

**L'Intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard) :
Déformation hétérogène et modifications chimiques
associées dans les roches granitiques sous différents régimes
métamorphiques.**

par **Christine Merz Arreaza**

Thèse soutenue le 6 octobre 1989
à la faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

L'intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard): Déformation hétérogène et modifications chimiques associées dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques.

de Mme Christine Merz Arreaza

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

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

MM. les professeurs F. Persoz, J.-P. Schaer,
A. Pfiffner (Berne) et H.-R. Pfeifer
(Lausanne)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 28 septembre 1992

Le doyen :



A. Robert

Articles publiés

Merz, C. (1989): L'Intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard oriental). Partie 1: déformations alpines et relations socle-couverture. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69, 55-71.

Merz Arreaza, C. et Persoz F.P. (1992): L'Intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental): Partie 2: déformations alpines et modifications chimiques. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72, 179-196

Merz, C., Thélin, P. et Persoz F.P. (1989): Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite du Medel (Massif du Gothard, Alpes Centrales Suisses). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69, 359-375.

Thèse déposée à:

- l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel
rue Emile Argand 11
CH-2007 Neuchâtel

- Bibliothèque de l'Université de Neuchâtel
Av. du 1^{er} Mars 26
CH-2000 Neuchâtel

L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental). Partie 1: déformations alpines et relations socle-couverture

par *Christine Merz*¹

Abstract

Structural analysis of the Hercynian Medel-Cristallina granite body on the south-eastern border of the Gotthard Massif (Swiss Alps), shows a suite of deformation produced by a subhorizontal N-S oriented shortening. A subvertical E-W oriented foliation with strong down-dip lineation gives evidence of considerable vertical extension (ca.200%). Several systems of shear zones indicate the heterogeneity of the deformation. They allow to divide the deformation history into three main phases:

1) The local development of an early foliation (F1) on the northern border of the granite is associated with subvertical (C1) shear zones. In the central and southern part of the granite the main foliation (Fp) is associated with steep (C2) and flat overthrusting (C3) shear zones. The development of the C2 and C3 shear zones with the associated foliation Fp propagate through the intrusion from the southern to the northern border, where C2 and C3 crenulate the C1 shear zones and associated foliation F1.

2) The C3 shear zones induce shear movements on the foliation planes while further movements on the C2 planes take place.

3) The last movements on the C3 planes crenulate all the other planes in the entire granite body.

Structural relations between mesozoic cover and granitic basement shows that the main foliation Fp has been developed in the Gotthard basement after emplacement and isoclinal folding of the pennine units. The flat overthrusting shear movements to the south (C3) in the basement can be correlated with a late phase of regional backfolding of the pennine nappes.

Keywords: Granitic basement, Mesozoic cover, Alpine deformation, Medel-Cristallina, Gotthard, Switzerland.

Résumé

L'analyse structurale de l'intrusif hercynien Medel-Cristallina, situé sur la bordure sud-est du massif du Gothard, met en évidence une déformation progressive dans un contexte de raccourcissement subhorizontal orienté N-S. Il en résulte une foliation subverticale dirigée E-W et une linéation proche de la ligne de plus grande pente marquant un fort étirement vertical (200%). Plusieurs systèmes de cisaillements témoignent de l'hétérogénéité de la déformation et permettent de subdiviser l'histoire de la déformation en trois étapes principales:

1) Développement d'une foliation locale (F1) associée à des cisaillements subverticaux (C1) sur la bordure nord et de la foliation principale (Fp) associée à des cisaillements à fort pendage (C2) et chevauchants plats (C3) sur la bordure sud. Le développement des cisaillements C2 et C3 se propage de la bordure sud vers la bordure nord où ces cisaillements recoupent et crénelent les cisaillements C1 et la foliation F1 associée.

2) Les cisaillements C3 induisent des mouvements cisailants sur les plans de foliation Fp en association avec des mouvements le long des cisaillements C2.

3) Les mouvements des cisaillements C3 se terminent en provoquant une crénelation dans l'ensemble de l'intrusif. Les relations structurales socle-couverture montrent que la foliation principale dans le massif du Gothard s'est développée après la mise en place et le plissement isoclinal des unités penniques. Les cisaillements chevauchant vers le sud C3 peuvent être corrélés avec les mouvements en retour des nappes penniques.

¹ Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2000 Neuchâtel, Switzerland

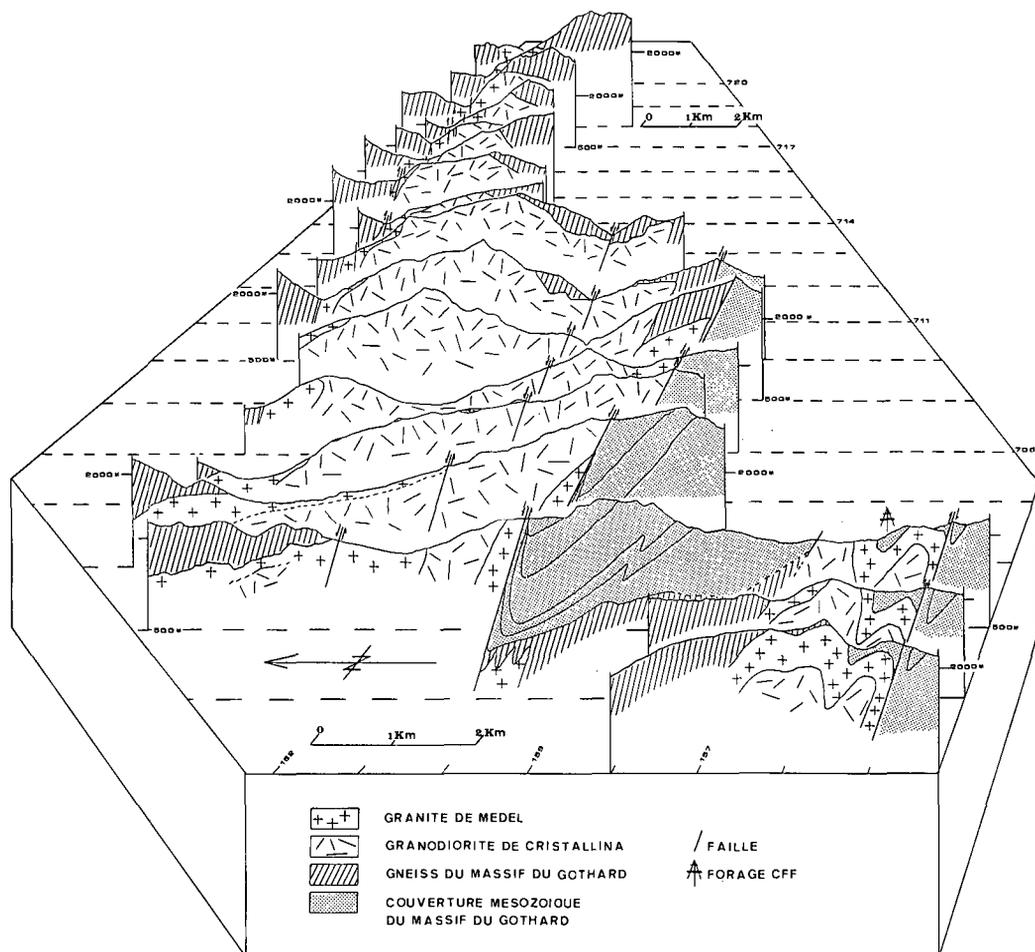


Fig. 2 Coupes séries géologiques de l'intrusif Medel-Cristallina.

des zones de Pianca et Forca (Lias) et constitue ainsi le cœur de l'anticlinal du Val di Campo.

Au sud, cette couverture mésozoïque sépare le massif du Gothard des schistes lustrés et des nappes penniques de Lucomagno, de Simano et d'Adula. Deux structures majeures sont connues dans les schistes lustrés. Ce sont l'antiforme de Lunschiana et le synforme d'Alpettas dont les axes plongent faiblement vers l'ENE (Fig. 1). Ils sont associés respectivement aux phases B3 et B4 de VOLL (1976) et PROBST (1980). Une phase plus tardive de mouvements en retour provoquant des crénelations à axe subhorizontal ENE-WSW, a été appelée d'après MILNES (1976) synforme de Chiera. Elle affecte les gneiss de la nappe de Lucomagno, les schistes lustrés et la couverture du massif du Gothard adjacent. Elle correspond aux phases B5 de VOLL (1976), F3 de THAKUR (1973), V de

CHADWICK (1968), D3 de ETTER (1987) et B5 de PROBST (1980).

La masse principale de l'intrusif Medel-Cristallina est située au nord du col du Lukmanier, d'où elle s'étend vers le nord jusqu'au Val Lavaz (planche 1 et Fig. 2). L'extension maximale N-S est d'environ 8 km le long du Val Medel. Du Val Medel vers l'est il s'amincit progressivement jusqu'au Val Somvix. L'intrusif apparaît comme un corps allongé SW-NE d'une superficie de 40 km². Au sud du barrage, l'intrusif affleure encore par trois fois en amont du Val Rondadura et plus au sud, près d'Acquacalda aux localités dites Alpe Gana et Selva Secca (Fig. 2).

La région du Val Somvix et du Val Lavaz constitue la partie NE de l'intrusif. La partie centrale affleure aux Val Medel et Val Cristallina. La région du col et les affleurements de Selva Secca et

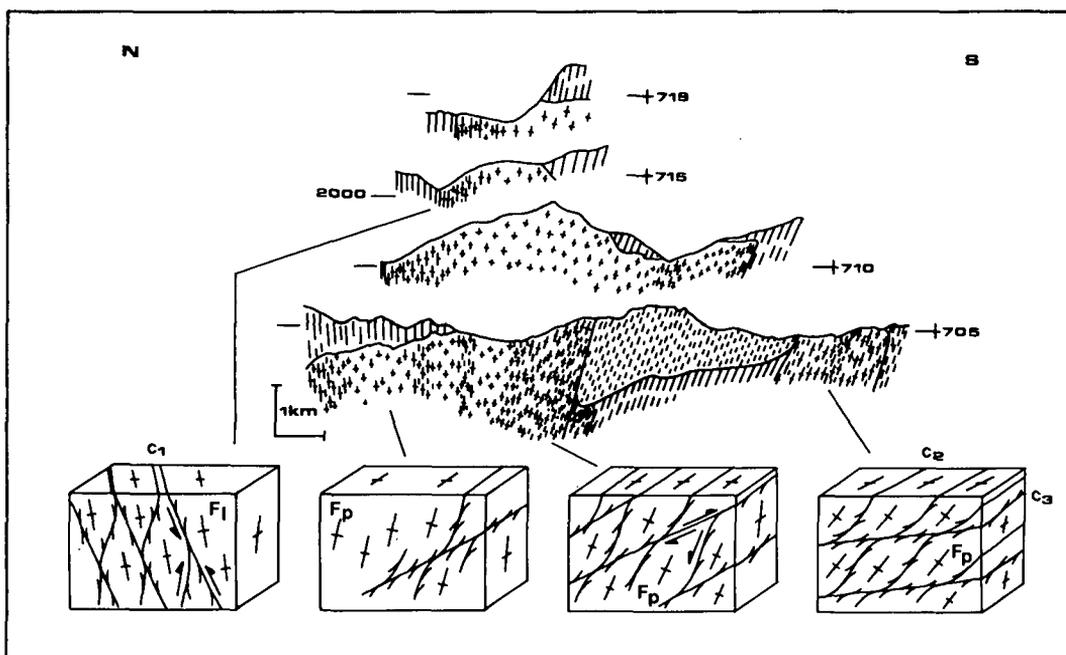


Fig. 3 Coupes structurales: développement des foliations F1 et Fp en relation avec les cisaillements C1, C2 et C3. L'intensité de la foliation varie à travers l'intrusif et augmente du centre vers les bordures nord et sud.

Alpe Gana forment la partie SW de l'intrusif (planche 1).

L'intrusif se compose de trois principaux types pétrographiques: le granite porphyrique de Medel qui enveloppe et recouvre partiellement la granodiorite de Cristallina. Celle-ci constitue la masse principale de l'intrusif. L'épaisseur de l'enveloppe granitique ne dépasse pas 1 km (Fig. 2). Au cœur de la granodiorite, à l'entrée du Val d'Uffiern affleure la diorite d'Uffiern, le faciès le plus basique de l'intrusif (planche 1).

Les relations de contact montrent que la granodiorite est légèrement plus jeune que le granite. Elle semble s'être mise en place alors que le granite était encore chaud, voire liquide. Les critères observés sont des enclaves de granite dans la granodiorite, des xénocristaux porphyriques provenant du granite dans la granodiorite, et au Val Lavaz un mélange de magmas assimilable à une «net veined diorite» (WINDLEY, 1965).

Le granite est caractérisé par une texture massive porphyrique à phénocristaux centimétriques de feldspaths potassiques au sein d'une matrice à granulométrie millimétrique, alors que la granodiorite est équigranulaire à grains millimétriques à centimétriques. La composition modale du granite est constante avec, en proportions égales, du quartz, plagioclase et du microcline et 5-10% de biotite. La granodiorite possède plusieurs faciès, distribués de manière hétérogène au sein de l'intrusif. Sa

composition modale est fort variable: 0-15% microcline, 5-25% biotite, 20-40% plagioclase (oligoclase-andésine) et 20-40% quartz.

3. Structures et déformation

La déformation de l'intrusif s'exprime par une foliation et plusieurs systèmes de cisaillements ductiles. L'intensité de la déformation et la répartition géométrique des cisaillements varient à travers l'intrusif. La fréquence des zones de cisaillement augmente du centre de l'intrusif vers les bordures nord et sud qui sont mylonitisées (Fig. 3). Dans quelques zones internes, les structures magmatiques ont été préservées et témoignent de l'hétérogénéité de la déformation alpine à toute les échelles.

De manière générale le développement de la foliation est plus homogène dans la granodiorite que dans le granite. La teneur plus élevée en phyllosilicates et la granulométrie initiale plus fine et homogène de la granodiorite sont probablement à l'origine du contraste de ductilité entre ces deux types de roches.

3.1. LA FOLIATION PRINCIPALE Fp

Mis à part les quelques domaines locaux, à caractère granitique, préservés de la déformation

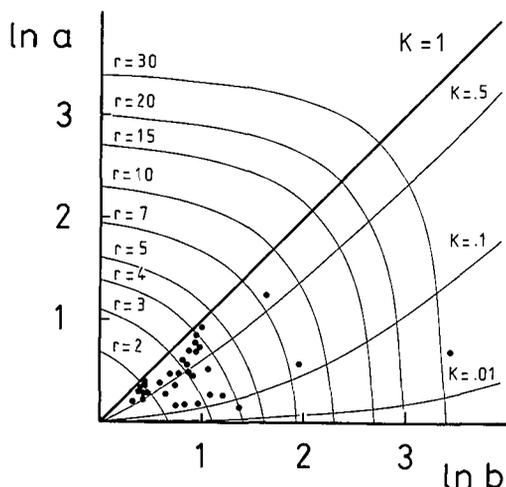


Fig. 4 Diagramme de Flynn: rapport des axes des enclaves basiques du Val Medel.

alpine, la foliation s'est développée dans l'ensemble de l'intrusif (Fig. 3). A l'échelle du massif du Gothard la foliation se présente en éventail avec un pendage vers le NW à NE au sud et vers le SE au nord du massif.

A l'échelle de l'intrusif Medel-Cristallina le pendage de la foliation montre une variation progressive entre les bordures SW et NE du corps cristallin (planche 1 et Fig. 3): dans la partie nord-est la foliation NE-SW est subverticale (valeur moyenne du pendage: $330-350^\circ$ ou $150-170^\circ/80-90^\circ$). Dans la région de la bordure sud-ouest elle est dirigée WNW-ESE avec un pendage fortement incliné vers le N à NE (valeur moyenne: $360-20^\circ/60-70^\circ$).

La linéation d'étirement minérale (biotite, séricite et phases quartzo-feldspathiques) inscrite sur les plans de foliation est toujours proche de la ligne de plus grande pente. Elle plonge vers le NNW au niveau du col et a tendance à s'orienter progressivement vers l'W en allant vers le Val Lavaz (planche 1).

La foliation se poursuit à travers les contacts avec les unités mésozoïques, où elle constitue la foliation pénétrative recoupant une première foliation liée à la formation des plis de Scopi et Val di Campo.

3.1.1. Déformation des aplites et enclaves

Le résultat de la déformation s'exprime par un fort étirement vertical. Le raccourcissement associé à la formation de la foliation de l'intrusif a été évalué à environ 50% sur la base de l'étude des plis dessinés par des aplites plissées à plan axial confondu avec la foliation. Cette valeur est constante à 10% près dans l'ensemble de l'intrusif et donne une

estimation de la déformation des zones foliées en dehors des zones de cisaillements. Par ailleurs l'amplitude et la longueur d'onde des plis sont en fonction de l'épaisseur de l'aplite: les aplites d'épaisseur centimétrique se plissent avec des longueurs d'ondes et des amplitudes centimétriques et les aplites d'épaisseur décimétrique avec des longueurs d'ondes et des amplitudes métriques.

Les enclaves basiques utilisées comme marqueurs passifs de la déformation ont des rapports axiaux situés dans le champ d'aplatissement fini (Fig. 4).

3.2. LES CISAILLEMENTS

Les affleurements des zones de bordures de l'intrusif fournissent une image complète des relations géométriques et cinématiques entre cisaillements et foliation. Il n'en est pas ainsi dans les parties centrales de l'intrusif où les zones de cisaillement sont plus rarement développées et les relations géométriques entre les différents systèmes de cisaillements plus difficilement observables. Néanmoins les données structurales des parties centrales de l'intrusif concordent avec les observations des zones de bordure.

3.2.1. Les cisaillements C1 (direction ENE-WSW)

Les zones de cisaillement ductile C1 conjuguées et qui sont associées au développement d'une foliation locale (F1) (Fig. 3), sont encore bien visibles le long d'une zone de 5km de quartzites mylonitiques encaissée dans le granite et subparallèle au contact granite - gneiss du vieux socle dans le Val Lavaz (Fig. 1). Les orientations de ces zones de cisaillement sont très proches de celle du plan de foliation F1, avec un pendage subvertical orienté vers le NNE ou SSW (Fig. 5a). En général, les plans inclinés vers le SSW montrent un mouvement relatif qui abaisse le bloc nord selon la direction de la plus grande pente, tandis que le long des plans inclinés vers le NNE le bloc sud est abaissé selon la direction de la plus grande pente. Les cisaillements à relèvement du bloc nord sont dominants. Avec la déformation croissante les cisaillements C1 tendent à devenir subparallèles à la foliation F1 (Fig. 7a et 7b).

La distribution de cette foliation locale F1 développée en relation avec les cisaillements C1 est très restreinte et limitée à la bordure NE de l'intrusif. Son orientation est différente de celle de la foliation principale (Fp) qui s'est développée à partir de la bordure sud de l'intrusif (Fig. 3). Les cisaillements C2 et C3 recoupent et crénelent les plans C1 et les plans de la foliation F1 (Fig. 7c et 7d).

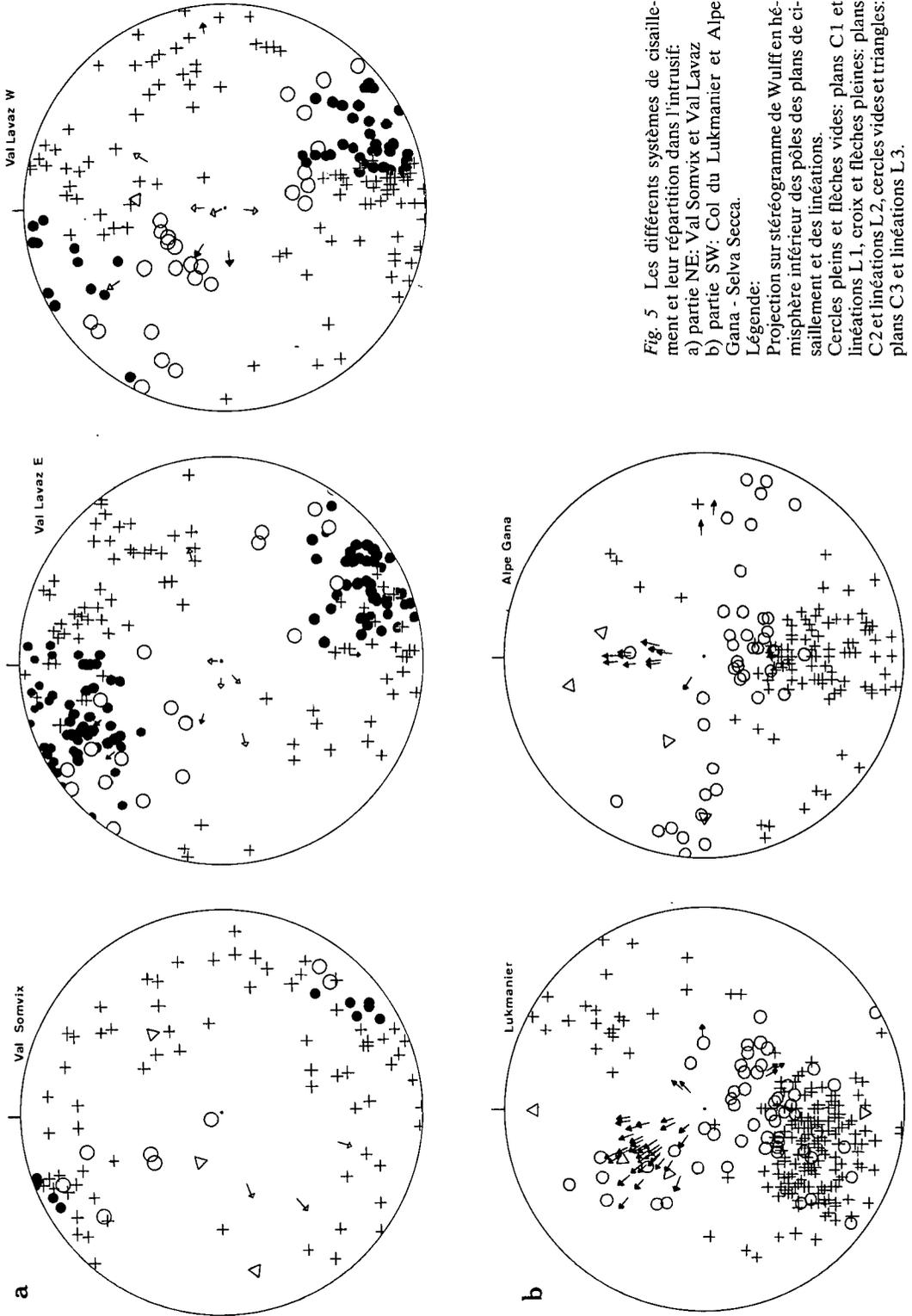


Fig. 5 Les différents systèmes de cisaillement et leur répartition dans l'intrusif.

a) partie NE: Val Somvix et Val Lavaz

b) partie SW: Col du Lukmanier et Alpe Gana - Selva Secca.

Légende:

Projection sur stéréogramme de Wulff en hémisphère inférieur des pôles des plans de cisaillement et des linéations.

Cercles pleins et flèches vides: plans C1 et linéations L1, croix et flèches pleines: plans C2 et linéations L2, cercles vides et triangles: plans C3 et linéations L3.

