forming solutions, with special reference to data from fluid inclusions. - Vol. 22 of International Series of Monographs in Earth Sciences, New York, Pergamon Press, 743 p.

Smith F.G. (1953) - Historical development of inclusion thermometry. Univ. Toronto Press, 149 p.

LISTE DES FIGURES

N°		Page
1	Carte de situation des régions étudiées	2
2	Carte de localisation des échantillons	3
3	Schéma structural	5
4	Evolution des structures apparues au cours de l'"épisode" E ₂ et déformées par l'"épisode" E ₃	8
5	Chronologie relative des fentes et de leur remplissage	9
6	"Ages" des fentes étudiées	10
7	Fentes parallèles à la stratification S ₀	11
8	Remplissage des interboudins des strates	12
9	Cristallisation dans les interboudins d'une bélemnite tronçonnée, vues sur un plan de schistosité S ₂ parallèle à la stratification S ₀	13
10	Formation et évolution des fentes intermicrolithons	14
11	Evolution des fentes d'extension en échelons et de leur remplissage	15
12	Fentes intermicrolithons et fissures de tension dans une même strate avec glissement sur un des plans de fracturation	15
13	Fentes liées à l'aplatissement-étirement dans P ₂ -S ₂	16
14	Diaclases horizontales tardives	17
15	Apparition des fentes de type Riedel (R)	18
16	Apparition des fentes intermicrolithons parallèles à la schistosité de pli-fracture S ₃	19
17	Les deux principaux types de croissance cristalline	20
18	Fente à remplissage de calcite fibreuse et de quartz tardif	21
19	Fente à remplissage quartzo-calcitique simple	22
20	Lame épaisse montrant deux épisodes de cristallisation calcitique séparés par un épisode quartzeux	23
21	Recristallisations dans les interboudins des fentes	23
22	Filonnets de quartz tardif dans des zones broyées	24
23	Répartition des minéraux autres que calcite et quartz	27
24	Causes possibles de variation de volume d'une inclusion après sa fermeture	30
25	Répartition des inclusions "vides"	33
26	Inclusions en "nuages", de formes simples	33

27	Inclusions polymorphes en "nuages"	35
28	Inclusions fluides en bandes homogènes	36
29	Inclusions fluides homogènes dans la calcite	37
30	Inclusions fluides "fusiformes en lignes plus ou moins anastomosées"	38
31	Inclusions en échelons ; oblitération de microfissures de tension sur un cisaillement intracristallin virtuel	39
32	Inclusions alignées dans un plan de microfissuration intracristallin	40
33	Différentes figures d'intersection de microfissures jalonnées d'inclusions fluides	40
34	Inclusions hétérogènes jalonnant des microfissures intracristallines	41
35	Diagramme P-V-T de H ₂ O; évolution d'une inclusion après sa fermeture	45
36	Schéma de la surplatine chauffante et réfrigérante	47
37	Le système H ₂ O-NaCl	49
38	Quelques exemples de dispersion des températures de fusion (T _f) dans un même échantillon	50
39	Températures de fusion (T _f , °C) variées dans un même "nuage" d'inclusions fluides	51
40	Histogramme de fréquence des températures d'homogénéisation (T _h) : dispersion des valeurs plus importante pour les inclusions en "nuage" que pour les inclusions secondaires	52
41	Inclusions fluides en "nuages" : répartition des températures d'homogénéisation (T _h , °C)	52
42	Diagramme P-V-T d'une solution aqueuse à 10 % NaCl	53
43	Composition de la phase liquide d'une solution aqueuse saturée en chlorure de sodium	55
44	Inclusions fluides à cristaux de dawsonite et inclusions sans cristaux dans un même "nuage" : température d'homogénéisation (T _h , °C)	56
45	Diagramme P-V-T du CO ₂	58
46	Diagramme Température-Pression-Composition du système CO ₂ -	60
47	Histogrammes de fréquence des températures d'homogénéisation (T _h) : diminution de ces températures dans le temps	64
48	Températures d'homogénéisation (T _h) obtenues sur différents types d'inclusions, dans les mêmes fentes	66
49	Répartition des fluides	68
50	Répartition des températures d'homogénéisation (T _h) correspondant aux "épisodes" E ₂ et E ₃ de la déformation	69
51	Répartition des densités de fluides	75
52	Répartition des températures et pressions connues	81