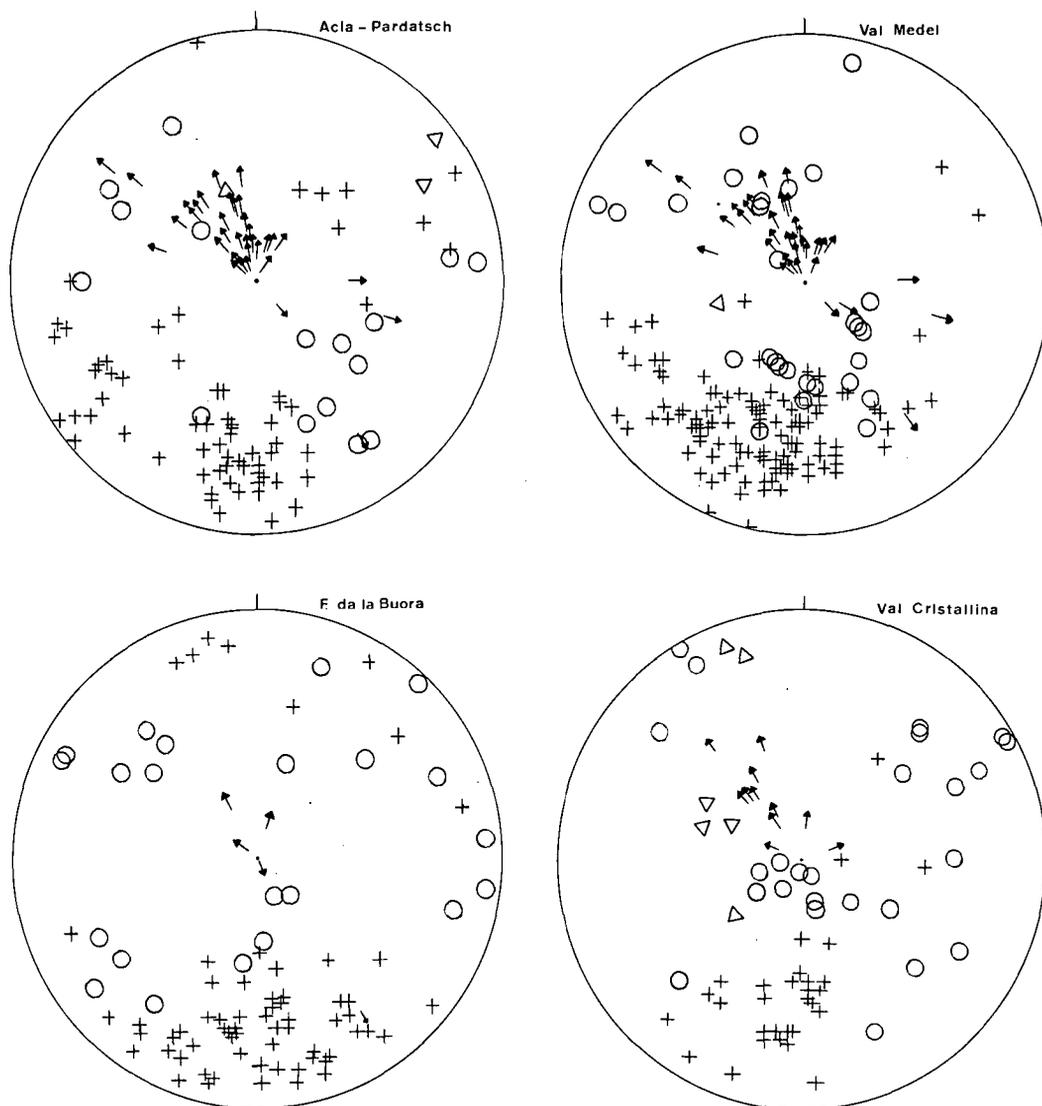


Fig. 6 Les différents systèmes de cisaillements et leur répartition dans la partie centrale de l'intrusif: Val Cristallina, Val Medel, Fuorcla da la Buora et Acla - Pardatsch (légende: cf. Fig. 5).

3.2.2. Cisaillements C2 (direction E-W à SE-NW)

Les cisaillements C2 montrent un pendage modéré à fort vers le N à NE et vers le SW (Fig. 5 et 6). Les premiers abaissent le bloc nord suivant une direction de mouvement plongeant vers le SE ou NW. Les derniers abaissent en général le bloc sud suivant une direction de mouvement plongeant vers le NW.

Ces cisaillements recoupent, voire crénelent les plans de cisaillements C1 et les plans de foliation F1 de la partie NE de l'intrusif (Val Lavaz), provoquant des plis de crénelation subverticaux (Fig. 7c).

Il est important de noter que ces cisaillements C2 sont conjugués au développement des plans de la foliation principale (Fp) de l'intrusif: Dans le Val Medel et le Val Cristallina existent des relations

C-S entre les cisaillements C2 et la foliation Fp dans les zones de faible déformation: Les plans de foliation s'alignent progressivement aux zones de cisaillement C2 sans qu'ils soient recoupés par ces dernières. Dans les zones où la foliation n'est pas développée les cisaillements C2 peuvent constituer les seules déformations de la roche. Une partie des cisaillements C2 a été développée encore après la phase de foliation Fp.

3.2.3. Les cisaillements C3 (direction NE-SW)

Les cisaillements chevauchants C3 se divisent en deux groupes:

a) Cisaillements à faible pendage vers le NW marqués de mouvements chevauchant vers le sud (Fig. 7g et 7h). Ils sont plus fréquents dans la partie SW de l'intrusif (Fig. 5 et 6).

b) Cisaillements à faible pendage vers le SE montrant des mouvements chevauchant vers le nord (Fig. 7d). Ils sont plus fréquents dans la partie NE de l'intrusif (Fig. 5 et 6).

Au sud du col du Lukmanier:

Les cisaillements C3 sont contemporains et/ou postérieurs aux cisaillements C2. Les deux systèmes de cisaillements créent un réseau de plans ductiles subhorizontaux et subverticaux (Fig. 3). La foliation (Fp) adopte une orientation intermédiaire qui s'aligne progressivement à l'un ou l'autre système de cisaillements. Le système de cisaillements C2 est en général dominant par rapport aux cisaillements C3. Il en résulte une foliation fortement pentée dont l'orientation est proche de celle des cisaillements C2.

Les cisaillements C3 ont été plus longtemps actifs que les cisaillements C2 et provoquent des crénulations à axes subhorizontaux NE-SW sur les plans de foliations Fp et de cisaillements C2 (Fig. 7h). La roche est affectée dans son ensemble par des plissements millimétriques voire centimétriques (Selva Secca).

Au nord du col du Lukmanier:

Comme au sud du col, les cisaillements C3 sont contemporains et postérieurs aux cisaillements C2 (Fig. 3). En allant vers le nord les cisaillements C3 deviennent plus rares et leur ductilité diminue. De plus, la part des cisaillements C3 postérieurs à la foliation (F1 et Fp) et aux cisaillements C2 semble augmenter. Ils provoquent une crénulation matérialisée par des plissements millimétriques à axes subhorizontaux NE-SW dans les niveaux phylliteux exclusivement (Fig. 7d). Cette différence de style de déformation par rapport aux crénulations au sud du col est dictée par les conditions métamorphiques différentes (faciès amphibolite au sud,

faciès schistes verts au nord du col) qui régissent la ductilité de la roche.

3.2.4. Relations entre cisaillements et développement de la foliation

Chacun des trois systèmes de cisaillements prédomine dans l'espace et dans le temps de la manière suivante: Les cisaillements C1 semblent restreints à la bordure NE de l'intrusif (Fig. 5). Les plans C1 et la foliation F1 associée sont crénulés par les cisaillements C2 qui se sont développés dans l'ensemble de l'intrusif. Les cisaillements C3 sont dans la partie N de l'intrusif plutôt de nature cassante, et deviennent de plus en plus fréquents et ductiles vers le sud. Le développement des cisaillements C2 et C3 a été synchrone. Mais le système de cisaillements C3 est resté plus longtemps actif en provoquant une crénulation des plans C1, C2 et de ceux de la foliation.

Les cisaillements C1 et la foliation associée appartiennent à une phase de déformation précoce et restreinte à la bordure N. (En effet l'étude géochimique des quartzites d'une part et la présence de lentilles de marbre dolomitique au sein des quartzites d'autre part indiquent une origine sédimentaire pour ces mylonites. La déformation associée aux cisaillements C1 pourrait donc appartenir à une phase de chevauchement ou pincement de sédiments triasiques, ou encore antérieurs, à l'intérieur du massif du Gothard).

Leurs équivalents sur la bordure Sud sont probablement les cisaillements C2 dont l'orientation est parallèle à la bordure SW (Fig. 3). En effet il paraît peu plausible qu'une phase de déformation ait eu lieu à l'intérieur du massif du Gothard sans que sa bordure sud en ait été affectée. Comme les cisaillements C2 recoupent les cisaillements C1, la déformation de l'intrusif a dû commencer sur la bordure nord, notamment dans les quartzites et leur voisinage au Val Lavaz, et sur la bordure sud, suivie de la propagation du sud vers le nord des cisaillements C2 qui finissent par recouper les cisaillements C1 (Fig. 7).

La foliation Fp développée dans l'ensemble de l'intrusif doit être associée aux cisaillements C2 et C3. Les cisaillements C2 paraissent dominants par rapport aux cisaillements C3 et contrôlent l'orientation de la foliation.

3.2.5. Les mouvements cisailants sur les plans de foliation

Une partie des plans de foliation est marquée par une asymétrie de la fabrique de la roche. Il

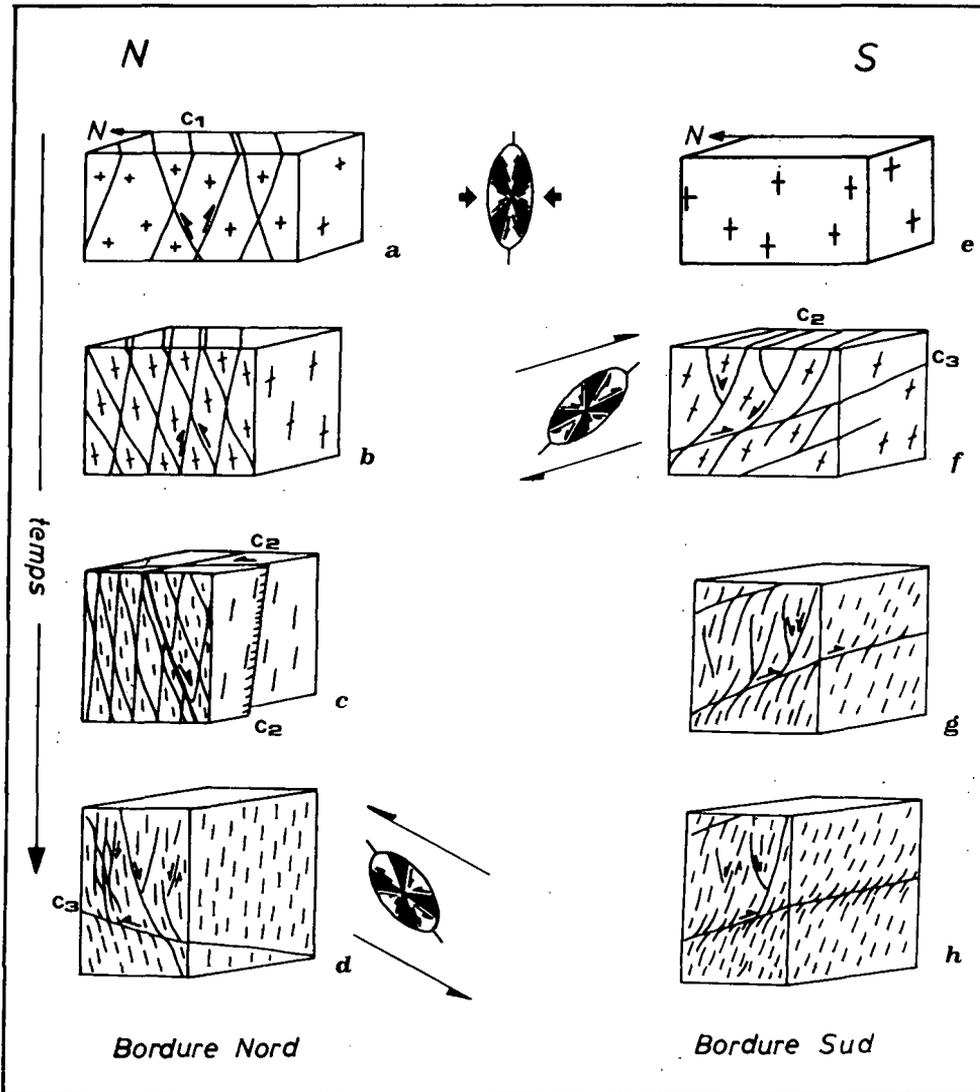


Fig. 7 a-d) Evolution structurale de la bordure nord de l'intrusif: a et b) développement de la foliation F1 en relation avec les cisaillements C1. c et d) crénulation par les cisaillements C2 et développement de la foliation Fp en relation avec les cisaillements C2 et C3 suivi de la crénulation par les cisaillements C3.

e-h) Evolution structurale de la bordure sud de l'intrusif: e à g) développement de la foliation Fp en relation avec les cisaillements C2 et C3. h) crénulation par les cisaillements C3.

semble donc que ces plans de foliation ont été activés comme plans de glissement. Les mouvements relatifs sur les plans de foliation activés abaissent en général le compartiment nord.

Dans la région du col et plus au sud les mouvements cisailants sur les plans de foliation Fp sont

synchrones aux cisaillements C3 à faible pendage vers le NW et aux cisaillements C2. A l'affleurement il n'est pas possible d'établir des recoupements et les mouvements observés sont géométriquement compatibles avec les cisaillements C2 et C3. Par contre nous n'avons pas observé de mou-

vements cisailants sur les plans de foliation Fp en relation avec les cisaillements C3 à faible pendage vers le SE.

Dans la région du Val Lavaz les mouvements sur les plans de foliation F1 et Fp sont synchrones aux cisaillements C3 à faible pendage vers le SE.

Aux Val Medel, Val Cristallina et Val Somvix les mouvements cisailants sur les plans de foliation Fp sont synchrones aux cisaillements C2.

On peut donc en conclure que le mouvement continu le long des zones de cisaillements C3 a réactivé les structures préexistantes et notamment engendré des mouvements sur les plans de foliation. L'anisotropie planaire que constitue la foliation a pu jouer comme plan de cisaillement lorsque son orientation était suffisamment parallélisée par rapport à une composante du cisaillement global (Fig.7). Simultanément les cisaillements C2 sont restés actifs. Le mouvement continu des cisaillements C3 finit par provoquer une crénelation sur les plans C1, C2 et de la foliation.

4. Relation entre les structures antéalpines et alpines

4.1. FORME INITIALE DE L'INTRUSIF

La faille normale qui recoupe l'intrusif au niveau du P. Garviel en direction du Val d'Uffiern (planche 1, cartouche) fait apparaître au Val Medel la granodiorite sous-jacente au granite. On peut fixer le rejet vertical et horizontal de cette faille d'après l'épaisseur du granite qui est assez constante et d'au maximum 1000m. La faille normale de Retico qui longe la bordure sud du massif du Gothard possède un rejet vertical de 6000m (FREY, 1967). Le rejet horizontal de la faille est environ 10km, distance qui sépare le Trias autochtone du Col du Lukmanier et le Trias autochtone du Val Camadra. Les deux failles montrent une direction de mouvement plongeant vers le NW.

Si l'on tient compte de ces failles régionales et qu'on les fasse rejouer en sens inverse, en abaissant le bloc sud en direction NW, alors le corps cristallin s'inscrit dans une forme allongée lenticulaire. Les corps cristallins de Selva Secca et Alpe Gana se situeraient sur le même axe qui suit assez bien la structuration préalpine soulignée par les zones de paragneiss du massif du Gothard. De plus la bordure nord de l'intrusif correspond à l'emplacement de la zone de paragneiss du P. Paradis tandis qu'au sud la zone de Tremola délimite l'intrusif (planche 1). De ce fait on serait tenté de conclure que la forme initiale de l'intrusif a été contrôlée par la structuration préexistante du socle encaissant.

4.2. LA FOLIATION ALPINE

Les plans de foliation ont tendance à être parallèles à la bordure du massif qui constitue une discontinuité lithologique et rhéologique majeure. A l'échelle de l'intrusif, les bordures nord et sud du corps cristallin sont subverticales et lieu d'une foliation intense parallèle au contact. Au contact nord la foliation alpine de l'intrusif est également parallèle à la foliation hercynienne des gneiss encaissants. Au contact sud la présence de la faille de Retico influence localement (pendage vers le NE) l'orientation des plans de foliation en éventail (planche 1). De nombreux auteurs (HUBER, 1943; CHADWICK, 1965; FREY, 1967; BAUMER, 1964; ETTER, 1987) considèrent que l'emplacement du synclinal de Scopi est contrôlé par cette faille majeure. Elle coïncide avec la zone de paragneiss préalpins du P. Borel et de ce fait on lui confère un âge antéalpin probable. Par contre les surfaces de contact est et ouest de l'intrusif, dont le pendage plonge avec environ 40° à 60° respectivement vers l'est et l'ouest, recoupent à angle droit les structures hercyniennes. Les structures magmatiques y sont parfois préservées.

Il paraît possible que l'anisotropie préexistante des gneiss encaissants, renforcée par la discontinuité lithologique d'orientation similaire présentée par les contacts nord et sud de l'intrusif, ait influencé la foliation alpine qui adopte une orientation semblable. En effet la rotation de l'orientation de la foliation principale au sein de l'intrusif semble être contrôlée par les orientations légèrement différentes des contacts nord et sud.

5. Relation métamorphisme - déformation

Le métamorphisme lépontin de la région du Col du Lukmanier est documenté par de nombreux travaux (CHADWICK, 1956; FREY, 1969; FOX, 1975; FREY et al., 1976, 1980; BAMBAUER et BERNOTAT 1982; VOLL, 1976). Le tracé des isogrades témoigne d'une zonation métamorphique dont l'intensité augmente du nord vers le sud. L'isograde de l'apparition du chloritoïde (400° et 3kb) se situe sur la bordure sud du massif de l'Aar, quelques kilomètres au nord de l'intrusif. Celle de l'apparition de la staurotite (500-550° et 5 kb) se place au niveau du Col du Lukmanier (FREY et al., 1976).

La ductilité des zones de cisaillement est principalement contrôlée par le comportement physique des feldspaths et par l'intensité de la rétro-morphose anté- à synschisteuse subie par les phases feldspathiques.

En l'absence d'une saussuritisation du plagioclase et d'une albitisation du feldspath potassique, les feldspaths montrent un comportement essentiellement rigide. Ils subissent une réduction granulométrique importante par une fracturation intense, parfois accompagnée d'une extinction roulante et, au sein des plagioclases, d'un mâclage mécanique et de kinks. La biotite est émiettée et chloritisée. Dans ces zones cataclastiques, seul le quartz montre une déformation plastique intracrystalline allant jusqu'à la recristallisation et fournit un support ductile à la déformation.

Les stades ultimes mylonitiques montrent une texture à rubans lenticulaires granoblastiques de quartz, alternant avec des niveaux granoclastiques composés de feldspaths, de micas et de quartz magmatique relique. La granulométrie finale dans les ultramylonites est inférieure à 0.01 mm. Quelques clastes feldspathiques montrent encore une taille moyenne de 0.05 mm.

Ces cisaillements à caractère essentiellement fragile ont une épaisseur en général inférieure à un centimètre. Ils sont surtout présents le long de la bordure nord de l'intrusif et s'expriment dans les trois systèmes de cisaillements C1, C2 et C3.

En allant du nord vers le sud la fracturation des feldspaths diminue et fait progressivement place à des transformations métamorphiques qui déstabilisent la phase feldspathique. La saussuritisation et l'albitisation des feldspaths donnent naissance à un agrégat ductile de séricite, pistachite et clinozoisite zonées, chlorite, calcite, albite et quartz auxquels s'ajoutent une nouvelle biotite syn- à postcinématique et rarement un grenat syncinématique. De plus en plus fréquemment vers le sud, apparaissent des néoblastes d'oligoclase syn- à postcinématiques.

Dans le cas de transformations rétrogrades extrêmes, cet agrégat, formant la matrice ductile, absorbe la totalité de la déformation, préservant ainsi le quartz magmatique. Il en résulte une mylonite ductile lépidogranoblastique à yeux millimétriques de quartz.

La majorité des cisaillements présentent un caractère intermédiaire entre les deux extrêmes présentées ci-dessus. Leur texture à rubans lenticulaires millimétriques montre des niveaux granoblastiques de quartz partiellement polygonisé alternant avec des bandes polyminérales lépidogranoblastiques et des zones granoclastiques quartzofeldspathiques.

Dans l'ensemble le caractère ductile des cisaillements augmente du nord vers le sud. Simultanément leur épaisseur atteint des dimensions décimétriques à métriques et leur granulométrie finale augmente. Les mylonites situées au sud du Col montrent une granulométrie inférieure à 0.05 mm.

Les cisaillements C1 et C2 présentent en général un caractère ductile, tandis que les cisaillements C3 deviennent de plus en plus cassants vers la bordure nord du corps cristallin. Il semble que la ductilité des zones de cisaillement soit plutôt une fonction du gradient métamorphique que de leur appartenance à l'un des trois systèmes de cisaillements C1, C2 et C3.

La paragenèse dans les zones déformées comprend quartz + feldspath potassique + albite + oligoclase + phengite + pistachite + clinozoisite + biotite +/- sphène, calcite, chlorite, grenat.

A l'approche de l'isograde de l'apparition de la staurotide, les recristallisations syncinématiques d'un plagioclase calcique à partir du plagioclase primaire saussuritisé, ainsi que des néoblastes d'albite au sein des marges albitisées des feldspaths potassiques deviennent de plus en plus importantes.

La biotite primaire montre entre autres des inclusions de rutilé en sagénite et de sphène anté-à syncinématique concentré sur les bordures et les clivages. Une nouvelle biotite tantôt brune, tantôt vert-olive cristallise d'abord en petites paillettes brunes sans orientation préférentielle sur les biotites primaires et, avec la déformation croissante, dans les plans de foliation. Dans les cisaillements C1 une seconde génération de petites paillettes de biotite postcinématiques recoupe la foliation. Le grenat idiomorphe, pauvre en inclusions et légèrement moulé, cristallise à partir de l'épidote, la biotite et la séricite dans les bandes phylliteuses et les ombres de pression.

Les épidotes montrent un zonage constant avec une diminution de la teneur en fer vers les bordures, ce qui pourrait indiquer une cristallisation sous des conditions progrades (sous réserve de l'influence de la fugacité de l'oxygène) (HÖRMANN et RAITH, 1973; MYASHIRO, 1973). Dans le Val Medel l'épidote, également zonée, cristallise en pseudomorphose sur la biotite primaire.

A partir du barrage du col du Lukmanier vers le sud, l'épidote tend à disparaître au profit du plagioclase calcique syn- à postcinématique de plus en plus fréquent. Une transformation syncinématique du feldspath potassique en plagioclase calcique, quartz et micas a lieu, mais on constate également quelques rares low microclines postcinématiques. Une seconde génération de micas blancs et noirs postcinématiques par rapport à Fp, orientée selon le plan axial des plis de crénelation (C3), indique des conditions métamorphiques encore élevées pendant la phase de crénelation.

Ces observations, y compris la chronologie des cisaillements, conduisent au schéma suivant:

Les recristallisations sont syn- à postcinématiques au sein de C1, C2, F1 et Fp sous des condi-

tions métamorphiques progrades à culminantes, tandis que les cisaillements C3 montrent des recristallisations syncinématiques dans des conditions culminantes au sud et de plus en plus rétrogrades vers le nord.

D'autres études, notamment sur l'état structural des feldspaths potassiques (MERZ et al., en prép.) et sur les micas, sont en cours afin de compléter les connaissances sur le métamorphisme alpin de l'intrusif.

6. Interprétation cinématique

La figure 8 propose un modèle cinématique de la déformation alpine de la bordure sud du massif du Gothard au niveau du col du Lukmanier. Les données structurales et métamorphiques disponibles dans la littérature sont rassemblées sous forme d'un tableau (Tab. 1).

En détail, on pourrait concevoir l'histoire de déformation de la bordure sud du massif du Gothard dans la région du Col du Lukmanier de la manière suivante:

1) Mise en place des nappes penniques et plissement isoclinal (Fig. 8a-c):

La couverture autochtone du massif du Gothard est décollée et transportée vers le nord (nappes de Drusberg, d'Axen et aussi Flysch de Sardona) sous l'effet des mouvements dans le domaine pennique (FREY, 1967). PROBST (1980) décrit une première phase de déformation qui comporte le chevauchement de Misox (schistes lustrés) suivi du transport vers le nord de la nappe d'Adula, le décollement de la nappe de Soia et le chevauchement vers le nord des unités inférieures, Simano et Lucomagno (Fig. 8a).

Dans la nappe du Lucomagno, ainsi que dans les zones de Piora et de Molare, se forment une première schistosité et des plis isoclinaux (SIBBALD, 1971; THAKUR, 1973). Cette première déformation est mise en relation par THAKUR (1973) avec les mouvements chevauchants de la mise en place des nappes penniques.

D'après FREY (1967), sous l'effet de la mise en place des unités penniques, la couverture du massif du Gothard restée en arrière est écaillée (Zone d'écaillés de Peiden) et plissée en une série de synformes et d'antiformes. Les séries triasiques et jurassiques sont décollées jusqu'au niveau de la faille de Retico et reposent en série inverse sur la pellicule de Trias autochtone du massif du Gothard (Fig. 8b).

Ces événements seraient responsables de la formation de l'anticlinal du Val di Campo, dont la zone de Scopi présente le flanc nord inversé en

contact anormal avec le Trias autochtone du massif du Gothard (Fig. 8c). La mise en place de ces plis est accompagnée par le développement d'une première schistosité dans les schistes lustrés et les séries mésozoïques de la couverture du massif du Gothard (VOLL, 1976: B1 et B2).

ETTER (1987) décrit des plans de première foliation limités aux zones de bordures de l'extrémité est du massif du Gothard. L'intrusif Medel-Cristallina subit probablement des déformations localisées aux bordures, notamment le pincement des quartzites du Val Lavaz (Fig. 8b).

Une autre structure majeure, l'antiforme de Lunschania décrit par VOLL (1976) et PROBST (1980), appartient probablement à cette même phase de plissement isoclinal (Fig. 8c).

LÖW (1987) corrèle l'antiforme de Lunschania avec sa phase Leis qui déforme le front de la nappe d'Adula par un grand pli couché à axe ENE-WSW.

L'équivalent de cette phase de plissement et de foliation dans le domaine helvétique pourrait être le chevauchement de la nappe de Cavistrau avec formation d'une schistosité locale (MILNES et PFIFFNER, 1980; PFIFFNER, 1986).

2) Etirement vertical du socle et foliation principale (Fig. 8d):

L'empilement des nappes penniques provoque un rechauffement du massif du Gothard sous-jacent, et permet une déformation dans des conditions ductiles en réponse à la compression continue. Les conditions métamorphiques dans la nappe d'Adula sont de l'ordre de 7 kb et 500°C pendant la phase de Leis (LÖW 1987). Les conditions dans le massif du Gothard s'élèvent jusqu'au faciès schiste vert supérieur et au faciès amphibolite dans les différentes unités placées au sud. Une foliation subverticale associée à un fort étirement vertical se développe simultanément avec des cisaillements conjugués C2 et C3 (Fig. 8f).

Cette foliation affecte également les séries mésozoïques (ETTER, 1987: D2) et les unités penniques où elle se superpose aux premières structures:

Le synforme de Molare est postérieur aux premières déformations de la zone de Molare (THAKUR, 1973) et de la nappe de Lucomagno (VOLL, 1976).

Le synforme d'Alpettas recoupe d'après VOLL (1976) les structures de l'antiforme de Lunschania et est corrélé par LÖW (1987) à la flexion du front de la nappe d'Adula (phase Carassino).

PFIFFNER (1986) place dans le domaine helvétique la phase de Calanda (développement de la foliation principale et amorce du chevauchement maître de Glaris) en parallèle avec le chevauchement du massif du Gothard sur le massif du Tavetsch et le raccourcissement principal du socle cristallin.

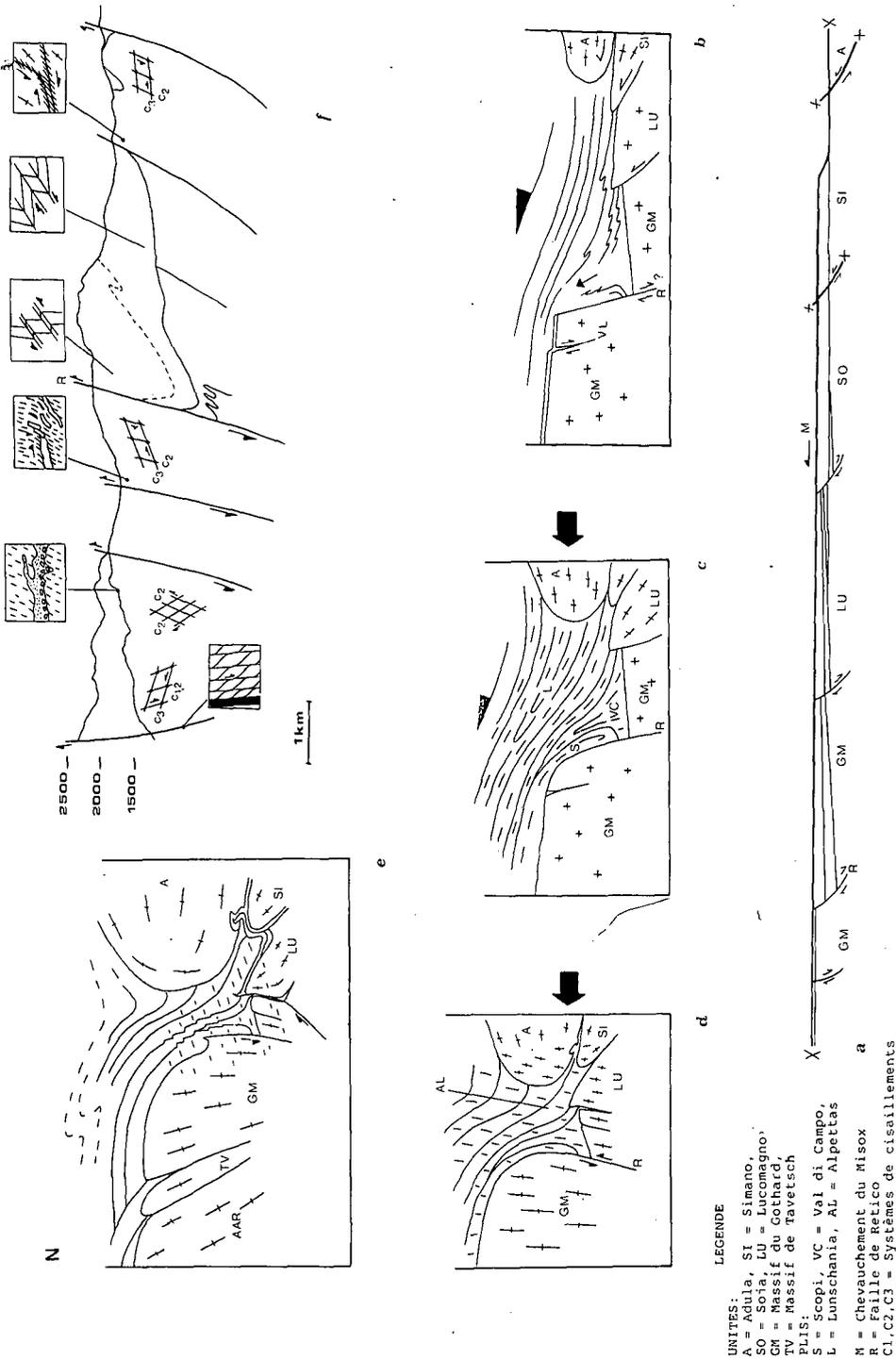


Fig. 8 Evolution tectonique schématique de la bordure sud du massif du Gothard dans la région du Col du Lukmanier.

- a) Paléogéographie d'après Probst (1980).
- b) Mise en place des nappes pennines.
- c) Plissement isoclinal des unités pennines et de la couverture du massif du Gothard, première foliation.
- d) Foliation pénétrante principale avec étirement vertical.
- e) Chevauchements vers le sud dans le massif du Gothard, mouvement en retour dans les unités situées au sud et crénelation.
- f) Coupe du col du Lukmanier N-S avec intégration des failles régionales et des cisaillements locaux (suivant la coord. 705).

Tab.1 Corrélatons des données structurales régionales.

| DOMAINE AUTEUR AGE | HELVETIQUE PIFFNER (1986) WYSS (1985) | GOTHARD WUNDERLICH & PLESSMANN (1957,58) | MEDEL- CRISTALLINA MERZ | SCOPI-PEIDEN FREY (1967) ETTER (1987) | PIORA SIBBALD (1972) | MOLARE LUCOMAGNO THAKUR (1971) | SCHISTES LUSTRES VOLL (1976) PROBST (1980) | ADULA LÖW (1985,87) | METAMORPHISME 200° 300° 400° 500° |
|--------------------------|---|--|--|--|---|---|---|---|--------------------------------------|
| | RUCHI Chevauchement maître de Glaris, clivage de cré- crénulation | B2, L2 Crénulation avec axe subhorizontal ENE-WSW | C 3 Crénulation avec axe subhorizontal ENE- WSW | D3 Plis et crénulation à axe subhorizontal WSW-ENE | 3 Clivage de cré- nulation à pen- dage faible vers le Nord | F3 Syntorme de Chiera clivage de crénulation à faible pendage vers le NE | B5 Syntorme de Chiera Clivage de crénulation S5 | | |
| | CALANDA Amorce du chevauchement maître de Glaris, Foliation principale à pendage modéré vers le sud | B1, L1 Foliation principale en éventail SW-NE avec linéation proche de la ligne de plus grande pente | C2, C3, Fp Foliation principale en éventail dirigée SE-NW avec linéation proche de la ligne de plus grande pente | D2 Foliation principale fortement inclinée vers le N avec linéation proche de la ligne de plus grande pente | 2 Foliation pén- trative et plis serrés | F2 Syntorme de Molare Foliation pénétra- tive | B4 Syntorme d'Alpeitias Foliation S4 | CARASSINO Flexion des plis de la phase LEIS dans le front de la nappe | 5 kb |
| | CAVISTRAU Mise en place de la nappe de Cavistrau schistosité locale | | | D1 Synclinal de Scopi et anticlinal de Val di Campo Foliation plan axial et linéation vers le NE | 1 Première foliation et plis isoclinaux | F1 Première foliation et plis isoclinaux | B3 Antiforme de Lun- schana Foliation S3 | LEIS Plis isoclinaux et déformation du front de la nappe en relation avec un pli régional couché à axe ENE-WSW | 6-8 kb |
| | PIZOL Chevauchement du complexe de Blatt- grat et du Flysch de Sarbona | | | | | | B2 Découlement de la Nappe de Soia | ZAPPORT Transport de nappe vers le nord | 10-12 kb |
| | | | | | | | B1 Chevauchement du Misoax des Schistes lustrés | SORREDA Escailage et imbrication avec les séries mesozoïques | 6-8 kb |

DECOLLEMENT DE LA COUVERTURE AUTOCHTONE DU MASSIF DU GOTHARD

STEIGER (1964), HUNZIKER (1970), JAEGGER et al. (1967)

3) Mouvements chevauchant vers le sud dans le socle, plis en retour et crénulation de la couverture du massif du Gothard et des unités penniques (Fig. 8e):

Le raccourcissement subhorizontal dans l'intrusif Medel-Cristallina devenant important (50%), le corps cristallin répond à la compression continue par des cisaillements C3 et des mouvements cisailants (C2) qui mettent également en jeu les plans de foliation (Fig. 8f). Ces mouvements conjugués permettent au massif cristallin d'accommoder la compression et accentuent la structure en éventail. Le cisaillement global localisé sur la bordure sud du massif du Gothard correspond à un mouvement chevauchant vers le sud.

THAKUR (1973), SIBBALD (1971), VOLL (1976), PROBST (1980) ont observé dans les unités penniques et CHADWICK (1956), FREY (1967), ETTER (1987) dans la couverture du massif du Gothard un clivage de crénulation subhorizontal associé à des mouvements en retour caractérisés par des plis d'échelle régionale (synforme de Chiéra, MILNES, 1976).

Une crénulation de même orientation est décrite par WUNDERLICH et PLESSMANN (1958) dans le massif du Gothard. Dans l'intrusif Medel-Cristallina, cette crénulation est générée en relation avec les cisaillements chevauchants tardifs C3. Par contre la nappe d'Adula ne semble pas avoir subi cette crénulation (LÖW, 1987).

Dans le domaine helvétique, le chevauchement maître de Glaris est accompagné du développement d'un clivage de crénulation parallèle lors de la dernière phase de déformation (phase de Ruchi) (MILNES et PFIFFNER, 1980; PFIFFNER, 1986).

Les dernières déformations sont de nature cassante et responsables d'une fracturation intensive du massif cristallin.

7. Discussion du renversement en arrière du massif du Gothard

D'après MARQUER et al. (1985) l'histoire de déformation de la bordure sud-est du Massif du Gothard et de sa couverture comprend un raccourcissement subhorizontal approximativement N-S, avec une direction d'étirement subverticale. Un mouvement global chevauchant vers le N à NW se localise dans la partie nord du massif du Gothard, et dans le domaine helvétique (chevauchement maître de Glaris), tandis que sur la bordure sud du massif du Gothard le raccourcissement se traduit par des cisaillements chevauchant vers le S à SW. Dans le domaine pennique, l'étirement vertical du socle cristallin du Gothard pourrait être responsable des plis en retour dont l'orientation des plans

axiaux se confond avec celle des plans chevauchant vers le sud.

Il est tout à fait possible de concevoir sous cette optique la cinématique du massif et d'y inscrire les éléments structuraux observés. Dans ce cas-là, les cisaillements chevauchant vers le sud (C3) accommodent le mouvement général en retour sans qu'il soit nécessaire de renverser le massif en arrière dans un grand pli (MILNES, 1976).

Si le synforme de Chiéra (MILNES, 1976) a eu un effet de verticalisation, voire de renversement du massif du Gothard (par un plissement ductile du massif cristallin), l'interprétation des cisaillements observés dans l'intrusif Medel-Cristallina devrait en tenir compte. Rabattus dans leurs positions originales, tous les mouvements des cisaillements C2 et C3 s'inscrivent alors dans un mouvement général de chevauchement vers le nord, cohérent avec celui des nappes penniques. La foliation associée serait fortement pentée vers le sud, avec une linéation plongeant vers le SW, et produite sous l'effet d'une compression subhorizontale N-S. Lors des mouvements en retour, les cisaillements C3 resteraient actifs, provoquant les glissements sur les plans de la foliation et les plans de cisaillement C2 et finalement la crénulation. L'ensemble des plans subirait simultanément une rotation progressive jusque dans sa position actuelle.

Dans cette hypothèse deux possibilités d'interprétation des cisaillements C1 s'offrent: soit le plissement en retour ne s'est pas prolongé très loin vers l'intérieur du massif du Gothard, soit le renversement correspond seulement à une faible rotation. En effet dans le cas d'une forte rotation, les cisaillements C1 auraient eu une position originale faiblement inclinée vers le sud et représenteraient alors un régime d'extension subhorizontale. Une telle extension est peu probable au moment où le transport des nappes penniques se faisait vers le nord.

Par ailleurs un granoclasement magmatique observé au Val Medel (Fig. 8f, encadré en haut gauche) nous incite également à penser que le renversement du massif du Gothard n'a pas été très important.

8. Conclusions

Les données géométriques des cisaillements C1 au nord et des cisaillements C2 et C3 au sud de l'intrusif correspondent à un raccourcissement subhorizontal dirigé approximativement N-S avec une direction d'étirement subverticale. Dans ce contexte l'évolution structurale de l'intrusif apparaît liée à une déformation progressive que l'on peut diviser en trois phases:

1) Une foliation locale F1 se développe en relation avec les cisaillements C1 sur la bordure NE de l'intrusif. Associée aux cisaillements C2 et C3 sur la bordure SW se développe la foliation principale Fp subverticale en éventail dirigée ENE-WSW à ESE-WNW avec une linéation d'éirement proche de la ligne de plus grande pente. Le développement des cisaillements C2 et C3 se propage de la bordure sud vers la bordure nord où ils recoupent et crénelent les cisaillements C1 et la foliation F1 associée.

2) Les cisaillements C3 induisent des mouvements cisailants sur les plans de foliation en association avec des mouvements le long des cisaillements C2.

3) Les mouvements des cisaillements C3 se terminent en provoquant une crénelation dans l'ensemble de l'intrusif.

La propagation de la déformation du sud vers le nord se reflète dans les conditions métamorphiques syncinématiques. La foliation Fp se développe au sud avant la culmination du métamorphisme, tandis que vers le nord elle devient synchrone à la culmination du métamorphisme.

La succession des phases de déformation observée par la plupart des auteurs cités (mise en place des nappes penniques et plissement isoclinal, foliation principale et enfin crénelation) correspond dans le socle à une déformation continue qui débute après la mise en place des nappes penniques et le plissement isoclinal. L'intercalation des quartzites du Val Lavaz paraît comme un événement précoce ayant eu lieu au début de la déformation généralisée du massif du Gothard. En effet l'éirement vertical qui induit la foliation du massif du Gothard, correspond à la foliation principale de sa couverture et du domaine pennique adjacent. Cette dernière recoupe les plis isoclinaux (Scopi, Val di Campo, Lunschania) et semble associée aux synformes de Molare et d'Alpettas. Dans le socle, l'éirement vertical est accompagné de mouvements cisailants chevauchant vers le sud et vers le nord qui permettent d'absorber la compression continue. Cette déformation progressive du socle, aboutissant à un cisaillement global chevauchant vers le sud, est synchrone des plis en retour (Greina, Chiéra) des nappes penniques et de la crénelation associée.

Remerciements

Je tiens à remercier M. F. Persoz, qui est à l'origine de ce travail, MM. D. Marquer, H.-R. Pfeifer, A. Pfiffner, J.-P. Schaer et S. Schmid pour leur nombreux conseils et fructueuses discussions. Je tiens également à exprimer ma gratitude à MM. A. Arreaza et M. Geier pour la mise au net des dessins et tableaux, J.-Cl. Lavanchy pour son

inépuisable patience, G. Magranville pour la confection des grandes lames minces, A.-M. Mayerat et M. Chavaz pour les corrections du français ainsi que mes collègues de l'institut.

Ce travail a pu être réalisé grâce au soutien financier du Fonds national suisse (requête No. 2-4.872) et de l'Université de Neuchâtel.

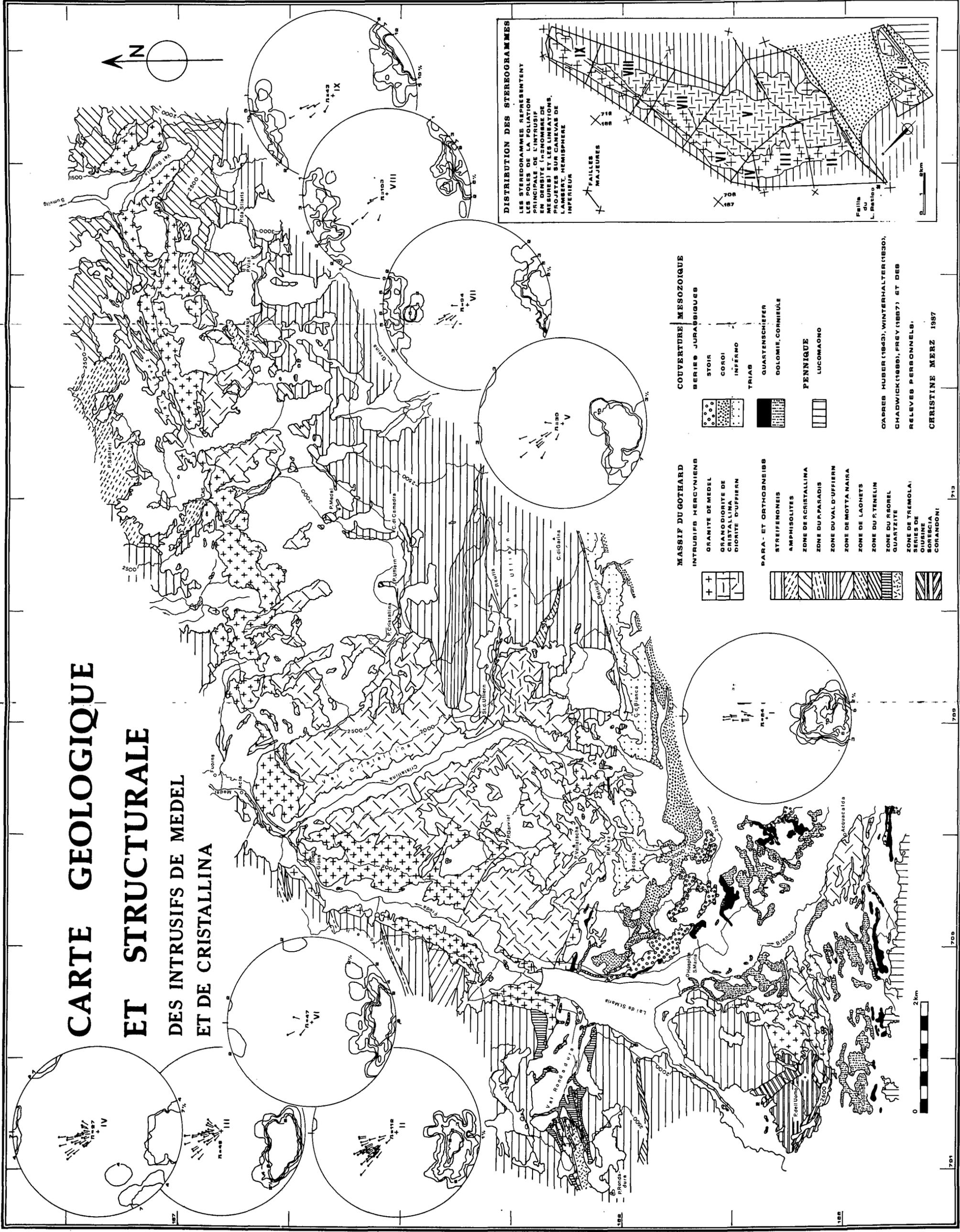
Références

- ARNOLD, A. (1970): Die Gesteine der Region Curveranals im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfelseinschlüsse. Beitr. Geol. Karte Schweiz NF. 138.
- BAMBAUER, H.V. and BERNOTAT, W.H. (1982): The Microcline/Sanidine transformation isograd in metamorphic region. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 185-230 and 231-244.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivschweizerischen Grenzregion. Geologie der Bleniokraftwerke. Beitr. Geol. Karte Schweiz, geotechn. Serie 39.
- CHADWICK, B. (1956): The structural and metamorphic geology of the Lukmanier region, Ticino - Grisons, Switzerland. PH.D. London.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. Bull. geol. Soc. Amer., 79, 1123-1150.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. Diss. Universität Bern.
- FOX, J.S. (1975): Three-dimensional isograds from the Lukmanier-Pass, Switzerland, and their tectonic significance. Geol. Mag. 112/6, 547-564.
- FREY, J.D. (1967): Geologie des Greinagebietes (Val Camadra - Valle Cavalasca - Val di Larciolo - Passo della Greina). Beitr. geol. Karte Schweiz NF. 131.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz NF. 137.
- FREY, M., JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotrasverse Basel-Chiasso. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 649-659.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. and MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotrasverse Basel-Chiasso - a review. Eclogae. geol. helv., Vol. 73/2, 527-646.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, p.6.
- HÖRMANN, P.-K. und RAIH, M. (1973): Bildungsbedingungen von Al/Fe(III)-Epidoten. Contrib. Mineral. and Petrol., Vol. 38, 307-321.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 23, 72-260.
- HUBER, M., RAMSAY, J. and SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontines Alps. Eclogae Geol. Helv., Vol. 73/2, 593-606.
- HUNZIKER, J. C. (1970): Polymetamorphism in Monte Rosa, Western Alps. Eclogae Geol. Helv. 63, 1, 151-161.
- JAEGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz NF.134.
- LÖW, S. (1985): Struktur der Adula-Stirn: Feldbeobachtungen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65, 123-125.