53	Coupe schématique des environs de La Grave : variation rapide des densités au voisinage de la faille des Grandes Rousses	83
54	Corrections à la pression des températures d'homogénéisation pour des solutions aqueuses	88

TABLE DES MATIERES

	page
AVANT-PROPOS	
INTRODUCTION	1
<u>I. CADRE GEOLOGIQUE</u>	5
<u>II. LES FENTES : CHRONOLOGIE ET REMPLISSAGE</u>	9
II.1. CHRONOLOGIE DES FENTES DANS LA SUITE DE LA DEFORMATION	9
II.1.1. Fentes F1, parallèles à la stratification S ₀	11
II.1.2. Fentes F2, liées à l'"épisode" E ₂	12
II.1.2.1 Remplissage des interboudins des strates	12
II.1.2.2. Remplissage des interboudins des bélemnites tronçonnées	12
II.1.2.3. Fentes intermicrolithons dans les bancs compétents	13
II.1.2.4. Fentes d'extension en échelons	14
II.1.2.5. Fentes liées à l'aplatissement-étirement dans P ₂ -S ₂	16
II.1.3. Fentes F3 tardives, liées à l'"épisode" E ₃	16
II.1.3.1. La schistosité de flux S ₂ est verticale	16
II.1.3.2. La schistosité de flux S ₂ est pentée vers l'Est	17
II.1.3.2.1. Formation des fentes de type Riedel (R)	17
II.1.3.2.2. Formation de la schistosité de pli-fracture S ₃	18
II.1.4. Les fentes du socle	19
II.2. LE REMPLISSAGE DES FENTES : PARAGENESES ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES MINERAUX	19
II.2.1. Fentes à remplissages exclusivement quartzo-calcitique	20
II.2.1.1. Fentes à remplissage fibreux parallèle aux épontes	21
II.2.1.2. Fentes à croissance cristalline centripète	21
II.2.1.3. Cristallisations dans les fentes à remplissage boudiné	23
II.2.1.4. Filonnets de quartz dans des zones broyées	24
II.2.2. Fentes à remplissages variés	25
II.2.2.1. Dolomite, ankérite	25
II.2.2.2. Les feldspaths	26
II.2.2.3. Chlorite et mica blanc	26
II.2.2.4. La barytine	26
II.2.2.5. La pyrite	26

III. LES INCLUSIONS FLUIDES	29
III.1. MORPHOLOGIE ET REPARTITION DES INCLUSIONS FLUIDES DANS LES CRISTAUX	31
III.1.1. Les inclusions "vidées de leur contenu fluide"	32
III.1.2. Inclusions fluides proprement dites	33
III.1.2.1. Inclusions en "nuages", de formes simples	33
III.1.2.2. Inclusions en "nuages", polymorphes	34
III.1.2.3. Inclusions de formes simples en lignes ou en bandes	36
III.1.2.4. Inclusions fusiformes en lignes plus ou moins anastomosées	37
III.1.2.5. Inclusions de formes simples, alignées, en familles homogènes	39
III.1.2.6. Inclusions hétérogènes sur un plan de fracture	41
III.2. CHRONOLOGIE DES INCLUSIONS PAR RAPPORT AUX "EPISODES" E ₂ ET E ₃ DE LA DEFORMATION	41
III.2.1. Les inclusions en "nuages"	42
III.2.2. Les inclusions en bandes ou en lignes plus ou moins anastomosées	43
III.2.3. Inclusions jalonnant des plans de microfractures isolés	43
III.3. CONCLUSION	44
IV. ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES	45
IV.1. L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE	45
IV.1.1. Principe	45
IV.1.2. Préparation des échantillons et appareillage de mesure	46
IV.2. LES MESURES EFFECTUEES : TEMPERATURES DE FUSION ET TEMPERATURES D'HOMOGENEISATION	48
IV.2.1. Les inclusions à solutions aqueuses de sels alcalins	49
IV.2.1.1. Températures de fusion (T _f) et salinités	49
IV.2.1.2. Températures d'homogénéisation et densités	51
IV.2.1.3. Températures de décrépitation	53
IV.2.1.4. Les inclusions à cubes de sel	54
IV.2.1.5. Inclusions à phase solide autre que le sel	56
IV.2.2. Les inclusions à CO ₂	56
IV.2.2.1. Température de fusion et température de dissociation de l'hydrate	56
IV.2.2.2. Homogénéisation des fluides CO ₂ (T ₃₋₂) et teneur du fluide en CO ₂	57

IV.2.2.3. Température d'homogénéisation (Th)	59
IV.2.2.4. Inclusions à méthane	59
IV.2.3. Conclusion	60
IV.3. VARIATIONS DES FLUIDES ET INTERPRETATION DES RESULTATS	61
IV.3.1. Variations dans le temps	61
IV.3.1.1. Inclusions de même type prises dans des fentes d'âges différents	61
IV.3.1.1.1. Salinités et teneurs en CO ₂	61
IV.3.1.1.2. Densités	63
IV.3.1.2. Inclusions de types différents prises dans les mêmes fentes	66
IV.3.1.2.1. Salinités	66
IV.3.1.2.2. Densités	66
IV.3.2. Variations des fluides dans l'espace	67
IV.3.2.1. Variations horizontales	67
IV.3.2.1.1. Salinités et teneurs en CO ₂	67
IV.3.2.1.2. Densités	70
IV.3.2.2. Variations verticales	70
IV.3.3. Conclusion	71
IV.4. CONCLUSIONS A L'ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE	71
V. INTERPRETATION DES RESULTATS : LES FLUIDES, MARQUEURS DE LA DEFORMATION ?	73
V.1. RESUME DES OBSERVATIONS	73
V.2. RAPPEL DES DONNEES ANTERIEURES A CETTE ETUDE	74
V.2.1. Données microthermométriques sur les fentes du synclinal de Bourg-d'Oisans	74
V.2.2. Données thermométriques	76
V.2.3. Cristallinités des illites dans le synclinal de Bourg-d'Oisans et les environs de La Grave	77
V.2.4. Estimation du couple P-T dans le Pelvoux	77
V.3. INTERPRETATION EN TERMES DE PRESSION ET TEMPERATURE DE LA PRESENTE ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE	78
V.3.1. Températures de formation des cristaux de quartz	78
V.3.1.1. Estimation des températures	78
V.3.1.2. Répartition des températures	79
V.3.2. Pressions de formation des fentes : estimation et répartition	80
V.3.3. Le couple P-T dans les environs de Bourg-d'Oisans et de la Grave : répartition et origine possible	82
V.3.4. Nature et origine des pressions	84

V.3.4.2.Première hypothèse : formation des fentes dans des conditions d'équilibre	84
V.3.4.2.Seconde hypothèse : formation des fentes dans des conditions de déséquilibre	85
V.3.5.Evolution du couple P-T dans le temps	87
V.3.5.1.Influence d'une variation de pression sur l'évolution du couple P-T	87
V.3.5.2.Influence d'une variation de température sur l'évolution du couple P-T	90
V.4.CONCLUSION	92
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	93
ANNEXE	97
BIBLIOGRAPHIE	119
LISTE DES FIGURES	125
TABLE DES MATIERES	129

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 15 Février 1978

Le Président de la thèse

P. Hatalon

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 1^{er} mars 1978

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



Philippe Can

DR G. CALI