- LÖW, S. (1987): Die tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF.161.
- MARQUER, D., GAPAIS, D. (1985): Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttanen - Val Bedretto (Alpes centrales): structures et histoire cinématique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, no. 8, 543-546.
- MERZ, CH., THELIN, PH. et PERSOZ, F.P. (en prép.): Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du Granite de Medel (Massif du Gothard, Alpes centrales suisses).
- MILNES, A.G. (1976): Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotraverse - das Lukmaniermassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 615-618.
- MILNES, A.G., PFIFFNER, O.A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St.Gallen - Como. Eclogae geol. Helv, Vol. 73/2, 619-633.
- MYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, London, pp. 492.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Mineral. 47, 16-26.
- PFIFFNER, O.A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 8, 219-228.
- PLESSMANN, W. (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum Helvetikum. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, No. 7 153-188.
- PROBST, PH. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 153.
- RAMSAY, J.G. (1980): Shear zone geometry : a review. J.Str.Geol., Vol.2, No.1/2, 83-99.
- SIBBALD, T. (1971): The Structural and metamorphic geology of the Val Piora region, Ticino, Switzerland. Thesis, Imperial College London.
- SIMPSON, C. (1981): Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the Orthogneisses of the Maggia Nappe, Ticino. Mitt. Geol. Inst. ETHZ. NF. 236.
- SIMPSON, C. and SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. America Bull., Vol. 94, 1281-1288.
- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G. et BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la société géologique suisse et de la société suisse de minéralogie et pétrographie en Valais et en Italie Nord du 2 au 5 octobre 1978. Eclogae geol. helv., vol. 72/1, p. 287-311.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. (Transversale Aar-Simplon-Ossola). Eclogae geol. helv., vol. 77/1, p. 55-100.
- STEIGER, R.H. (1962): Petrographie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St.Gotthard- und Lukmanierpass. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, 381-578.
- STEIGER, R.H. (1962): Dating of Orogenic Phases in the Central Alps by K-Ar Ages of Hornblende. Jour. Geophysical Research 69, 24.
- THAKUR, V. (1973): Events in the Alpine Deformation and Metamorphism in the Northern Pennine Zone and Southern Gotthard Massif Regions, Switzerland. Geol. Rdsch. 62/2, 549-563.
- VOLL, G. (1976): Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their Importance for the Nappe Structure of the Central Swiss Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10, 38-116.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641-647.
- WINDLEY, B.F. (1965): The composite net-veined diorite intrusives of the Julianehåb District. South Greenland. Grönlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin No. 58.
- WUNOERLICH, H.G. (1958): Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, No. 7, 115-151.
- WUNOERLICH, H.G. und PLESSMANN, W. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündnerschiefer in der Umgebung des Gotthardmassivs. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, No. 1, pp. 31.
- WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. Diss. Universität Bern.
- WYSS, R. (1986): Die Urseren-Zone - Lithostratigraphie und Tektonik. Eclogae geol. Helv. 79/3, 731-767.

Manuscrit reçu le 19 janvier 1989. Manuscrit révisé accepté le 27 février 1989.

CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DES INTRUSIFS DE MEDEL ET DE CRISTALLINA ET DE CRISTALLINA



DISTRIBUZIONE DEI STEREOGRAMMI
 LE STEREOGRAMMI RAPPRESENTANO
 LE FOGLIE DELLA FOLIAZIONE
 IN UNO DEI PUNTI DI INTERESSE
 EN DICHIARANDO LE DIMENSIONI
 (MISURE) E LE LINEAZIONI
 PROIETTATE SUI CANEVAS DE
 LAMBERT, HEMISPHERE
 INFERIEUR

FAILLES MAJEURES

0 1 2 km

- COUVERTURE MESOZOIQUE**
- SERIE JURASSIQUES**
- STOIR
 - COROI
 - INFERMO
 - TRIAB
- QUARTENSCHIEFER**
- DOLOMIE, CORNIEUE
- PENNINIQUE**
- LUCOMAONO
- MASSIF DU GOTHARD**
- INTRUSIFS HERCINIENS**
- GRANITE DE MEDEL
 - GRANODIORITE DE CRISTALLINA
 - DIORITE D'UFFIERN
- PARA- ET ORTHONEISS**
- STREIFENEISS
 - AMPHISOLITES
 - ZONE DE CRISTALLINA
 - ZONE DU PARADIS
 - ZONE DU VAL D'UFFIERN
 - ZONE DE MOTTA NAIRA
 - ZONE DE LAONETS
 - ZONE DU STENELIN
 - ZONE DU SOREL
 - QUARTZITE
 - ZONE DE TREMOLA:
 - SERIE DE
 - DIURINE
 - SORESCIA
 - CORANDONI
- COUVERTURE MESOZOIQUE**
- SERIE JURASSIQUES**
- STOIR
 - COROI
 - INFERMO
 - TRIAB
- QUARTENSCHIEFER**
- DOLOMIE, CORNIEUE
- PENNINIQUE**
- LUCOMAONO

CAPRES HUBER (1843), WINTERHALTER (1830),
 CHADWICK (1889), FREY (1887) ET DES
 RELEVES PERSONNELS.
 CHRISTINE MERZ 1987

L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental) Partie II: déformations alpines et modifications chimiques

The Medel-Cristallina intrusive (eastern Gotthard massif) Part II: Alpine deformation and chemical alteration

par *Christine Merz Arreaza*¹ et *Francis-Pierre Persoz*²

Abstract

In the granite and granodiorite of the Medel-Cristallina intrusive complex, shear zones of alpine age are developed in greenschist and low amphibolite facies. A north-south sequence of shear zones characterized by cataclastic deformation, retrograde transformations and partial recrystallization of feldspars can be identified in the field.

The chemical variation between non deformed (granite), moderately (gneiss) and strongly deformed (mylonite) samples has been quantified by a new method (Elodie diagram). The changes in chemical composition during deformation can therefore be estimated, with respect to the original chemical dispersion of non deformed rocks (magmatic dispersion). All chemical comparisons are based on aluminium constancy, corresponding to a maximum volume variation of 0.89-1.05. This method allow to compare shear zones of different provenance.

The results show that at local scale the shear zones form probably open systems with infiltration (advection) of a fluid phase. Where cataclasis is the principal mode of deformation, the original chemical composition is barely modified, except for variations of Si, due partially to pressure-solution processes. In shear zones characterised by retrograde transformations of the feldspars, the mylonites show significant losses of Na, Sr and gains of K, Rb, Fe_{tot}, Ga, Zn, Y, Sc, Zr, La, Nd, Ce, Ti and H₂O. In the third category, where deformation is accommodated essentially by feldspar and quartz recrystallization, with few hydratation reactions, Si and Na losses are the principal chemical modifications, with enrichment of Rb, Ga, Zn, Y and Zr.

In all shear zones studied, mobile elements are controlled by synkinematic appearance or disappearance of minerals. The transition from granite to gneiss is not expressed by significant chemical variations.

Keywords: Granite, shear zone, geochemistry, chemical mobility, feldspars, Alpine metamorphism, Gotthard massif, Central Alps.

1. Introduction

Les modifications chimiques liées à la déformation ont fait l'objet de nombreuses études récentes (BEACH, 1976; MITRA, 1978; MCCAIG, 1984, 1988; KERRICH et al., 1980; ETHERIDGE et al., 1983; SINHA et al., 1986; MARQUER, 1986, 1989). Elles montrent qu'une analyse qualitative et quantitative de la mobilité chimique nécessite la connaissance de l'état initial non déformé qui sert de référentiel chimique, textural et minéralogique.

Cela nous a conduit à choisir des exemples dans le domaine de la déformation hétérogène tels que les zones de cisaillement dans les granitoïdes, roches présentant une relative homogénéité chimique à grande échelle.

Ce travail a pour premier objet d'estimer la mobilité chimique en fonction des conditions métamorphiques et en tenant compte de l'évolution minéralogique, texturale et microstructurale de la roche dans les zones de cisaillement. Dans cette perspective, le granite de Medel et la granodiorite

¹ Grand'Rue, CH-1904 Vernayaz.

² Institut de géologie, Université de Neuchâtel, rue E. Argand 11, CH-2000 Neuchâtel.

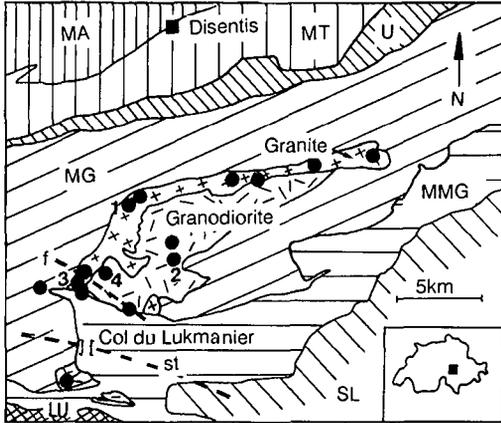


Fig. 1 Situation géographique et géologique de l'intrusif Medel-Cristallina.

MA = Massif de l'Aar, MT = Massif du Tavetsch, MG = Massif du Gothard, MMG = Couverture mésozoïque du Massif du Gothard, U = Zone d'Urseren, GM = Granite de Medel, GC = Granodiorite de Cristallina, SL = Schistes lustrés penniques, LU = Lucomagno, st = isograde de l'apparition de la staurotite, f = limite d'apparition du microcline et de l'oligoclase alpins et transition high microcline - low microcline dans les feldspaths des échantillons non-déformés du granite de Medel.

Les zones de cisaillement analysées en fluorescence X sont indiquées par des points noirs. Les numéros correspondent aux zones discutées dans ce travail: 1 = M282-M283, 2 = Cr258-Cr260, 3 = M305a-M305c, 4 = Cr310-Cr312.

de Cristallina (Fig. 1), deux unités d'un même complexe intrusif, nous ont paru particulièrement appropriés pour réaliser une étude comparative des zones de cisaillement à divers degrés de métamorphisme (faciès schistes verts et amphibolitique inférieur).

L'étude détaillée de ce complexe intrusif (MERZ, 1989; MERZ ARREAZA, 1989; MERZ et al., 1989) a permis d'intégrer les zones de cisaillement dans leur cadre régional, tant sur le plan géométrique, cinématique, que sur celui du métamorphisme.

Un second aspect de cette étude sera de présenter une nouvelle méthode (diagramme d'Eloëdie), qui permet de comparer plusieurs échantillons à la fois, éléments majeurs et traces confondus, en variant les facteurs volumiques et d'évaluer les mobilités chimiques par rapport à la dispersion chimique initiale de la roche non-déformée. Théoriquement, les mobilités chimiques dans les zones de cisaillement de différentes provenances peuvent directement être comparées quantitativement.

2. Cadre géologique

Situé sur la bordure SE du Massif du Gothard, dans les Alpes Centrales Suisses (Fig. 1), l'intrusif Medel-Cristallina se présente comme un corps cristallin circonscrit, de la lignée calco-alcaline. Le modèle de mise en place proposé prévoit une différenciation dans la chambre magmatique, la mise en place du granite de Medel formant le toit de l'intrusif, suivie de celle de la granodiorite de Cristallina qui constitue le cœur du complexe cristallin.

Le complexe intrusif révèle un âge daté de 315 ± 20 mio. a. ($^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$) pour le granite de Medel et de 305 ± 25 mio. a. ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) pour la granodiorite de Cristallina (GRÜNENFELDER, 1962, 1963).

La déformation hétérogène alpine s'exprime par un raccourcissement sub-horizontale N-S, postérieur au plissement isoclinal des unités penniques situées au sud (Phase D1, ETTER, 1987). Elle crée une foliation pénétrative sub-verticale E-W (Fp), avec une linéation d'étirement minéral proche de la ligne de plus grande pente. Le développement de la foliation Fp est associé à des cisaillements à fort pendage (C2) et chevauchants plats (C3). Une crénulation ultérieure sub-horizontale peut être reliée au rétrocharriage des unités penniques (MERZ, 1989).

Les zones de cisaillement échantillonnées, en vue de l'analyse géochimique, appartiennent aux cisaillements C2.

L'intensité du métamorphisme tertiaire croît du nord au sud: à environ 3 km au nord du col du Lukmanier, la recrystallisation du feldspath potassique et l'apparition de l'oligoclase, qui coïncident avec le changement structural (low microcline - high microcline) des feldspaths potassiques reliques dans les faciès non-déformés (MERZ et al., 1989, Fig. 1), indiquent un changement des conditions métamorphiques que l'on attribue, en accord avec les travaux de STECK (1976), WENK (1962), WENK et WENK (1984) et FREY et al. (1980) au passage faciès schistes verts - faciès amphibolitique.

La foliation Fp s'est formée au sud du col du Lukmanier sous des conditions progrades et au nord du col pendant la culmination de l'intensité du métamorphisme. Les conditions métamorphiques maximales atteintes dans la partie sud de l'intrusif se placent entre la phase de foliation principale Fp et la phase de crénulation liée au rétrocharriage (CHADWICK, 1968; MERZ, 1989).

Deux associations minérales syncinématiques ont été observées dans les zones de cisaillement du granite et de la granodiorite (MERZ ARREAZA, 1989). Ce sont:

1) au nord de la limite de l'apparition de l'oligoclase:

quartz - albite - mica blanc - sphène \pm biotite \pm épidote \pm chlorite \pm ilménite \pm grenat \pm calcite.

(Avec comme phases reliques primaires le microcline et le plagioclase [30-35% An].)

2) au sud de la limite de l'apparition de l'oligoclase:

quartz - albite - oligoclase - microcline - mica blanc - épidote \pm biotite \pm calcite \pm sphène \pm grenat.

L'oligoclase révèle des teneurs, à l'analyse en microsonde, de 15 à 30% An. Les micas blancs, dans les échantillons de granite déformé, sont des phengites proches de vraies muscovites (MERZ ARREAZA, 1989).

La limite faciès schistes verts - faciès amphibolitique correspond au passage fragile-ductile du comportement mécanique des feldspaths. Les textures mylonitiques au nord du barrage Sta. Maria (col du Lukmanier) traduisent essentiellement les transformations rétrogrades. Elles portent encore la signature de la texture magmatique, altérée et déformée de façon hétérogène. Au sud, avec la recristallisation des feldspaths, l'ensemble de la paragenèse se déforme essentiellement de façon plastique. Dans les mylonites, régulièrement rubanées, la texture magmatique initiale est complètement effacée.

3. Méthodologie

3.1. ACQUISITION DES DONNÉES

Dans l'ensemble, 60 échantillons du granite de Medel et 26 échantillons de la granodiorite de Cristallina ont été analysés par fluorescence X (spectromètre Philips PW 1400 du Centre d'analyse minérale CAM, Université de Lausanne). Parmi les éléments traces, ceux ne dépassant pas deux fois le seuil de détection (seuil de détermination selon JENKINS, 1976) ont été écartés. Les analyses du CO₂ et Fe³⁺ ont été obtenues respectivement par coulométrie et par colorimétrie. La teneur en eau a été calculée d'après la perte au feu.

Les 13 analyses chimiques discutées ici figurent dans le tableau 1 et la provenance géographique des échantillons correspondants dans la figure 1 (pour l'ensemble des analyses, voir MERZ ARREAZA, 1989).

3.2. PROCÉDURE DE COMPARAISON DES ANALYSES CHIMIQUES

La comparaison des analyses chimiques a fait l'objet de la mise au point d'une méthode en par-

tie originale, laquelle est fondée sur les considérations suivantes:

L'évaluation de la quantité et de la nature des transferts de matière est étroitement liée à la définition de l'état initial non-déformé et au changement volumétrique associé.

La comparaison des analyses chimiques dont la somme, par définition, ferme à 100%, pose le problème des auto-corrélations. La variation d'un élément se répercute sur tous les autres éléments et ceci d'autant plus que l'élément en question a une teneur élevée (CHAYES et al., 1964, 1971; PEARCE, 1968). Pour éviter ces variations apparentes induites par exemple par une variation de la silice, il faut introduire un référentiel indépendant (BRADY, 1975; BONIN, 1982). On peut corriger les analyses chimiques en appliquant un facteur volumique, basé par exemple sur la géométrie (volume constant, SICARD et al., 1986), sur les minéraux insolubles (GRATIER, 1983; POTDEVIN et CARON, 1986) ou en gardant un élément chimique constant (KERRICH et al., 1977; MARQUER et al., 1985). Cette dernière solution implique une mobilité négligeable pour l'élément considéré comme constant. La procédure revient donc à décrire les transferts relatifs des autres constituants chimiques par rapport au constituant le moins mobile (THOMPSON, 1974).

En l'absence de marqueur décrivant des variations de volume entre les différents faciès de déformation, nous avons adopté l'hypothèse de la constance du volume. Nous avons recherché des éléments chimiques dont l'immobilité serait associée à des facteurs volumiques proches de 1. L'aluminium et le titane montrent, dans les zones de cisaillement étudiées, des variations de teneur très faibles correspondant à des facteurs volumiques variant de 0.94 à 1.05 et 0.90 à 1.06 respectivement. Pour notre étude nous avons choisi l'immobilité de l'aluminium comme référentiel.

La définition de l'état initial exige une estimation de l'échelle à laquelle on peut le considérer comme homogène. L'homogénéité de l'état initial doit donc être précisée par des lois qui régissent la variabilité chimique, différente, par exemple pour une roche ignée que pour une roche sédimentaire. Ceci est indispensable afin de pouvoir distinguer les variations chimiques dues strictement à la déformation de celles provenant d'une hétérogénéité initiale.

Dans beaucoup de travaux disponibles dans la littérature l'état initial est défini par un seul échantillon (McCAIG 1984, 1987; SINHA et al., 1986; GRATIER, 1979; CARON et al., 1987; KERRICH et al., 1980) ou une composition moyenne (KERRICH et al., 1977; WINCHESTER et MAX, 1984). Les procédures de comparaison des analyses chimi-

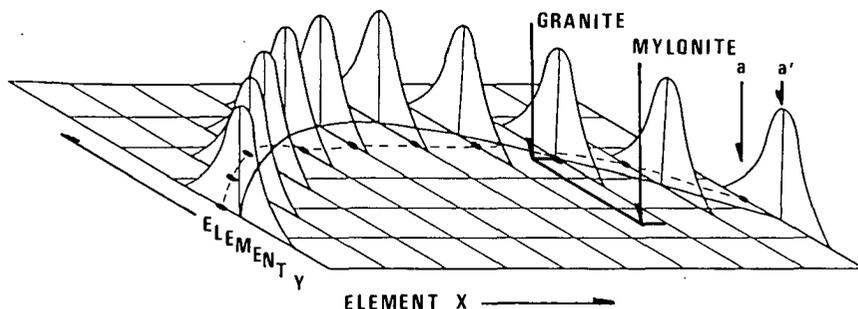


Fig. 2 Représentation graphique de la procédure de comparaison, correspondant au calcul de SVARIA. L'état initial est exprimé par le «trend» magmatique, sous forme d'une régression polynomiale de l'élément y sur l'élément x des échantillons non-déformés a. Les hétérogénéités locales et l'erreur instrumentale induisent une variance d'erreurs autour de la courbe de régression. On assume une distribution normale des erreurs dont la moyenne est égale à zéro. La variance est estimée à partir des écarts entre les valeurs de a', calculées par la régression, et les valeurs de a observées (N.B. il ne s'agit pas de l'incertitude sur la courbe elle-même (DAVIS, 1973; KIM et KOHOUT, 1985). La distance entre l'échantillon non-déformé et l'échantillon mylonitique est comparée à l'écart-type sur la régression, ceci, afin de déterminer, si la composition de l'échantillon mylonitique est comprise dans celle des échantillons granitiques ou non.

ques basées sur les paramètres de la distribution des teneurs semblent peu satisfaisantes pour les raisons suivantes:

- l'utilisation de la moyenne de la distribution des teneurs comme référence (en statistique: test Z), ne tient compte ni du trend magmatique ni des hétérogénéités locales et signifierait une perte considérable d'information et peut induire en erreur lors de l'interprétation des résultats;
- l'utilisation, comme mesure de la variabilité chimique initiale, de l'écart-type de la distribution des teneurs de l'ensemble des échantillons de référence, pose des problèmes lorsqu'on travaille avec un échantillon de référence fortement écarté de la moyenne;
- l'utilisation d'un seul échantillon de référence ne fournit aucune mesure de la variabilité chimique initiale de la roche.

Dans ce travail, les dispersions chimiques de l'état non-déformé (référentiel) d'une roche magmatique ont été définies sur la base:

- a) des courbes de régression polynomiales, opérées sur des couples d'oxydes, lesquels décrivent essentiellement l'évolution magmatique;
- b) des hétérogénéités locales et erreurs analytiques qui sont représentées par la dispersion des échantillons autour de la régression (Fig. 2). Cette composante de la variabilité chimique initiale est exprimée par l'écart-type de la régression.

Les variations des teneurs au sein des zones de cisaillement seront comparées avec l'écart-type de la régression magmatique afin de déterminer si elles peuvent être considérées comme significatives par rapport à la dispersion chimique initiale et interprétées en termes de mobilités chimiques. Ce

test sera d'autant plus sévère dans le cas d'une dispersion magmatique initiale élevée (trend magmatique mal défini).

La procédure de comparaison est réalisée par le diagramme d'Elodie, qui se base sur le concept des diagrammes de Gresens (GRESSENS, 1967) et des profils de variation. Ce diagramme ne semble pas avoir d'équivalent dans la littérature et nous proposons de le nommer Elodie.

Le diagramme d'Elodie (cf. par exemple Fig. 5) est un profil de variation, dont l'abscisse représente les positions des échantillons au sein de la zone de cisaillement par rapport à l'échantillon non-déformé servant de référence. Les distances sont exprimées en pourcentage de la distance totale couverte par le profil (= distance normalisée). Ainsi des zones de cisaillement de différentes épaisseurs peuvent être comparées (MARQUER, 1986).

Sur l'ordonnée sont représentés les résultats du calcul des variations chimiques (SVARIA = Standardisée Variation), qui se base sur la formule de Gresens. Le facteur de densité a été tenu constant à 1, étant donné que les variations de densité mesurées se situent à l'intérieur de l'erreur maximale sur les mesures ($\pm 5\%$). Le facteur volumique est déterminé, dans le cas présent, en tenant un élément constant.

A l'aide de l'ensemble des analyses des échantillons non-déformés on établit pour chaque élément le trend magmatique par une courbe de régression polynomiale. Vu le choix du facteur volumique basé sur l'immobilité de l'aluminium, ces régressions ont été calculées par rapport à l'aluminium.

Le calcul, selon la formule de Gresens et avec le facteur volumique donné, compare, élément par élément, les échantillons gneissiques et mylonitiques avec l'échantillon granitique référentiel appartenant à la même zone de cisaillement. Les écarts obtenus sont pondérés par rapport au double écart-type (intervalle de confiance: 95.5%) de la régression polynomiale des échantillons granitiques (Fig. 2). Une erreur analytique relative et spécifique à chaque élément (En) est ajoutée à la valeur de l'écart-type, afin de tenir compte des erreurs analytiques sur les échantillons déformés.

La formule des variations chimiques (ordonnée) du diagramme d'Elodie s'écrit comme suit:

$$SVARIA = \frac{(d^1/d^2) (C_c^1/C_c^2) C_n^2 - C_n^1}{\sqrt{\sum_{n=1}^n (C_n^1 - C_n^2)^2 / (n-2) + En}}$$

avec:

C_c^1/C_c^2 : facteur volumique basé sur la teneur de l'élément c des deux échantillons à comparer

d^1/d^2 : rapport de densité des deux roches à comparer

C_n^1 : concentration en poids% ou ppm de l'élément n de l'échantillon 1

C_n^2 : concentration en poids% ou ppm de l'élément n de l'échantillon 2

racine carrée au dénominateur: écart-type de la régression de l'élément n par rapport à c

En: erreur analytique relative, calculée sur la moyenne des concentrations de l'élément n, égale à deux fois l'écart-type de la régression des standards chimiques (intervalle de confiance = 95.5%)

Pour l'étude des zones de cisaillement dans le cadre de ce travail l'élément c correspond à l'aluminium et le rapport de densité des roches est tenu constant à 1.

Le signe attribué à la valeur de SVARIA, positif ou négatif, correspond au sens de la variation, respectivement gain ou perte.

Si la valeur absolue de SVARIA est inférieure à 1, la variation est considérée comme non significative par rapport aux variations magmatiques pour le facteur volumique choisi.

Si la valeur absolue de SVARIA excède 1, la variation est considérée comme significative par rapport aux variations magmatiques pour le facteur volumique choisi.

La valeur de SVARIA correspond au nombre de fois que la variation de teneur entre les échantillons comparés dépasse les variations magmatiques pour un facteur volumique donné. Inversé-

ment on peut déterminer le seuil de variation volumique au-dessus duquel les variations chimiques dépassent les variations magmatiques.

La valeur de SVARIA est sans unité et permet de comparer directement l'évolution des éléments majeurs et traces, indépendamment du nombre d'échantillons et en variant les facteurs volumiques et les facteurs de densité tout le long du profil considéré. Les valeurs de SVARIA obtenues pour différentes zones de cisaillement provenant de roches granitiques différentes sont directement comparables.

Les éléments de la formule du diagramme d'Elodie (choix par exemple de la régression, du facteur volumique, du facteur de densité, du type de variance, etc.) peuvent être adaptés au type de roche considéré et au problème à résoudre. Les éléments proposés ici tiennent compte des caractéristiques des roches granitiques et ne sont pas forcément tel quel applicables à d'autres roches.

Afin d'améliorer la lecture des diagrammes d'Elodie nous avons reliés par des traits les valeurs de SVARIA des différents éléments entre les échantillons. Ceci ne veut en aucun cas dire que les variations décrites dans les diagrammes soient continues d'un échantillon à l'autre.

4. Classification des zones de cisaillement

4.1. LES DIFFÉRENTS FACIÈS DE LA DÉFORMATION

En l'absence d'un nombre suffisant de marqueurs de la déformation, il n'a pas été possible de quantifier celle-ci rigoureusement. Ainsi les échantillons des zones de cisaillement ont été classés, en fonction de l'intensité apparente de la déformation, en trois catégories.

a) Granite (état initial et référentiel): échantillons non-déformés, sans anisotropie planaire marquée et à textures et paragenèses magmatiques préservées au maximum. Vu le contexte géologique, il est impossible de trouver des paragenèses absolument exemptes de transformations rétrogrades, notamment des phases feldspathiques et de la biotite (Fig. 2 in MERZ et al., 1989).

b) Gneiss (état intermédiaire): échantillons à foliation marquée et à texture et paragenèse magmatique altérée, mais encore reconnaissable (Fig. 3 in MERZ et al., 1989).

c) Mylonite (état final): échantillons à foliation pénétrative, homogène, et à texture et paragenèse magmatique complètement effacée (Fig. 3).

Un profil à travers une zone de cisaillement comporte donc au moins trois échantillons.

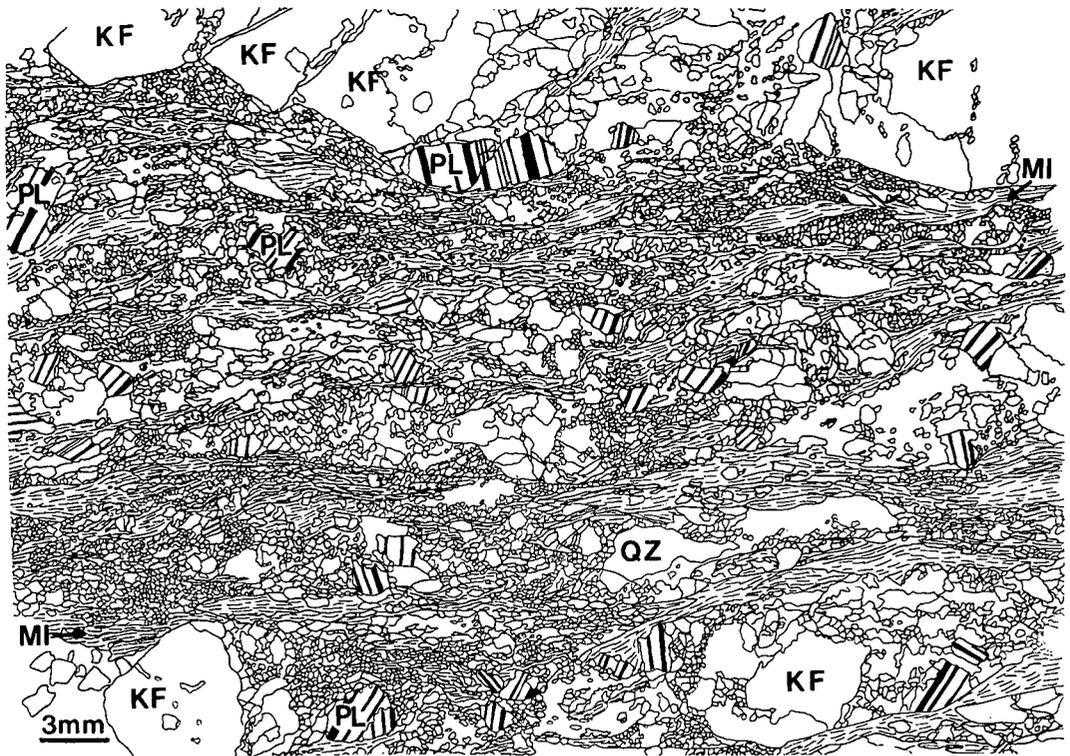


Fig. 3 Texture mylonitique d'une zone de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths du granite de Medel: alternance de rubans granolépidoblastiques à grain fin composés de quartz (QZ) et des produits de la cataclase et des transformations rétrogrades des plagioclases (PL) (albite, mica blanc, épidote et carbonate) et des bandes fluidales de micas blancs et noirs (MI). Ils moulent des clastes de feldspaths potassiques (KF) fracturés et albitisés.

4.2. CLASSIFICATION TEXTURALE

Dans les zones de cisaillement, les mobilités chimiques associées à la déformation dépendent essentiellement de deux facteurs: a) l'ampleur et la nature des réactions métamorphiques, b) les mécanismes de déformation. Régis par la composition initiale de la roche et les conditions métamorphiques, ainsi que contrôlés par la présence des fluides, ils s'influencent mutuellement et déterminent les textures et compositions modales mylonitiques (BEACH, 1973, 1976; MITRA, 1978; CRAWFORD et al., 1979; McCAIG, 1984, 1988; KERRICH et al., 1980; ETHERIDGE et al., 1983; SINHA et al., 1986).

En raison de l'intensité métamorphique croissante du faciès schistes verts au faciès amphibolitique et des différences de comportement mécanique des phases minérales (de la cataclase jusqu'à la recristallisation) ainsi que des variations de la composition modale initiale de la roche cisailée, les zones de cisaillement montrent une grande diversité modale, minéralogique et texturale.

Nous avons tenté d'exprimer ces variables par deux paramètres simples, la stabilité métamorphique et les mécanismes de déformation des feldspaths, associés dans le faciès schistes verts à l'évolution modale des teneurs en phyllosilicates de la roche.

Le classement selon ce critère permet de regrouper les zones de cisaillement, sur un axe nord-sud, en trois classes, tout en respectant leur situation géographique, laquelle reflète les conditions métamorphiques croissantes:

- a) zones de cisaillement à déformation cataclastique dominante des feldspaths;
- b) zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths, avec une composante cataclastique subordonnée;
- c) zones de cisaillement à recristallisation des feldspaths, la cataclase et les transformations rétrogrades étant subordonnées et plutôt restreintes aux premiers stades de la déformation (gneissification).

A chaque classe correspondent des mécanis-

mes de déformations spécifiques et des réactions métamorphiques caractéristiques qui se reflètent dans leurs évolutions modales et chimiques. Une description détaillée sort du cadre de cet article (MERZ ARREAZA, 1989).

Dans le faciès schistes verts, l'évolution texturale et modale de la roche est fortement influencée par la teneur en phyllosilicates. Leur évolution modale reflète bien les interactions mutuelles des stabilités métamorphiques et des comportements mécaniques des différentes phases minérales présentes dans les granitoïdes, notamment des feldspaths. Soit les phyllosilicates figurent déjà dans la composition initiale de la roche, soit ils sont créés par les transformations rétrogrades des feldspaths, instables sous ces conditions métamorphiques.

Lorsqu'ils sont abondants (forte teneur initiale ou résultant des transformations métamorphiques) ils permettent à la roche d'absorber la déformation de manière ductile (amollissement) et influencent ainsi le comportement des autres phases minérales. Le quartz reste partiellement préservé à l'état de claste tandis que les feldspaths, selon leur stabilité métamorphique, se fracturent ou disparaissent sous l'effet des transformations rétrogrades.

Lorsqu'ils sont rares (faible teneur initiale et/ou absence de transformations métamorphiques importantes), la déformation est principalement absorbée par le quartz, servant alors de support ductile matriciel, tandis que les feldspaths subissent essentiellement une fracturation. Schématiquement, l'intensité de la cataclase des feldspaths et de la déformation plastique du quartz est donc inversement proportionnelle à la teneur en phyllosilicates de la roche.

Dans le faciès amphibolitique inférieur, l'influence de la composition modale initiale est diminuée, car toutes les phases minérales présentes peuvent se déformer de manière plastique. La composante cataclastique aux premiers stades de la déformation disparaît avec la déformation progressive et les réactions métamorphiques conduisant à la formation des phyllosilicates diminuent. Le contraste dans le comportement mécanique des différentes phases minérales, si typique dans le faciès schiste vert, s'estompe.

5. Evolution chimiques dans les zones de cisaillement

Les zones de cisaillement, classées en trois groupes (cf. chap. 4), ont été étudiées à l'aide des diagrammes d'Elodie. De chaque groupe, un exemple sera discuté plus en détail (Fig. 1).

5.1. LES ZONES DE CISAILLEMENT A DÉFORMATION CATACLASTIQUE DOMINANTE DES FELDSPATHS

Les zones de cisaillement appartenant à cette catégorie sont restreintes à la bordure nord de l'intrusif. A l'échelle macroscopique deux types se distinguent: le premier forme des niveaux mylonitiques continus, d'épaisseur millimétrique à centimétrique et le deuxième un réseau anastomosé de bandes millimétriques cataclastiques qui englobent des fragments de roches non-déformées.

Les feldspaths subissent une cataclase, tandis que le quartz se déforme de manière plastique. La matrice mylonitique est essentiellement composée de quartz et de clinzoïsite et en quantité négligeable de séricite, ayant une granulométrie inférieure à 0.01 mm. Elle moule des clastes anguleux de feldspaths potassiques, de plagioclases et de quartz qui ont une taille de 0.02 à 0.05 mm.

Les zones de cisaillement sont caractérisées par la quasi absence de transformation rétrograde des phases feldspathiques, mise à part une faible saussuritisation des plagioclases.

La zone de cisaillement (M282-M283), représentative pour cette catégorie, provient du granite de Medel (Fig. 1). Elle consiste en un niveau mylonitique d'environ cinq à dix centimètres d'épaisseur qui se digite localement en un réseau anastomosé de bandes mylonitiques d'épaisseurs millimétriques (Fig. 4). La zone mylonitique est bordée d'une zone foliée, d'un à quelques décimètres d'épaisseur, et qui passe rapidement au granite non-déformé.

En comparaison avec les autres classes de zones de cisaillement, les variations modales sont

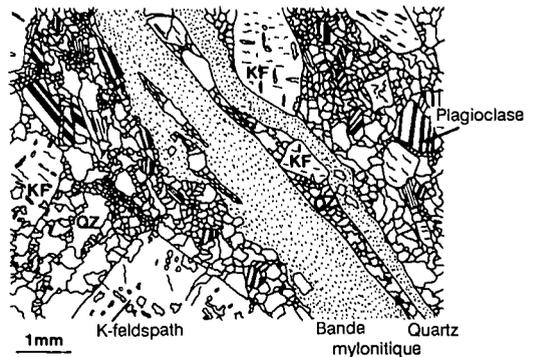


Fig. 4 Texture mylonitique d'une zone de cisaillement à déformation cataclastique des feldspaths: bande mylonitique à grain fin, moule des clastes de quartz (QZ) et de feldspaths (KF, PL) fracturés. Dans les ombres de pression des feldspaths se dessinent des longues queues de quartz recrystallisé.

Tab. 2 Analyses modales par comptage de points, réalisées sur un total de 5000 à 15 000 points par lame, colorée au préalable.

| Echantillon | M282-3 | M282-2 | M282-1 | Cr258 | Cr259 | Cr260 |
|-------------------------------|---------|--------|----------|--------------|--------|----------|
| Faciès de déformation | Granite | Gneiss | Gneiss | Granodiorite | Gneiss | Mylonite |
| Analyse modale [Vol.%] | | | | | | |
| Quartz | 31.5 | 32 | 31 | 30.5 | 33.5 | 38.5 |
| Plagioclase | 36 | 34.5 | 31 | 22.5 | 14.5 | 4.5 |
| K-Feldspath | 23 | 25 | 19.5 | 4 | 6 | 7.5 |
| Mica blanc | 4.5 | 3.5 | 9.5 | 26.5 | 25.5 | 30 |
| Biotite | 4.5 | 3 | 3 | 11 | 11 | 11.5 |
| Epidote | 0.5 | 2 | 6 | 3 | 4 | 1 |
| Carbonate | 0.1 | | 0.1 | 2 | 4.5 | 5 |
| Accessoires | | | | 0.5 | 0.5 | 2 |
| | | | | | | |
| Echantillon | M305a | M305c | M305b | Cr310 | Cr311 | Cr312 |
| Faciès de déformation | Granite | Gneiss | Mylonite | Granodiorite | Gneiss | Mylonite |
| Analyse modale | | | | | | |
| Quartz | 49 | 30 | 38 | 30 | 27.5 | 29.5 |
| Plagioclase | 28.5 | 25.5 | 21 | 41 | 41 | 42 |
| K-Feldspath | 10 | 21.5 | 9.5 | 4 | 4.5 | 4 |
| Mica blanc | 3.5 | 15 | 25 | 3 | 4.5 | 5 |
| Biotite | 7.5 | 6.5 | 5 | 17.5 | 19.5 | 20 |
| Epidote | 1 | 1 | 0.5 | 2 | 2 | 0.5 |
| Carbonate | 0.5 | 0.5 | 1 | 2 | 1 | |

faibles. La teneur initiale en micas est basse et n'augmente que faiblement avec le taux de la déformation (Tab. 2). On note par contre, un enrichissement en épidote, du granite à la mylonite. L'épidote cristallise avec du quartz, du mica blanc et de l'albite comme produit de la saussuritisation du plagioclase primaire ou en pseudomorphose de la biotite primaire. Elle est en général zonée avec une composition de pistachite (env. 40 mole% FeAl_2) au cœur et de clinzoïsite aux bordures. Les pseudomorphoses d'après la biotite sont rarement zonées et plus riches en FeAl_2 (55–60 mole%).

L'augmentation du Fe_2O_3 , qui dépasse les variations magmatiques, corrélée avec un enrichis-

sement en CaO dans le diagramme d'Elodie (Fig. 5) pourrait traduire l'apparition de l'épidote. Cependant, le fer total ne montre pas d'augmentation significative. La variation du Fe_2O_3 se fait probablement par l'oxydation du FeO initial (en perte) contenu dans les biotites primaires. En effet les biotites primaires, de couleur brune, sont plus riches en fer que les biotites alpines, de couleur brune ou verte. Les rapports $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ et $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{Fe}_{\text{tot}}$ s'élèvent respectivement à 0.75–0.8 et 0.3 pour les biotites primaires et à 0.6–0.7 et 0.3–0.5 pour les biotites alpines (MERZ ARREAZA, 1989).

Quant à la silice, elle est en perte dans l'échantillon gneissique et enrichie de façon signi-

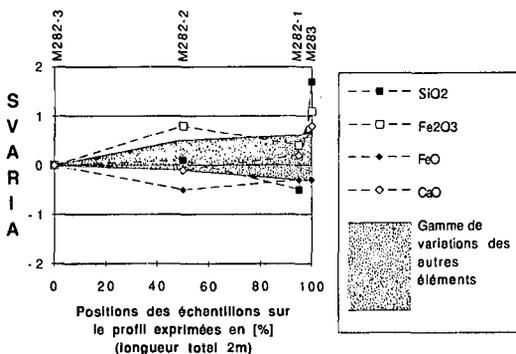


Fig. 5 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement à déformation cataclastique des feldspaths (facteur volumique à aluminium constant; pour l'explication du paramètre SVARIA voir texte; la distance entre les échantillons déformés et l'échantillon de référence est exprimée en pourcentage de la longueur totale du profil). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: M282-2 (gneiss) à 1 m, M282-3 (gneiss) à 1.9 m et M283 (mylonite) à 2 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 10 cm. La zone grise correspond aux éléments dont les variations ne dépassent pas la dispersion chimique initiale.

ficative dans l'échantillon mylonitique (Fig. 5). Sous les conditions du faciès schistes verts le quartz recristallise dynamiquement dès les premiers stades de la déformation. Il soude les fractures des feldspaths cataclastés et cristallise dans les mylonites également dans les ombres de pression fortement allongées des clastes feldspathiques (Fig. 4). A côté de la saussuritisation des plagioclases, libérant de la silice, on est amené à envisager des dissolutions aux endroits de déformations extrêmes, correspondant à des réductions granulométriques les plus importantes (jusqu'à < 0.01 mm) (WHITE, 1976; RUTTER, 1983). Celles-ci ont lieu dans les niveaux de quartz matriciel moulant les feldspaths rigides. Ainsi les variations de silice observées (Fig. 5) pourraient se traduire dans le gneiss par la dissolution du quartz moulant les clastes feldspathiques et suivi par une précipitation dans les ombres de pression des clastes feldspathiques dans la mylonite. Le transfert de la silice ne peut s'imaginer qu'en phase fluide à travers le réseau de fissuration de la roche cataclastée. Vu la position des échantillons sur le profil de la zone de cisaillement, les distances de transfert seraient de l'ordre de quelques centimètres.

Le bilan de masse (aluminium tenu constant et facteur de densité égale à 1) correspondant aux pertes et gains significatifs s'écrit de la façon suivante pour les éléments discutés (bilan partiel):

106.48 gr Mylonite = 100 gr Granite + 5.1 gr SiO_2 + 0.67 gr Fe_2O_3 + 0.98 gr CaO - 0.27 gr FeO.

Les gains en Silice et en Fe_2O_3 dépassent 1.7 respectivement 1.1 fois la gamme des variations magmatiques.

5.2. LES ZONES DE CISAILLEMENT A TRANSFORMATIONS RÉTROGRADES DOMINANTES DES FELDSPATHS

Les zones de cisaillement de ce groupe ont en général une zone mylonitique, d'une épaisseur de plusieurs centimètres à décimètres.

Dans le groupe des zones de cisaillement précédent, le comportement rigide des clastes feldspathiques était associé à la déformation plastique du quartz matriciel, allant jusqu'à la dissolution, et fournissait simultanément les sites de précipitation de la matière dissoute par exemple sous forme d'ombres de pression.

Avec l'entrée en jeu des transformations rétrogrades des feldspaths (passage gneiss-mylonite) qui créent des phases minérales plus ductiles telles que les phyllosilicates, la déformation perd son caractère cataclastique. Les sites possibles de précipitation de la silice ont tendance à disparaître en même temps que la déformation du quartz, servant de support ductile, est remplacée par la déformation de la matrice micacée (BELL et al., 1986).

Dans certaines zones de cisaillement l'épidote et la biotite syncinématiques sont absents; les plagioclases subissent une séricitisation qui envahit rapidement toute la roche et qui est associée à l'albitisation du feldspath potassique. Il se développe une matrice micacée abondante qui sert de support ductile à la déformation et permet de préserver le quartz primaire sous forme de claste. La mylonitisation conduit à la formation des schistes séricitiques à yeux de quartz. Les teneurs modales en micas blancs, faibles dans les échantillons non-déformés, augmentent considérablement et sont corrélées avec la diminution en plagioclases, et dans le granite de Medel, celle du feldspath potassique.

D'autres zones de cisaillement montrent un abondant développement d'épidote associé à la saussuritisation du plagioclase. Le feldspath potassique n'est que faiblement albitisé et la saussurite, riche en épidote, a tendance à garder une certaine rigidité, comparée aux agrégats purement séricitiques très ductiles. Le quartz absorbe la déformation et recristallise complètement. La mylonitisation associée conduit à une texture rubanée (Fig. 3).

Les granulométries mylonitiques varient entre 0.01 mm et 0.2 mm (clastes).

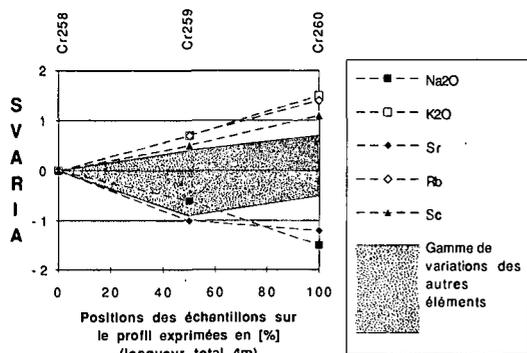


Fig. 6 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement à transformations rétrogrades des feldspaths (voir Fig. 5). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: Cr259 (gneiss) à 2 m, Cr260 (mylonite) à 4 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 50 cm.

Trois zones de cisaillement où les feldspaths subissent d'importantes transformations rétrogrades ont été analysées (MERZ ARREAZA, 1989). Dans chacune d'elles, les variations de la silice, associées au passage gneiss-mylonite, se placent dans la gamme des hétérogénéités magmatiques.

L'exemple présenté ici provient de la granodiorite de Cristallina (Cr258-Cr260, Fig. 1). Dans cet exemple, la composante cataclastique de la déformation est faible, grâce à une composition modale initiale relativement riche en micas blancs et noirs et pauvre en feldspath potassique (Tab. 2).

Les plagioclases primaires transformés en un amalgame de micas blancs, quartz, albite, calcite et épidote s'étirent dans les niveaux de microcisaillement (Fig. 2 in MERZ et al., 1989). Le feldspath potassique subit une fracturation, de préférence en plans conjugués obliques par rapport aux microcisaillements. Une albitisation intense a lieu le long de ses bordures et fractures, menant parfois à la formation d'albite en échiquier. Avec la déformation croissante les marges albitisées recristallisent en grains d'albite.

Dans le diagramme d'Elodie (Fig. 6) on constate une perte de Na₂O et Sr et un gain de K₂O, Rb et Sc dans la mylonite. Ils dépassent les variations magmatiques. La mobilisation de ces éléments résulte de l'instabilité métamorphique des feldspaths. La perte en Na₂O et Sr reflète la forte diminution de teneurs modales de plagioclase (Tab. 2). Le K₂O et le Rb se logent dans les micas. Le CaO, en perte significative dans d'autres mylonites de ce groupe, se précipite sous forme de carbonate dans les fissures des feldspaths potas-

siques des échantillons peu déformés. Ceci impliquerait la présence de CO₂ dans la phase fluide.

Dans d'autres zones de cisaillement de ce groupe les augmentations des éléments Y, Ga, Zn, Ce, Nd, La et Fe_{tot} peuvent dépasser les variations magmatiques (MERZ ARREAZA, 1989). Ces éléments entrent dans la composition des phases minérales de la paragenèse mylonitique comme le mica blanc, les épidotes, la biotite et le sphène.

Pour la zone de cisaillement CR258 à Cr260, le bilan de masse à aluminium constant et à facteur de densité égal à 1 correspondant aux pertes et gains significatifs dans la mylonite s'écrit de manière suivante (bilan partiel):

99.787 gr Mylonite = 100 gr Granite + 1.86 gr K₂O - 2.07 gr Na₂O + 95 ppm Rb + 4 ppm Sc - 130 ppm Sr

Les variations chimiques observées dépassent la dispersion chimique initiale de la roche 1.5 fois pour le K₂O et Na₂O, 1.2 fois pour le Sr, 1.4 fois pour le Rb et 1.1 fois pour le Sc.

5.3. LES ZONES DE CISAILLEMENT A RECRISTALLISATION PARTIELLE DES FELDSPATHS

Contrairement au groupe des zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths, les mylonites de ce groupe sont massives, d'une épaisseur centi- à décimétrique, constituées de rubans fins, millimétriques, quartzo-feldspathiques, alternant avec des niveaux phylliteux. Les premiers stades de la déformation (gneissification) sont encore caractérisés par des transformations minérales rétrogrades typiques du faciès schistes verts, mais qui font place avec l'intensité de la déformation croissante (et/ou avec les conditions métamorphiques croissantes) à la déformation plastique des phases minérales, notamment des feldspaths.

Les variations modales des teneurs en feldspath sont plus faibles que dans les zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes (Tab. 2). De façon générale, la teneur en quartz a tendance à diminuer, tandis que celle des phases micacées augmente légèrement avec la déformation. Le plagioclase et le feldspath potassique affichent des évolutions modales variables, mais opposées.

Parmi les quatre zones de cisaillement analysées (MERZ ARREAZA, 1989), deux serviront d'exemple pour illustrer l'effet de la recristallisation des feldspaths sur les mobilités chimiques.

a) Zone de cisaillement du granite de Medel (M305 a-b, Fig. 1):

Dans ce premier exemple, les transformations

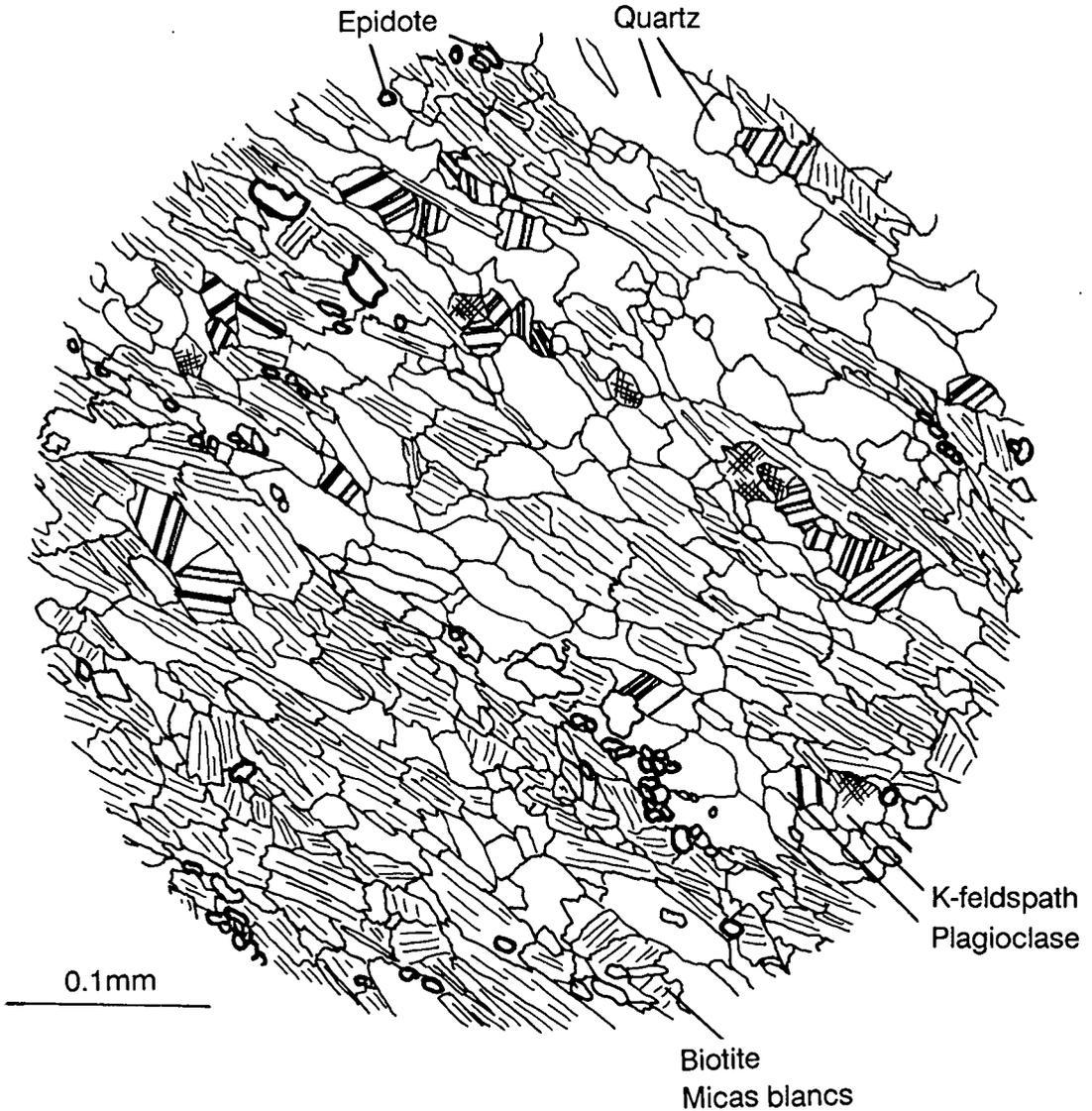


Fig. 7 Texture mylonitique régulière dans une zone de cisaillement à recristallisation partielle des feldspaths. Elle est caractérisée par l'alternance de niveaux micacés (mica blanc et biotite) et de niveaux granoblastiques quartzofeldspathiques.

rétrogrades sont encore importantes et la recristallisation des feldspaths apparaît seulement sous l'effet de la déformation progressive, au passage gneiss-mylonite.

Le feldspath potassique subit, dans les premiers stades de la déformation, une cataclase. Les fractures sont soudées par du quartz, de l'albite et des paillettes de micas blancs. Une importante albitisation a lieu le long de ses fractures et bordures. Avec l'intensité de la déformation croissante, les zones albitisées recristallisent en agrégat

de grains d'albite. De plus en plus disloqué, le feldspath potassique donne naissance à des rubans lenticulaires formés de microclastes, d'albite, de quartz et de micas blancs et moulés par les niveaux micacés de la mylonite. Le plagioclase primaire, légèrement saussuritisé, recristallise, à partir des bordures les plus exposées à la déformation, en un agrégat très fin (< 0.05 mm) d'albite, qui s'étire en queues asymétriques dans la matrice mylonitique. L'oligoclase apparaît sous la forme de grains interstitiels. Le quartz se déforme

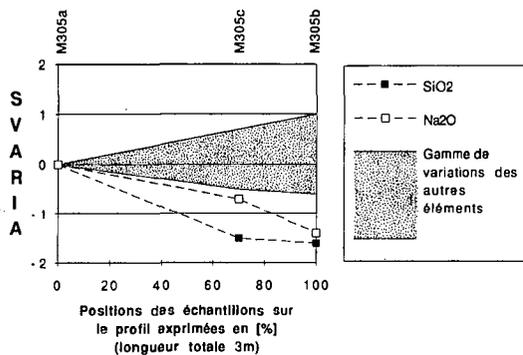


Fig. 8 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement du granite de Medel, à recristallisation partielle des feldspaths (voir Fig. 5). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: M305c (gneiss) à 2 m, M305b (mylonite) à 3 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 30 cm.

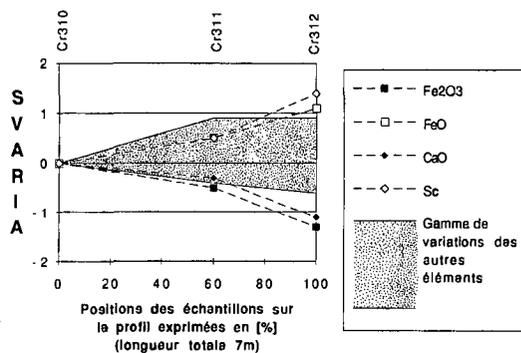


Fig. 9 Diagramme d'Elodie de la zone de cisaillement de la granodiorite de Cristallina, à recristallisation des feldspaths (voir Fig. 5). Positions des échantillons sur le profil par rapport à l'échantillon granitique: Cr311 (gneiss) à 4 m, Cr312 (mylonite) à 7 m. La zone mylonitique a une épaisseur de 1 m.

plastiquement, accompagné d'une forte réduction granulométrique et dessine des rubans lenticulaires de grains partiellement restaurés et ploygonisés. Les textures mylonitiques résultantes sont ordonnées et régulièrement rubanées (Fig. 7). Les tailles granulométriques mylonitiques varient entre 0.05 et 0.2 mm.

La mylonitisation se traduit dans le diagramme d'Elodie par des pertes considérables de SiO_2 et Na_2O (Fig. 8), que l'on peut attribuer à la dissolution d'une part du quartz matriciel, mouvant les clastes des feldspaths potassiques et d'autre part des plagioclases, qui se déforment en recristallisant à partir des bordures, en agrégat finement grenu (O'HARA, 1990). Le calcium contenu dans les plagioclases primaires est fixé dans l'oligoclase et les épidotes ainsi que dans les carbonates qui colmatent les fissures du feldspath potassique fracturé.

Dans d'autres zones de cisaillement de ce groupe, les éléments Rb, Ga, Zn, Y et Zr peuvent augmenter et dépasser les variations magmatiques. Parallèlement le Ti, Fe^{2+} , Mg, K, V et Sc ont tendance à augmenter. De telles variations sont le plus souvent associées à la recristallisation des biotites dans les mylonites.

Pour la zone de cisaillement M305 a-b, le bilan de masse (aluminium constant et facteur de densité égale à 1) correspondant aux pertes significatives dans la mylonite s'écrit de la façon suivante (bilan partiel):

93.25 gr Mylonite = 100 gr Granite - 4.78 gr SiO_2 - 1.97 gr Na_2O

La perte en SiO_2 dépasse 1.6 fois et celle en Na_2O 1.4 fois la dispersion chimique magmatique.

b) Zone de cisaillement de la granodiorite de Cristallina (Cr310-Cr312, Fig. 1):

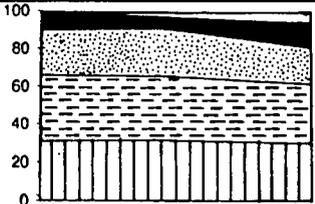
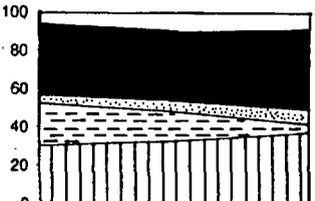
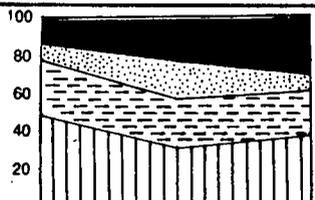
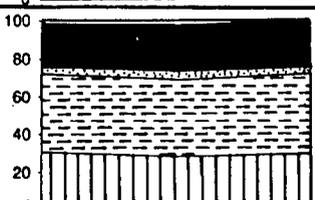
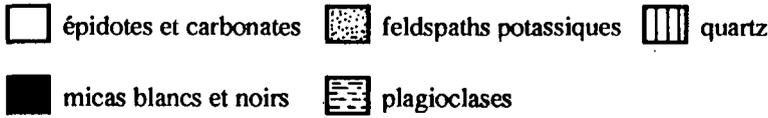
Dans le second exemple, la recristallisation des plagioclases, en un agrégat d'albite finement grenu ayant préservé l'habitus idiomorphe des plagioclases, est quasi complète aux premiers stades de la déformation (granodiorite faiblement gneissifiée). Lors de la déformation progressive, ces agrégats facilement déformables recristallisent, en réduisant leur granulométrie, dans des rubans mylonitiques. Ainsi le quartz est moins mis à contribution pour absorber la déformation et préservé jusque dans les mylonites sous forme d'ocelles peu déformées. Le feldspath potassique montre un comportement similaire à celui décrit dans l'exemple précédent.

Cette zone n'affiche que des variations modales mineures, qui décrivent essentiellement une perte des épidotes et des carbonates en contraste avec une légère augmentation en biotite (Tab. 2).

Dans le diagramme d'Elodie (Fig. 9), ceci se traduit par la perte du calcium, la réduction du Fe^{3+} en Fe^{2+} et l'augmentation du Sc. Simultanément les teneurs des éléments Ti, Mg, K, Rb, Y, Zn et V montrent une augmentation qui reste confinée dans la gamme des variations magmatiques. En comparaison avec la zone de cisaillement décrite précédemment, les variations de SiO_2 et Na_2O restent comprises dans la gamme des variations magmatiques initiales. Cela semble dû à la différence de comportement du plagioclase et du quartz.

Le bilan de masse correspondant aux pertes et gains significatifs s'écrit de façon suivante:

Tab. 3 Résumé des résultats des trois classes de zones de cisaillement (entre parenthèses: mobilités chimiques observées dans les zones de cisaillement non présentées).

| Exemple présentée | Evolution modale granite --- mylonite (Vol %) | Comportement dominant des feldspaths | Mobilités Chimiques | |
|---|---|---------------------------------------|--|----------------------|
| | | | Gains | Pertes |
| M282 - M283 |  | Cataclase | Si, Fe ³⁺ | -- |
| Cr258 - Cr260 |  | Transformations rétrogrades | K,Rb,Sc (Ga,Ce, Nd,La,Y, Zn,Fe _{tot}) | Na,Sr (Ca) |
| M305a - M305b |  | Recristallisation d'intensité moyenne | (Rb,Ga, Zn,Y,Zr) | Na,Si |
| Cr310 - Cr312 |  | Recristallisation d'intensité forte | Sc, Fe ²⁺ | Ca, Fe ³⁺ |
| <p>Evolution modales:</p> <p>  </p> | | | | |

98.96 gr Mylonite = 100 gr Granite - 0.78 gr Fe₂O₃ - 1.36 gr CaO + 1.1 gr FeO + 5 ppm Sc.
Les pertes de Fe₂O₃ et de Ca dépassent 1.3 res-

pectivement 1.1, et les gains de FeO et de Sc 1.1 respectivement 1.4 fois les variations magmatiques.

7. Discussion et conclusion

En fonction de l'intensité croissante du métamorphisme, l'évolution observée dans les zones de cisaillement de l'intrusif Medel-Cristallina se laisse résumer ainsi (Tab. 3):

Les zones de cisaillement à déformation cataclastique dominante des feldspaths n'impliquent pas de variations chimiques majeures au niveau des éléments constitutifs des feldspaths. La déformation hétérogène mène à la dissolution sélective du quartz lequel est enrichi par précipitation dans les espaces protégés créés par la cataclase.

Les zones de cisaillement à transformations rétrogrades dominantes des feldspaths sont caractérisées par la mobilisation des éléments constitutifs des feldspaths. La déformation est essentiellement absorbée par les plagioclases instables dont la diminution modale traduit les pertes en Na et Sr. Par contre les éléments qui entrent dans la composition des minéraux de la paragenèse syncinématique (mica, épidote, sphène) sont enrichis (K, Rb, Fe_{tot} , Ga, Zn, Y, Sc, Zr, La, Nd, Ce) dans les mylonites.

Les zones de cisaillement à recristallisation partielle des feldspaths, montrent une relative stabilité métamorphique de la paragenèse initiale. Les déformations plastiques sont dominantes en regard des réactions d'hydratation. Elles conduisent à une réduction granulométrique, hétérogène du plagioclase et du quartz, ce qui favorise, dans les niveaux mylonitiques, leur mise en solution. Il en résulte une perte en Na et Si. Les éléments qui entrent dans la composition des phases minérales de la paragenèse mylonitique se trouvent enrichis. Ceci concerne surtout le Rb, Ga, Zn Y et Zr qui sont probablement incorporés dans les biotites.

Avec la recristallisation complète des feldspaths aux premiers stades de la déformation progressive, le quartz est moins mis à contribution pour absorber la déformation. De plus, l'ampleur des réactions rétrogrades mobilisant la silice est diminuée et la silice reste stable.

Dans les diagrammes d'Elodie, les transferts de matière s'accroissent avec la déformation progressive et excèdent les variations magmatiques, en général, au passage gneiss-mylonite. La gneissification produit des variations chimiques qui restent, pour l'essentiel, dans la gamme des hétérogénéités magmatiques. Ceci est corroboré par les résultats d'une analyse statistique multivariée (MERZ ARREAZA, 1989). L'analyse factorielle ne permet pas d'extraire de la matrice de corrélation des facteurs suffisamment puissants pour distinguer les gneiss des granites (Fig. 10). Seules les mylonites se détachent et ceci surtout par les élé-

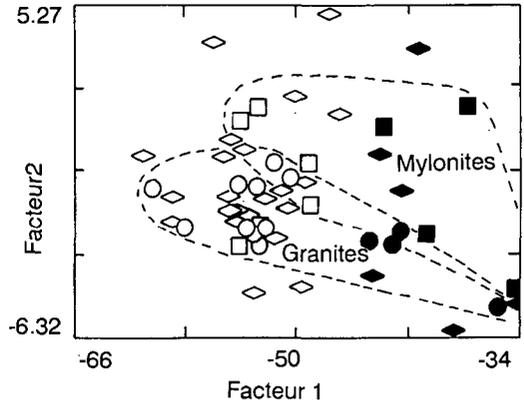


Fig. 10 Exemple du score des échantillons granitiques, gneissiques et mylonitiques du granite de Medel et de la granodiorite de Cristallina sur les facteurs 1 et 2 (base: éléments majeurs).

Le facteur 1, caractérisé par des poids élevés de Si, Ti, Al, Mg, Fe et Ca (représentant 49.5% de la variance totale), sépare les faciès magmatiques. Le facteur 2, à poids élevé de Na, K et H_2O (représentant 18.3% de la variance totale), exprime l'effet de la déformation. Figurés vides: granite de Medel, figurés pleins: granodiorite de Cristallina; cercles: granites, losanges: gneiss, carrés: mylonites.

ments Na, K, Ca, H_2O , CO_2 , Sr et Rb (pour ces éléments les probabilités d'identité entre les échantillons granitiques et mylonitiques sont inférieures à 10% lors d'un test T sur échantillons dépendants).

De manière générale, les mécanismes de déformation, spécifiques à chaque phase minérale, allant de la cataclase jusqu'à la recristallisation dynamique, conduisent à une réduction granulométrique hétérogène, qui augmente la surface réactionnelle des grains et détermine les sites d'interaction fluide-roche (réactions métamorphiques et dissolutions). Celle-ci provoque l'altération de la paragenèse initiale instable sous les conditions faciès schistes verts - début faciès amphibolitique et conduit à la formation d'une paragenèse plus stable et plus ductile. Ainsi la déformation et les réactions métamorphiques se favorisent mutuellement et conduisent au ramollissement local de la roche nécessaire à la formation d'une zone de cisaillement (WHITE et al., 1980).

L'état actuel des connaissances, quant à la nature du fluide entrant dans les zones de cisaillement de l'intrusif Medel-Cristallina, est limité. On constate que, mis à part H_2O , le CO_2 est nécessaire pour la formation des carbonates.

Les bilans de masse, établis d'après la formule de Gresens à aluminium constant, montrent que

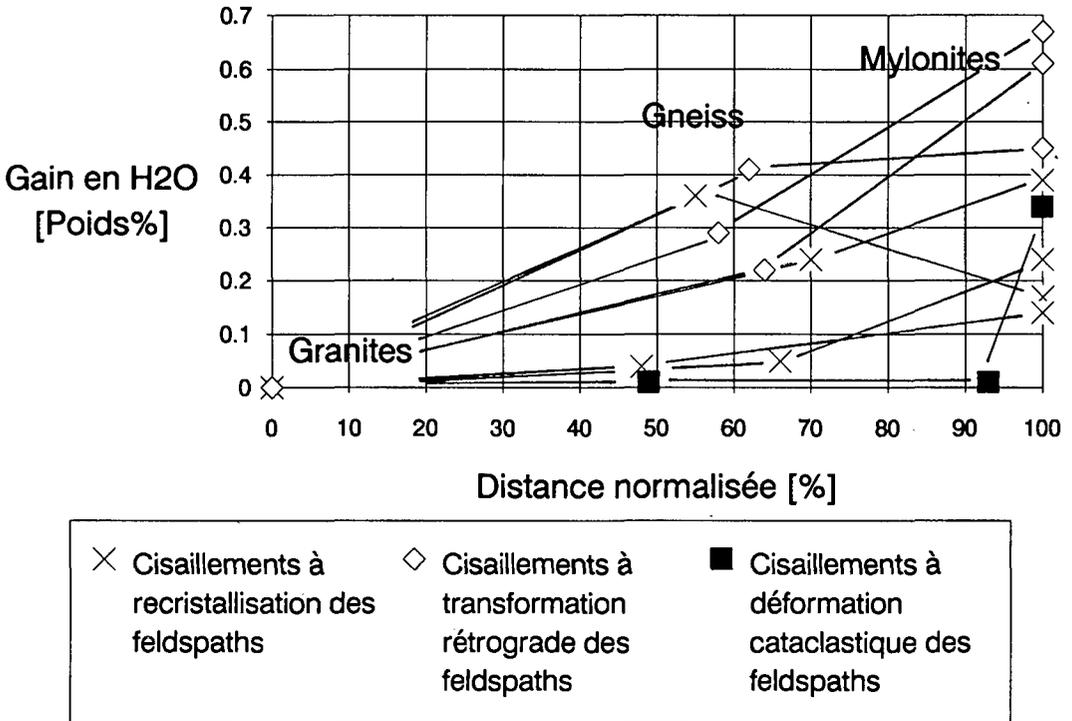


Fig. 11 Variation de la teneur en H₂O à aluminium constant, des échantillons granitiques aux échantillons mylonitiques. Les zones de cisaillement du faciès schistes verts – début faciès amphibolitique sont caractérisées par une nette augmentation en H₂O, associée à la mylonitisation.

la teneur en H₂O a tendance à augmenter dans les zones de cisaillement (Fig. 11). Elles ne dépassent toutefois jamais les variations chimiques en H₂O, d'origine magmatique.

Si l'on tient l'aluminium constant, impliquant des variations de volume inférieures à 10%, les profils des diagrammes d'Elodie indiquent des pertes et des gains significatifs, qui ne sont pas compensés dans un même profil géochimique. Ce type d'évolution des éléments n'est pas compatible avec un processus d'échange, entre gneiss et mylonites, dans un système fermé, à l'échelle de la zone de cisaillement. Il suggère plutôt un système ouvert, en tout cas à l'échelle des profils échantillonnés. Ceci et le fait que les réactions métamorphiques observées sont des réactions d'hydratation, nécessitant un apport d'eau, plaident pour un processus d'infiltration (FLETCHER et HOFMANN, 1974) qui entraîne essentiellement un lessivage des éléments Na, Si et Sr.

Il ne nous est pas possible d'estimer les rapports roche/fluide. Bien que le volume de fluides effectivement utilisé par les réactions rétrogrades soit relativement petit; la quantité de fluide nécessaire pour assurer une interaction constante

fluide-roche est considérable (McCAIG, 1987; BEACH, 1976, 1980; KERRICH, 1986; ETHERIDGE et al., 1983; FERRY, 1979).

Remerciements

Notre gratitude va au Fonds national suisse de la recherche scientifique qui a soutenu financièrement ce travail (requête 2-4872) et aux collaborateurs de l'Institut de géologie de Neuchâtel. Nous tenons à remercier plus particulièrement MM. A. Arreaza, D. Marquer et J.P. Schaer, pour l'intérêt et l'aide apportés, M.I. Mercolli pour sa lecture critique ainsi que MM. H.R. Pfeiffer et J.Cl. Lavanchy du Centre d'analyse minérale de l'Université de Lausanne.

Références

- BEACH, A. (1973): The mineralogy of high temperature shear zones at Scourie, N.W. Scotland. *J. Petrol.* 14, 231-248.
- BEACH, A. (1976): The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. A280*, 569-604.

- BEACH, A. (1980): Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. *J. of Struct. Geol.* 2, 1/2, 257-263.
- BELL, T.H., RUBENACH, M.J. et FLEMING, P.D. (1986): Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *J. Metam. Geol.* 4, 37-67.
- BONIN, B. (1986): Ring complex granites and anorogenic magmatism. Ed. North Oxford Acad. Publisher, 188 p.
- BRADY, J.B. (1975): Reference frames and diffusion coefficients. *Amer. J. Sci* 275, 954-983.
- CARON, J.M., POTDEVIN, J.L. et SICARD, E. (1987): Solution-deposition processes and mass transfer in the deformation of a minor fold. *Tectonophysics* 135, 77-86.
- CHAYES, F. (1964): Variance-covariance relations in some published Harker diagrams of volcanic suites. *J. Petrol.* 5, 219-237.
- CHAYES, F. (1971): Ratio correlation: a Manual for Students of Petrology and Geochemistry. Univers. Chic. Press. Chicago 99 p.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 1123-1150.
- CRAWFORD, M.L., FILER, J. et WOOD, C. (1979): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Minéral.* 102, 562-568.
- DAVIS, J. (1986): Statistics and data analysis in geology. 2^e édition, Wiley, New York, pp. 646.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J. et VERNON, R. (1983): The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metam. Geol.* 1, 205-226.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. Thèse Univ. Bern.
- FERRY, J.M. (1979): Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 68, 125-139.
- FLETCHER, R.C. et HOFMANN, A.W. (1974): Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In: *Geochemical transport and Kinetics*, Carnegie Inst. Washington, A.W. HOFMANN, B.J. GILETTI, H.S. YODER et R.A. YUND édés, 243-258.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. et MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclogae geol. Helv.* 73, 2, 527-646.
- GRATIER, J.P. (1979): Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. Géol. France*, No 1, 95-104.
- GRATIER, J.P. (1983): Estimation of volume changes by comparative chemical analysis in heterogeneously deformed rocks (folds with mass transfer). *J. of Struct. Geol.*, 5, 3/4, 329-339.
- GRESENS, R.L. (1967): Composition-volume relationship of metasomatism. *Chem. Petrol.* 2, 47-65.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42, p. 6
- GRÜNENFELDER, M. (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. - Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 43, 235.
- JENKINS, R. (1976): An introduction to X-ray spectrometry. Heyden, London, pp. 163.
- KERRICH, R. (1986): Fluid transport in lineaments. *Roy. Soc. Lond. Phil. Trans.* 317-A, 219-251.
- KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E. et ALLISON, I. (1977): Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 65, 183-190.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R.L., MOSS, S. et STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. and Petrol.* 73, 221-242.
- KIM, J. et KHOUT, F.J. (1985): Multiple regression analysis. In: *Statistical Package for Social Sciences*, éd.: NIE, H., HULL, C.H., JENKINS, J.G., STEINBRENNER, K. et BENT, D.H., McGRAW-HILL, 2^e édition, pp. 675.
- MARQUER, D. (1986): Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). Thèse, Univ. Rennes.
- MAROUER, D. (1989): Transfert de matière et déformation des granitoïdes, aspects méthodologiques, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 15-36.
- MARQUER, D., GAPAIS, D. et CAPDEVILA, R. (1985): Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes centrales). *Bull. Minéral.* 108, 209-221.
- MCCAIG, A.M. (1984): Fluid-rock interaction in some shear zones from the central Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.* 2, 129-141.
- MCCAIG, A.M. (1987): Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics* 135, 121-132.
- MCCAIG, A.M. (1988): Deep fluid circulation in fault zones. *Geology* 16, 867-870.
- MERZ, C. (1989): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental). Partie 1: déformations alpines et relations socle-couverture. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 55-71.
- MERZ ARREAZA, C. (1989): L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard): Déformation hétérogène et modifications chimiques associées dans les roches granitiques sous différents régimes métamorphiques. Thèse Univ. Neuchâtel, pp. 383.
- MERZ, C., THÉLIN, Ph. et PERSOZ, F.P. (1989): Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite de Medel (massif du Gothard, Alpes centrales suisses). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 359-375.
- MITRA, G. (1978): Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Am. J. of Sc.*, Vol. 278, 1057-1085.
- O'HARA, K. (1990): State of strain in mylonites from western Blue Ridge province, southern Appalachians: the role of volume loss. *J. of struct. Geol.* 12, No. 4, 419-430.
- PEARCE T.H. (1968): A contribution to the Theory of Variation Diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.* 19, 142-157.
- POTDEVIN, J.L. et CARON, J.M. (1986): Transfert de matière et déformation synmétamorphique dans un pli. 1. Structures et bilans de matière. *Bull. Minéral.* 109, 395-410.
- RUTTER, E.H. (1983): Pressure solution in nature, theory and experiment. *J. geol. Soc. Lond.* 140, 725-740.
- SICARD, E., CARON, J.M., POTDEVIN, J.L. et DECHOMETS,

- R. (1986): Transfert de matière et déformation syn-métamorphique d'un pli mineur. II. Pseudomorphoses de lawsonite et caractérisation des fluides interstitiels. *Bull. Minéral.* 109, 411-422.
- SINHA, A.K., HEWITT, D.A. et RIMSTIJD, J.D. (1986): Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology* 14, 883-886.
- STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 269-292.
- THOMPSON, A.B. (1974): Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist. *J. Petrol.* 16, 314-346.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42, 139-152.
- WENK, E. et WENK, H.R. (1984): Distribution of plagioclase in carbonate rocks from the tertiary metamorphic belt of the central alps. *Bull. Minéral.* 107, 357-368.
- WHITE, S.H. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A283, 69-86.
- WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D. et HUMPHREYS, F.J. (1980): On mylonites in ductile shear zones. *J. of Struct. Geol.* 2, No. 1/2, 175-187.
- WINCHESTER, J.A. et MAX, M.D. (1984): Element mobility associated with syn-metamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *J. Metamorphic Geol.* 2, 1-11.

Manuscrit reçu le 4 février 1991; manuscrit révisé accepté le 20 février 1992.

Influences respectives du métamorphisme et de la déformation sur l'état structural des feldspaths potassiques du granite de Medel (Massif du Gothard, Alpes Centrales Suisses)

par Christine Merz¹, Philippe Thelin² et Francis-Pierre Persoz¹

Abstract

Evidences of the K-feldspar discontinuity (low–high microcline, LM-HM) allow BAMBAUER and BERNOTAT (1982) to propose an isograd in the External Crystalline Massifs (Aar, Gothard), north of the «staurolite in» isograd. In this paper the influence of the deformation on this discontinuity in the Medel granite is shown.

On a north-south profile, specimens of K-feldspar megacrysts were sampled from undeformed and deformed granite (Alpine Tertiary heterogeneous deformation) and analysed by XRD. Al distribution in the tetrahedral sites calculated from lattice parameters, chemical composition and trilinearity index shows that the majority of analysed crystals contains a major and a subordinate phase with two contrasting structural states (LM and HM).

A HM-LM isograd may be defined in two different ways according to the postulated pre-Alpine structural state of the K-feldspars. For initially respectively submonoclinic and triclinic states, the isograd corresponds to the first appearance of respectively low and high microcline. In the less deformed granite the «isograd» forms a kilometric transition zone (Fig. 12), limited in the north by the first HM and in the south by the first LM. The transition zone itself is characterized by a mixture of structural states in major phases. In the strongly deformed granite (orthoogneiss), this “isograd” is about 10 kilometers large.

In a more general sense, independent of any hypothesis on pre-Alpine structural state of the K-feldspar, deformation enhances the Al/Si diffusion.

Keywords: K-feldspar, structural state, Al/Si-distribution, deformation, metamorphism, Gothard massif, Switzerland.

Résumé

La discontinuité des états structuraux (high microcline–low microcline) dans les feldspaths potassiques (KF) a permis de définir une isograde dans le domaine des massifs cristallins externes. Le présent travail examine l'influence de la déformation sur cette discontinuité par l'exemple du granite de Medel, situé au nord de l'isograde de l'apparition du staurolite.

Une étude par XRD des mégacrists de KF a été réalisée à partir d'un échantillonnage nord-sud dans les domaines déformés et non-déformés, résultant de la déformation hétérogène tertiaire enregistrée par le granite. L'étude de la distribution de Al dans les sites tétraédriques, calculée à partir des paramètres de maille, de la composition chimique et de l'indice de trilinearité conduit à une interprétation nuancée de cette isograde. Selon l'hypothèse d'un état initial submonoclinique ou triclinique, la position de l'isograde se définit par la première apparition de low ou de high microcline.

En général, chaque cristal contient une phase majeure et une phase subordonnée, dont les états structuraux sont différents.

Dans les faciès non déformés, l'isograde forme une bande kilométrique caractérisée par des états structuraux mixtes, exprimés par les phases majeures (limitée par la première apparition de HM au nord et de LM au sud). Dans les faciès déformés, cette bande atteint environ 10 km de largeur. Il apparaît que la déformation, indépendamment de l'état structural initial, favorise la transition structurale.

¹ Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, CH-2000 Neuchâtel

² Institut de Minéralogie, Université de Lausanne, BFSH2, CH-1015 Lausanne-Dorigny

I. Introduction

1.1. BUTS DU PRÉSENT TRAVAIL

Ce travail sur l'état structural des feldspaths potassiques (KF) du granite tardi-hercynien de Medel (Massif du Gothard) s'inscrit à la fois dans le cadre d'une étude régionale de pétrographie structurale (MERZ, 1989) et dans la prolongation des travaux sur l'isograde microcline/sanidine (BAMBAUER et BERNOTAT, 1982; BERNOTAT et BAMBAUER, 1982) qui, selon ces auteurs, affecte de manière tranchée et sur une distance E-W de 140 km l'ensemble des Alpes Centrales Suisses¹. Le granite porphyroïde de Medel est affecté par le métamorphisme alpin associé à une déformation hétérogène, ce qui offre la possibilité d'étudier l'influence respective de deux facteurs essentiels de la transition discontinue «ordre<->désordre Al/Si» des feldspaths potassiques, à savoir la température et la déformation, et ceci selon un profil N-S (coupe du Val Medel, cf. fig. 1). Cette orientation est idéale puisqu'elle recoupe perpendiculairement les isogradés du métamorphisme alpin (FREY et al., 1976).

BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b) ont mis en évidence une isograde microcline/sanidine (=low/high microcline), pour l'essentiel par une étude par XRD (X-ray diffraction) sur onze profils N-S. Géographiquement, elle se situe entre l'isograde de la disparition du stilpnomélane et celle de l'apparition du staurotide (FREY et al., 1976). Ils interprètent la discontinuité dans les feldspaths potassiques comme une relique d'une isograde tardi-alpine de transformation de la sanidine en microcline. Les conditions P-T correspondantes à cette transformation seraient de 450°C (=T_{diff}=température de diffusion nécessaire au changement de l'état structural) et 3 kb. Ce brusque saut de l'état structural résulterait, de part et d'autre de l'isograde, d'une redistribution différentielle d'Al et de Si dans les feldspaths potassiques reliques lors du métamorphisme alpin prograde. Au sud de celle-ci, une température élevée (>T_{diff}) aurait été atteinte durablement pour permettre le désordonnement partiel de la topologie Al/Si. Au cours de la phase rétrograde, les KF auraient préservé tout ou partie de leur désordre structural. Par contre, au nord, la température n'aurait pas atteint T_{diff} voire juste atteint T_{diff} mais pendant un laps de temps très

réduit, ce qui aurait entraîné le maintien d'un ordre prononcé ou même une évolution vers un ordonnancement maximum (cas du low microcline).

La définition de cette isograde basée sur l'évolution du KF en phase minérale relique lors d'un métamorphisme ultérieur peut prêter à confusion. La nature structurale et chimique du KF pré-métamorphique demeure hypothétique et l'on postule souvent abusivement qu'elle fut identique dans tous les cas. De plus, il demeure nombre d'incertitudes sur les évolutions possibles d'un état initial (ordre<->désordre Al/Si et composition Or-Ab-An%) en fonction du gradient métamorphique subi et/ou de la déformation strictement mécanique. Aussi était-il intéressant de reconsidérer, dans un petit secteur, les résultats de BAMBAUER et BERNOTAT afin de tenter de répondre aux questions suivantes:

- Quelle est la nature exacte de cette isograde sur un profil situé au Val Medel (fig. 1), à savoir: degré d'ordre <-> désordre Al/Si et composition des polymorphes de KF sensés être "stables" de part et d'autre de cette ligne de transition discontinue ?

- La phase structurale dominante, aussi bien au nord qu'au sud de l'isograde, coexiste-t-elle avec une phase structurale mineure ?

- De quelle manière les effets propres ou conjoints du métamorphisme et de la déformation affectent-ils le tracé de cette isograde ?

- Est-il possible de postuler l'état initial (anté-alpin) du KF relique et, par ce biais, de préciser la polarité de réaction, le chemin d'ordonnement ou de désordonnement au cours du métamorphisme alpin ?

Pour ce faire, le granite de Medel a été échantillonné le long de la route du Val Medel et au sud du col du Lukmanier selon un profil N-S, en choisissant des faciès porphyroïdes préservés et des zones de gneissification et de cisaillement résultant de la déformation alpine synschisteuse et hétérogène (ci-dessous dénommés gneiss). Dans la mesure du possible, on a essayé de prélever des couples d'échantillons "granite-gneiss" à la même latitude.

Le secteur échantillonné se situe entièrement au sud de l'isograde de BAMBAUER et BERNOTAT. Ceci est intentionnel, car le tracé de l'isograde de BAMBAUER et BERNOTAT (1982 b, fig. 2) se fonde apparemment sur un seul échantillon de high microcline (relique?) analysé dans les orthogneiss du "vieux socle", bien que la transition généralisée, de low à high microcline, telle que nous l'avons constatée, se place plus au sud, à l'intérieur du granite de Medel.

¹ La définition de cette isograde correspond à la première apparition de high microcline du nord vers le sud.

1.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le granite de Medel constitue avec la granodiorite de Cristallina et la diorite d'Ufiern (ne figure pas sur la fig. 1) un complexe intrusif tardihercynien, daté à 315 Ma. (U235/Pb207, GRÜNENFELDER, 1962) (fig. 1). Mis en place sur la bordure SE du Massif du Gothard, il est discordant par rapport aux structures hercyniennes du socle encaissant composé d'ortho- et de paragneiss, d'âge pré-westphalien.

Le profil étudié suit le Val de Medel, le long duquel le corps granitique montre son extension N-S maximale d'environ 8 km. Deux affleurements, situés sur l'extrémité sud du Massif du Gothard, permettent de prolonger le profil au sud du col du Lukmanier.

Les déformations enregistrées par ce granite sont certainement alpines, notamment la foliation qui se poursuit dans les séries mésozoïques de la couverture du Massif du Gothard. Grâce à l'hétérogénéité de la déformation alpine, exprimée par plusieurs systèmes de cisaillements ductiles et une foliation pénétrative, le granite présente encore des zones non déformées à caractère magmatique relique (MERZ, 1989). L'intensité

du métamorphisme alpin augmente du nord vers le sud. Il se manifeste par une zonation métamorphique concentrique autour du noyau "lépontin" hautement métamorphique. L'isograde de l'apparition du chloritoïde (400° et 3 kb) se situe sur la bordure sud du Massif de l'Aar, quelques kilomètres au nord du complexe intrusif Medel-Cristallina. Celle de l'apparition du staurotide (500°-550° et 5 kb) coupe le profil du Val de Medel au niveau du col du Lukmanier (FREY et al., 1976).

1.3. PÉTROGRAPHIE ET MÉTAMORPHISME

1.3.1. Le KF du faciès granitique

La composition modale primaire du granite de Medel varie peu. Les constituants principaux sont, en proportions égales, le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique (KF), auxquels s'ajoutent 5-10% de biotite et les minéraux accessoires tels que le zircon, le sphène, l'allanite, l'apatite, le rutile et les opaques (fig. 2). Le feldspath potassique est perthitique, maclé Carlsbad, et sa taille peut atteindre 2.5 cm. Il présente soit le quadrillage typique du microcline, soit un aspect trouble et tacheté avec des microdomaines dans lesquels se développe un quadrillage particulier, caractérisé par un aspect flou et des éléments de maclé de dimensions variables. Les phénocristaux sont quelquefois légèrement corrodés et englobent des prismes idiomorphes de plagioclase et des grains de quartz. Dans les feldspaths potassiques les perthites s'interpénètrent soit en bandes, soit en flammèches jusqu'à parfois constituer trois «réseaux» distincts. Les perthites en taches et maclées sont moins fréquentes. Parfois les interfaces entre deux cristaux de KF sont occupées par des "swapped rims" (RAMBERG, 1962). L'exsolution du Na (perthite) semble aller de pair avec une décalcification des plagioclases: les teneurs en An% maximales des plagioclases primaires sont de l'ordre de 30%, mais la plupart des plagioclases sont en général complètement saussuritisés et transformés en albite. Au contact des feldspaths potassiques le plagioclase montre une couronne d'albite pure bourgeonnante vers l'intérieur du feldspath potassique. Le réseau de perthites avoisinant est perturbé et moins dense. Une albitisation du feldspath potassique se produit au contact avec la biotite chloritisée. La transformation du feldspath potassique en albite en échiquier est relativement rare.

Les transformations décrites ci-dessus sont antécinématiques par rapport à la déformation

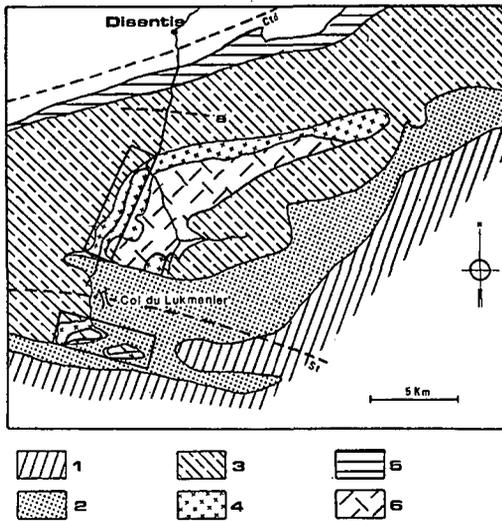


Fig. 1 Situation géographique et géologique du profil échantillonné (secteurs encadrés):

1 = domaine pennique, 2 = couverture mésozoïque du Massif du Gothard, 3 = ortho- et paragneiss du Massif du Gothard, 4 = granite de Medel, 5 = zone d'Urseren, 6 = granodiorite de Cristallina, a = isograde sanidine/microcline de BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b), ctd = isograde de l'apparition du chloritoïde, st = isograde de l'apparition de la staurotide.

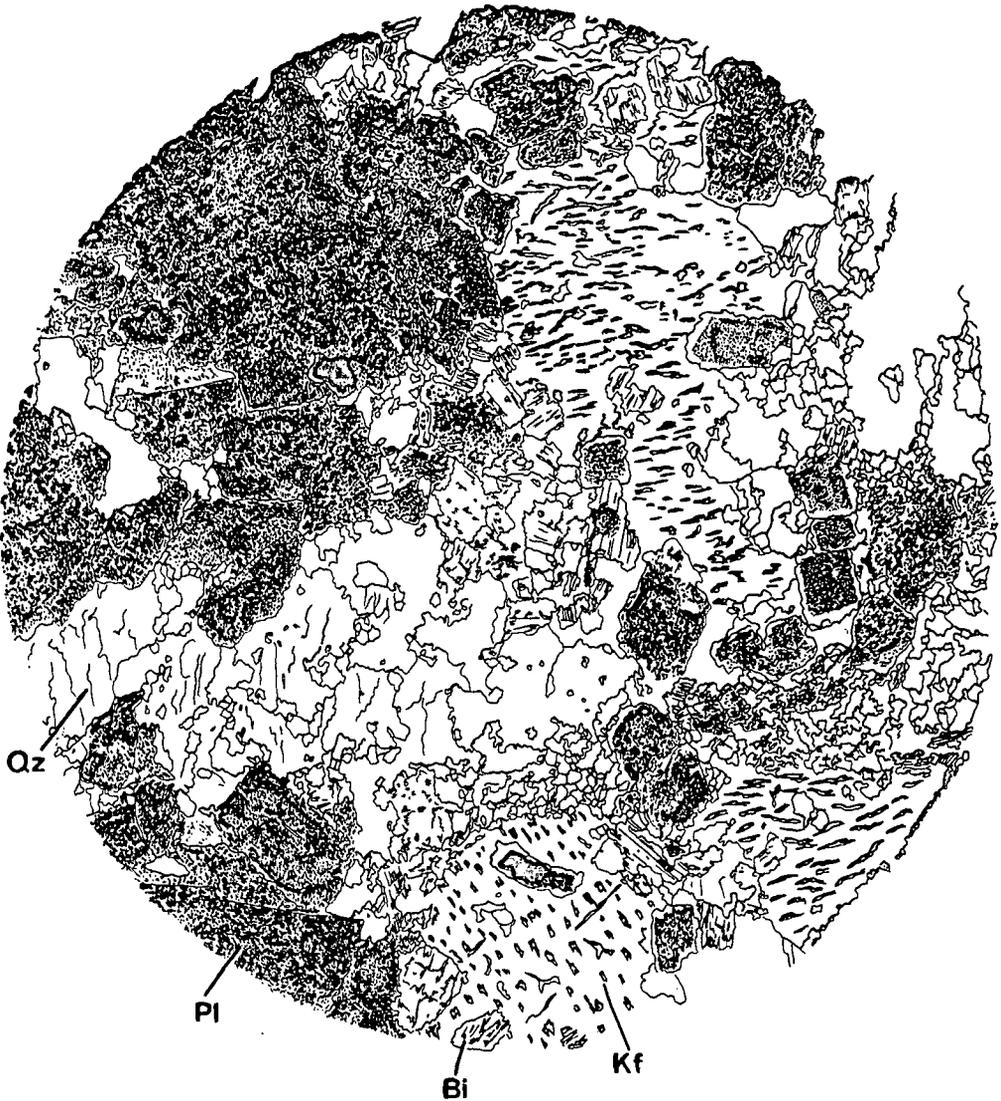


Fig. 2 Texture du granite de Medel non déformé de la bordure nord du complexe intrusif (M108). La texture massive et hétérogranulaire montre les phénocristaux idiomorphes de feldspath potassique et des plagioclases saussuritisés en agrégat de prismes imbriqués. Les interstices sont remplis par le quartz et les paillettes enchevêtrées de biotite brune. Autres explications dans le texte.

alpine. La question de savoir, s'il s'agit de transformations deutériques ou éocinématiques, et dans quelle mesure, reste ouverte.

1.3.2. Le KF du faciès gneissique

Les déformations au sein du granite se sont produites dans les conditions du faciès des schistes verts au nord du col du Lukmanier et faciès

des amphibolites au sud. Elles conduisent à la formation d'un orthogneiss (fig. 3) et, localement, à des mylonites et ultramylonites. Les mylonites et ultramylonites, dont la granulométrie trop fine ne permettait pas un prélèvement correct du matériel d'analyse, n'ont pas été prises en considération.

Le KF montre un comportement essentiellement rigide. Une extinction roulante peut être

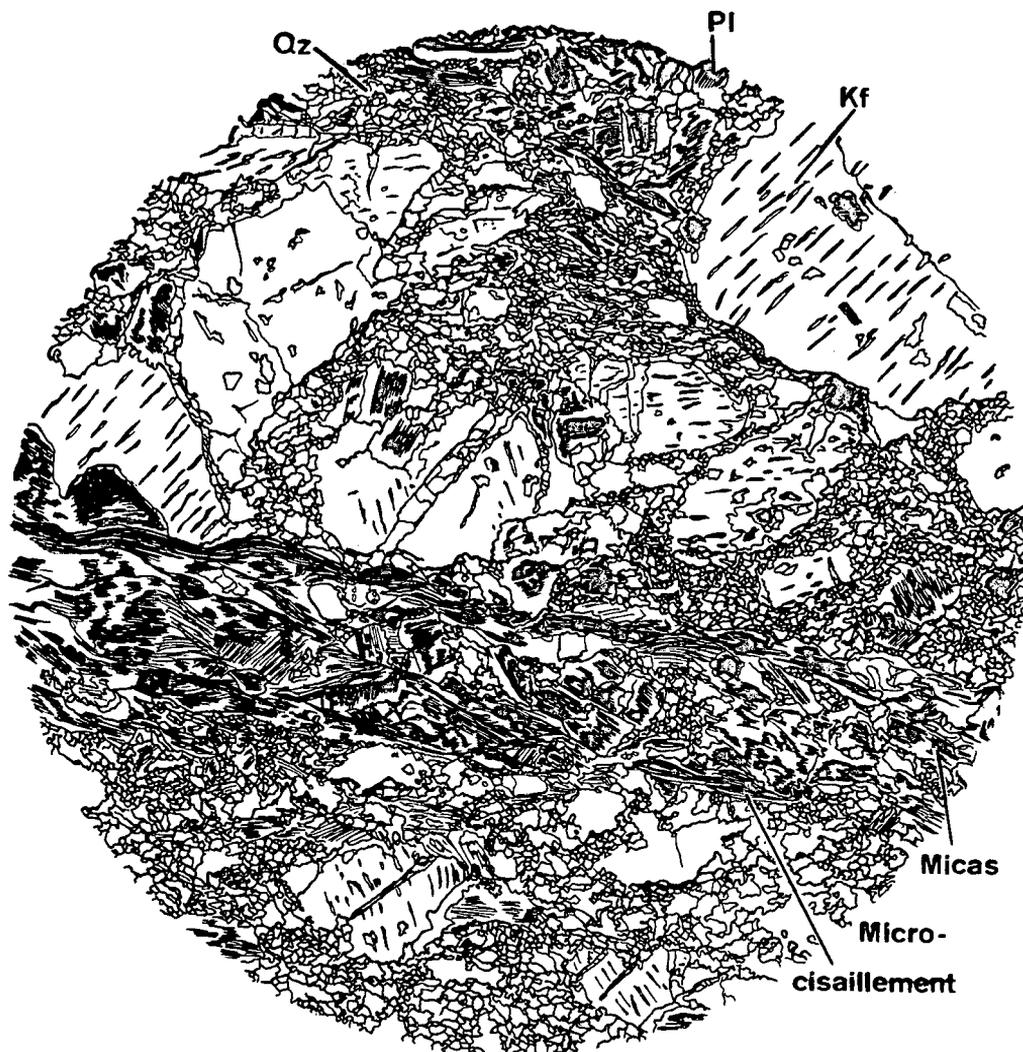


Fig. 3 Texture du granite de Medel déformé de la bordure nord du complexe intrusif (M101). Les transformations métamorphiques syncinématiques sont rétrogrades. Le plagioclase est complètement saussuritisé et il en résulte un amalgame de séricite, clinozoïsite, albite et quartz allongé en rubans lenticulaires. La biotite est chloritisée et parfois transformée en épidote. Le quartz subit une déformation plastique intracristalline. Plagioclase, quartz et micas représentent le support ductile de la déformation conduisant à la formation des plans de foliations et de microcisaillements. Autres explications dans le texte.

observée parfois dans les clastes situés au voisinage direct des microcisaillements, et des sous-grains apparaissent dans les sites de haute déformation. Les KF se fracturent selon des plans conjugués obliques aux microcisaillements. Les fissures sont soudées par des recrystallisations de quartz, albite, mica blanc en peigne, allongés perpendiculairement aux plans de fracture. Une albitisation intense a lieu le long de ces fractures.

Le développement de l'albite en échiquier y est rare. Par contre les interfaces de deux feldspaths potassiques peuvent être le lieu d'apparition de sous-grains albitiques, parfois maclés polysynthétiquement. A partir des marges albitisées se développent également des bandes granoblastiques albitiques. Les deux mécanismes, cataclase et albitisation, tendent à arrondir et réduire la taille des phénoclastes.

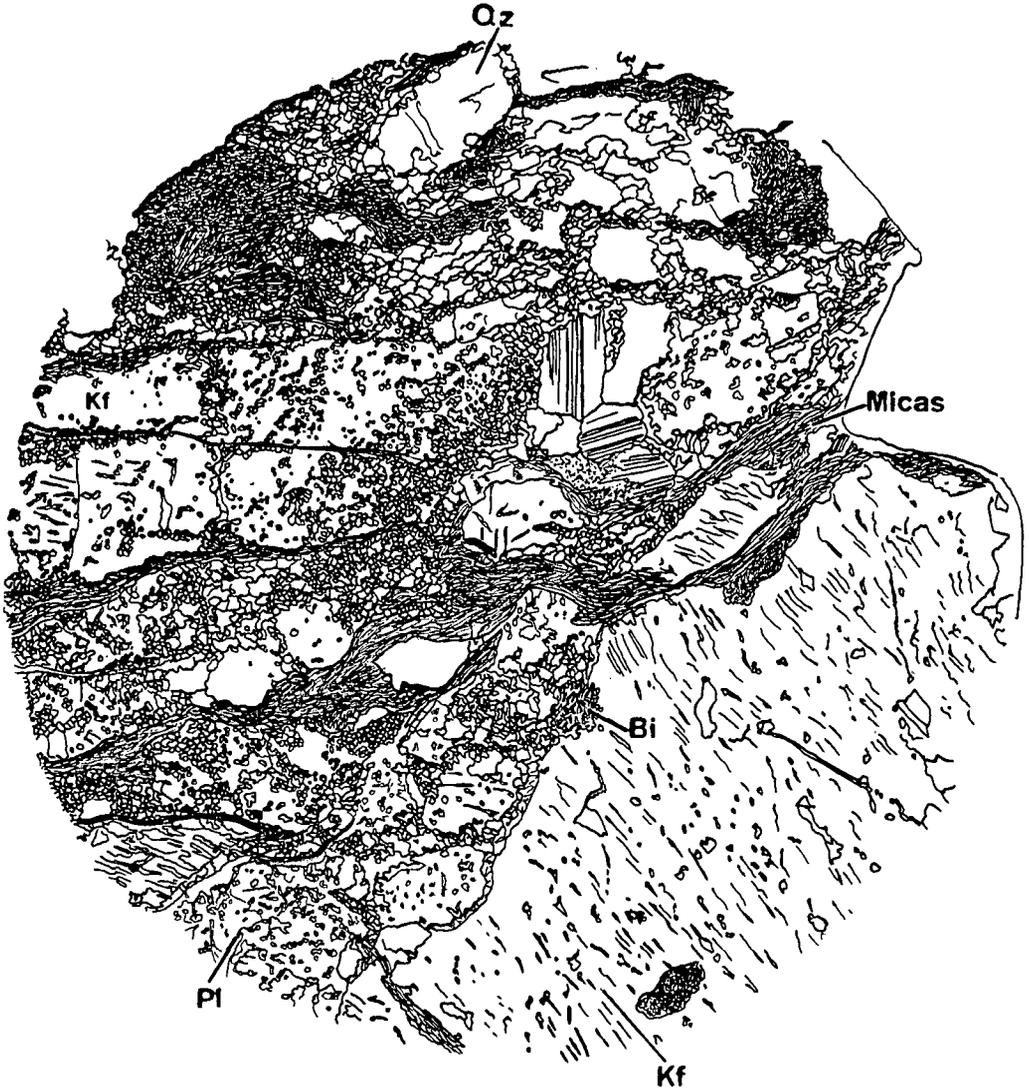


Fig. 4 Texture du granite de Medel déformé de la bordure sud du complexe intrusif (M 127). Explications dans le texte.

- A l'approche de l'isograde de l'apparition du staurotide, les changements suivants interviennent (cf. fig. 4):

Dans les niveaux granoblastiques en plus de l'albite, cristallise de plus en plus fréquemment l'oligoclase. Environ trois kilomètres au nord de l'isograde de l'apparition du staurotide, on observe la recristallisation de l'oligoclase à partir du plagioclase primaire saussurité. Dans les lits

micacés des mylonites apparaissent des blastes syn- à postcinématiques d'albite ou d'oligoclase. En ce qui concerne l'évolution du plagioclase, nos observations concordent avec celles de STECK (1976).

- Simultanément apparaissent de rares granoblastes syn- à postcinématiques isolés de microcline quadrillé disséminés dans la matrice blastomylonitique. L'absence de perthite et d'albita-

tion, la qualité du quadrillage ainsi que leurs joints en points triples les distinguent des phénoclastes de KF primaire. Néanmoins nous n'avons pas pu constater une recristallisation généralisée du KF comme le décrit VOLL (1976) dans la région de la bordure sud du massif du Gothard.

- Les perthites d'exsolution recristallisent sous forme de mica blanc et de quartz avec albitionation du KF avoisinant, à partir du Col du Lukmanier en direction du Sud.

- Vers le sud disparaissent progressivement les KF à quadrillage caractéristique uniformément distribué dans l'ensemble du cristal.

- Le KF est progressivement remplacé par l'albite et, vers le sud, par l'oligoclase et le quartz. L'ensemble recristallise en agrégats polygonaux avec, au cœur, le KF relique à l'état squelettique.

- La taille moyenne des blastes de quartz et mica augmente, avec cristallisation de plus en plus fréquente d'une seconde génération de micas postcinématiques.

La culmination du métamorphisme alpin a été atteinte pendant (bordure nord de l'intrusif) et après (à partir du col vers le sud) la phase principale de déformation, ceci en accord avec de nombreux auteurs (par exemple CHADWICK, 1968; THAKUR, 1973).

1.4. RAPPEL THÉORIQUE SUR L'ÉTAT STRUCTURAL DES FELDSPATHS ALCALINS

Grâce aux travaux pionniers de GOLDSMITH et LAVES (1954 a et b), ORVILLE (1967), MEGAW (1956, 1974), KROLL (1971, 1973), STEWART et WRIGHT (1974) et EGGLETON et BUSECK (1980), le formalisme de l'expression du degré d'ordre $\langle \rightarrow \rangle$ désordre Al/Si des feldspaths alcalins est bien établi sur une base topologique affinée qui permet, par l'intermédiaire de l'analyse par diffraction des rayons X, de caractériser avec grande précision l'état structural d'un composé. On trouvera dans KROLL et RIBBE (1983), RIBBE (1983 a et b, 1984) et PARSONS et BROWN (1984) d'excellentes revues précisant la signification des équations et des paramètres utilisés dans le présent travail. Il convient cependant de rappeler certains éléments de ce formalisme utilisés dans le cadre de cette étude.

Un composé d'ordre maximum (low albite, low microcline) est caractérisé par les paramètres suivants: $t_{10}=1$ et $t_{1m}+t_{20}+t_{2m}=0$. Ceci désigne le fait que la probabilité de trouver l'unique atome d'Al disponible dans le site T1O est maxi-

male, ce qui par définition est l'expression d'un ordre idéal. Un composé d'ordre intermédiaire, de moindre triclinité, s'exprime par une évolution de cette probabilité structurale dans le sens où $t_{10} > t_{1m} > t_{20} + t_{2m}$ (leur somme devant être égale à 1). Les équations utilisées pour calculer ces paramètres en fonction des paramètres de maille directs et réciproques sont celles de KROLL et RIBBE (1983). L'indice Δ de GOLDSMITH et LAVES (1954 b) permet de caractériser approximativement, à partir des raies 131 et 131', l'indice de triclinité d'une phase; il vaut 0 pour une symétrie monoclinique et 1 pour une triclinité maximale. L'indice de KROLL (1973) $\Delta_{tr}(\text{Å}) = \text{Tr}[110](\text{Å}) - \text{Tr}[\bar{1}\bar{1}0](\text{Å})$ est égal à 0 pour un état monoclinique maximal (high sanidine) et égal à 0.2905 pour un état triclinitique maximal (low microcline). L'indice «strain index» de STEWART et WRIGHT (1974) $\Delta(\text{Å})$ est utilisé en tant que test de normalité de la maille élémentaire. L'estimation de la composition Or% peut se calculer via le volume (Å^3) ou selon la position angulaire de la raie 201 (ORVILLE, 1967; KROLL et RIBBE, 1983)

2. Résultats

2.1. ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNÉES

A la suite d'une étude cartographique, structurale et pétrographique (MERZ, 1989), 44 échantillons (27 en faciès non déformé et 17 en faciès déformé) ont été sélectionnés suivant le profil tracé sur la figure 1. Quelques échantillons ont été analysés à la microsonde. Après examen optique minutieux, une extraction de KF, de l'ordre de 5-10 mg, a été effectuée par fraisage. Suite à un bref broyage au mortier et à une homogénéisation du standard interne (Si métal), chaque prise fut montée sur un support de verre.

L'analyse fut produite par un diffractomètre XRD RIGAKU (système automatisé ROTAFLEX D/max-B) implanté au laboratoire RX de l'Institut de Minéralogie (Université Lausanne). Grâce à un programme de pilotage très affiné, tous les échantillons furent soumis à la diffraction dans des conditions strictement comparables, à savoir:

enregistrement de 15° à $70^\circ(2\theta)$; pas: $0.01^\circ(2\theta)$;
constante de temps: 1 sec.; vitesse: $2^\circ(2\theta)/\text{min}$;
 λ 1.54178(Å)-(Cu K α); KV = 40; mA = 30.
Fente 1:1; fente 2:0.15; fente 3:1.

Par la suite les spectres bruts digitalisés sont soumis à un traitement de données afin, principalement, d'éliminer le bruit de fond, de procéder à un lissage et d'éliminer la contribution de $K\alpha_2$. Le programme «Peak Search» permet rapidement d'obtenir un listing des raies de diffraction ($Cu K\alpha_1$) ainsi qu'un diffractogramme.

Après contrôle de la standardisation interne, l'indexation des réflexions est effectuée par l'intermédiaire des standards de BORG et SMITH

(1969), repris par SMITH (1974). On considère un nombre maximal de raies afin, via le programme LATCON, de calculer les paramètres de maille directs et réciproques. On accorde une attention particulière à la position et à la morphologie des pics: 201, 131, 131, 060, 204 (méthodes de GOLD-SMITH et LAVES (op. cit), WRIGHT (op. cit.) et STEWART et WRIGHT (op. cit).

La difficulté majeure de l'indexation provient du fait que nombre d'échantillons révèle un mé-

Tab. 1 Paramètres de la maille élémentaire avec l'erreur sur le calcul et positions des pics caractéristiques des échantillons analysés du profil du Val Medel.

D = échantillon déformé, ND = échantillon non déformé, * = angle 2θ $Cu K\alpha_1$ observé.

Les différences entre les angles 2θ observés et calculés ne sont pas significatives.

| sample | Coord.y | Coord.x | a | b | c | alpha | beta | gamma | 20-4 | 060 | 131 | 1-31 | D / ND |
|--------|---------|---------|-----------|--------|-------|-------|--------|-------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|
| | | | (Å) | (Å) | (Å) | (°) | (°) | (°) | [2 θ] * | |
| M10B | 165.400 | 707.375 | 8.562 | 12.962 | 7.219 | 90.61 | 115.94 | 87.66 | 50.54 | 41.82 | 29.52 | 30.24 | ND |
| | | | +/- 0.006 | 0.007 | 0.003 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | | | | | |
| M277 | 165.335 | 707.000 | 8.591 | 12.975 | 7.210 | 90.24 | 115.53 | 90.05 | 50.54 | 41.72 | 29.86 | ----- | D |
| | | | +/- 0.023 | 0.027 | 0.012 | 0.32 | 0.23 | 0.30 | | | | | |
| M279 | 165.250 | 707.000 | 8.571 | 12.961 | 7.217 | 90.72 | 115.90 | 87.68 | 50.54 | 41.80 | 29.46 | 30.20 | ND |
| | | | +/- 0.004 | 0.003 | 0.002 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | | | | | |
| M300C | 165.125 | 707.075 | 8.568 | 12.961 | 7.221 | 90.60 | 115.89 | 87.70 | 50.52 | 41.80 | 29.44 | 30.22 | ND |
| | | | +/- 0.005 | 0.004 | 0.003 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | | | | | |
| M300B | 165.125 | 707.075 | 8.564 | 12.964 | 7.220 | 90.62 | 115.86 | 87.67 | 50.54 | 41.80 | 29.44 | 30.20 | D |
| | | | +/- 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | | | | | |
| M101 | 165.100 | 706.975 | 8.563 | 12.969 | 7.225 | 90.67 | 115.94 | 87.60 | 50.50 | 41.82 | 29.40 | 30.22 | D |
| | | | +/- 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | | | | | |
| M110 | 164.875 | 707.080 | 8.582 | 12.961 | 7.219 | 90.60 | 115.79 | 87.76 | 50.50 | 41.78 | 29.38 | 30.20 | D |
| | | | +/- 0.011 | 0.012 | 0.006 | 0.14 | 0.13 | 0.09 | | | | | |
| M282E | 164.825 | 706.675 | 8.569 | 12.960 | 7.221 | 90.63 | 115.92 | 87.66 | 50.52 | 41.80 | 29.42 | 30.22 | ND |
| | | | +/- 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | | | | | |
| M282C | 164.825 | 706.675 | 8.567 | 12.966 | 7.220 | 90.53 | 115.97 | 87.76 | 50.54 | 41.80 | 29.42 | 30.22 | D |
| | | | +/- 0.006 | 0.004 | 0.002 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | | | | | |
| M516 | 164.375 | 706.175 | 8.582 | 12.950 | 7.207 | 90.93 | 115.94 | 87.65 | 50.63 | 41.83 | 29.50 | 30.18 | D |
| | | | +/- 0.011 | 0.010 | 0.005 | 0.14 | 0.12 | 0.01 | | | | | |
| M112 | 164.010 | 706.100 | 8.574 | 12.969 | 7.221 | 90.60 | 115.88 | 87.64 | 50.52 | 41.76 | 29.42 | 30.20 | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.008 | 0.005 | 0.08 | 0.10 | 0.06 | | | | | |
| M52 | 164.010 | 706.100 | 8.570 | 12.959 | 7.217 | 90.54 | 115.70 | 87.79 | 50.54 | 41.82 | 29.42 | 30.22 | ND |
| | | | +/- 0.004 | 0.003 | 0.001 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | | | | | |
| M116 | 163.400 | 706.025 | 8.567 | 12.972 | 7.221 | 90.69 | 115.95 | 87.60 | 50.54 | 41.80 | 29.44 | 30.22 | ND |
| | | | +/- 0.006 | 0.006 | 0.003 | 0.05 | 0.03 | 0.06 | | | | | |
| M285L | 163.350 | 706.000 | 8.573 | 12.978 | 7.215 | 90.56 | 115.76 | 87.81 | 50.56 | 41.76 | 29.38 | 30.12 | D |
| | | | +/- 0.009 | 0.010 | 0.005 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | | | | | |
| M285H | 163.350 | 706.000 | 8.570 | 12.970 | 7.216 | 90.11 | 116.40 | 89.64 | 50.56 | 41.76 | 29.86 | ----- | D |
| | | | +/- 0.007 | 0.010 | 0.005 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | | | | | |
| M121 | 163.325 | 706.000 | 8.578 | 12.959 | 7.209 | 89.81 | 116.27 | 89.92 | 50.64 | 41.76 | 29.84 | ----- | D |
| | | | +/- 0.006 | 0.007 | 0.003 | 0.09 | 0.09 | 0.05 | | | | | |
| M117A | 163.100 | 706.000 | 8.568 | 12.966 | 7.218 | 90.49 | 115.88 | 87.81 | 50.52 | 41.76 | 29.42 | 30.22 | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.007 | 0.004 | 0.07 | 0.06 | 0.05 | | | | | |
| M117B | 163.100 | 706.000 | 8.558 | 12.955 | 7.208 | 90.67 | 115.86 | 87.56 | 50.64 | 41.86 | 29.42 | 30.22 | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.007 | 0.005 | 0.07 | 0.06 | 0.05 | | | | | |
| M514 | 162.575 | 705.800 | 8.554 | 12.975 | 7.214 | 90.74 | 115.83 | 87.66 | 50.56 | 41.72 | 29.48 | 30.20 | ND |
| | | | +/- 0.010 | 0.013 | 0.007 | 0.12 | 0.08 | 0.07 | | | | | |

lange de KF, d'état structuraux distincts et co-
 existant au sein d'un même macrocristal (par ex:
 une dominante de low microcline et une phase
 subordonnée de high microcline). Ceci peut se
 traduire par la coexistence de trois ou quatre
 raies de la famille (131). Après indexation et
 vérifications, les angles 2θ ainsi que les hkl
 constituent le fichier d'entrée du programme LAT-
 CON (LATice CONstants refinement by the
 least square refinement method, copyright Prof.

D. Schwarzenbach, Inst. de Cristallographie,
 Université Lausanne). Les paramètres de maille
 ainsi obtenus, de même que d'autres données
 diffractométriques (positions 2θ de 201, 131 et
 131), sont traitées par le programme FEALC
 (copyright Labo RX, Lausanne) qui permet
 d'obtenir, avec une extension graphique, les pa-
 ramètres structuraux nécessaires ainsi qu'une
 estimation de la composition (Or%) du composé
 analysé (tab. 1 et 2).

Tab. 1 (cont.)

| sample | Coord.y | Coord.x | a | b | c | alpha | beta | gamma | 20-4 | 060 | 131 | 1-31 | D / ND |
|--------|---------|---------|-----------|--------|-------|-------|--------|-------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|
| | | | [Å] | [Å] | [Å] | [°] | [°] | [°] | [2 θ] * | |
| MS15A | 162.575 | 705.800 | 8.575 | 12.958 | 7.219 | 90.62 | 116.01 | 87.76 | 50.56 | 41.82 | 29.52 | 30.18 | D |
| | | | +/- 0.015 | 0.010 | 0.005 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | | | | | |
| MS15B | 162.575 | 705.800 | 8.585 | 12.945 | 7.204 | 90.83 | 115.88 | 87.67 | 50.63 | 41.85 | 29.55 | 30.21 | D |
| | | | +/- 0.006 | 0.007 | 0.004 | 0.07 | 0.05 | 0.05 | | | | | |
| MS09H | 162.200 | 705.650 | 8.585 | 12.963 | 7.205 | 89.94 | 116.19 | 89.80 | 50.68 | 41.78 | 29.86 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.007 | 0.003 | 0.09 | 0.05 | 0.07 | | | | | |
| MS13L | 161.250 | 704.925 | 8.569 | 12.967 | 7.206 | 90.83 | 115.78 | 87.81 | 50.60 | 41.78 | 29.52 | 30.08 | ND |
| | | | +/- 0.012 | 0.019 | 0.008 | 0.14 | 0.10 | 0.12 | | | | | |
| MS12 | 161.075 | 704.875 | 8.564 | 12.966 | 7.210 | 90.21 | 116.00 | 89.87 | 50.64 | 41.76 | 29.94 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.010 | 0.016 | 0.006 | 0.23 | 0.15 | 0.21 | | | | | |
| M124 | 161.075 | 704.875 | 8.573 | 12.964 | 7.199 | 89.88 | 116.11 | 89.95 | 50.72 | 41.76 | 29.84 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.008 | 0.004 | 0.09 | 0.05 | 0.07 | | | | | |
| M293 | 161.075 | 704.650 | 8.546 | 12.976 | 7.212 | 90.35 | 115.61 | 89.76 | 50.60 | 41.70 | 29.86 | ----- | D |
| | | | +/- 0.014 | 0.017 | 0.008 | 0.27 | 0.27 | 0.26 | | | | | |
| M301B | 160.600 | 704.175 | 8.570 | 12.985 | 7.212 | 90.09 | 116.06 | 89.91 | 50.58 | 41.72 | 29.82 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.005 | 0.010 | 0.004 | 0.11 | 0.08 | 0.09 | | | | | |
| M3011D | 160.600 | 704.175 | 8.576 | 12.977 | 7.211 | 90.16 | 116.07 | 89.76 | 50.60 | 41.74 | 29.84 | ----- | D |
| | | | +/- 0.004 | 0.006 | 0.002 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | | | | | |
| M125 | 160.550 | 704.550 | 8.569 | 12.954 | 7.209 | 89.88 | 116.17 | 89.90 | 50.64 | 41.82 | 29.86 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.013 | 0.014 | 0.007 | 0.15 | 0.11 | 0.15 | | | | | |
| M127A | 160.350 | 704.650 | 8.566 | 12.966 | 7.213 | 90.29 | 116.13 | 87.94 | 50.60 | 41.78 | 29.54 | 30.32 | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.010 | 0.004 | 0.16 | 0.11 | 0.10 | | | | | |
| M127B | 160.350 | 704.650 | 8.569 | 12.975 | 7.213 | 90.00 | 116.17 | 89.78 | 50.74 | 41.74 | 29.82 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.010 | 0.013 | 0.005 | 0.14 | 0.12 | 0.14 | | | | | |
| M3221 | 160.175 | 704.625 | 8.574 | 12.977 | 7.208 | 90.01 | 116.00 | 89.88 | 50.62 | 41.72 | 29.80 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.003 | 0.005 | 0.002 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | | | | | |
| M3222 | 160.175 | 704.625 | 8.581 | 12.969 | 7.210 | 90.16 | 116.12 | 89.76 | 50.62 | 41.74 | 29.86 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.008 | 0.008 | 0.004 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | | | | | |
| M317 | 160.025 | 704.625 | 8.593 | 12.978 | 7.206 | 89.98 | 115.96 | 90.12 | 50.62 | 41.74 | 29.80 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.005 | 0.006 | 0.003 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | | | | | |
| M316C | 160.000 | 704.625 | 8.574 | 12.967 | 7.208 | 89.95 | 116.27 | 89.67 | 50.68 | 41.76 | 29.86 | ----- | D |
| | | | +/- 0.014 | 0.016 | 0.007 | 0.23 | 0.17 | 0.15 | | | | | |
| M316C2 | 160.000 | 704.625 | 8.566 | 12.987 | 7.193 | 89.93 | 115.93 | 90.04 | 50.74 | 41.70 | 29.80 | ----- | D |
| | | | +/- 0.010 | 0.011 | 0.005 | 0.12 | 0.08 | 0.11 | | | | | |
| M327 | 159.975 | 701.325 | 8.583 | 12.993 | 7.199 | 90.07 | 115.99 | 89.88 | 50.74 | 41.66 | 29.82 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.010 | 0.011 | 0.004 | 0.11 | 0.11 | 0.11 | | | | | |
| M207 | 155.325 | 703.500 | 8.562 | 12.974 | 7.215 | 90.65 | 115.83 | 88.01 | 50.58 | 41.78 | 29.52 | 30.00 | ND |
| | | | +/- 0.011 | 0.014 | 0.007 | 0.22 | 0.09 | 0.29 | | | | | |
| M128A | 155.600 | 705.000 | 8.615 | 12.980 | 7.225 | 90.46 | 116.09 | 88.61 | 50.50 | 41.72 | 29.64 | 30.02 | D |
| | | | +/- 0.008 | 0.009 | 0.004 | 0.08 | 0.06 | 0.10 | | | | | |
| M128B | 155.600 | 705.000 | 8.589 | 12.935 | 7.210 | 90.80 | 115.83 | 87.98 | 50.60 | 41.88 | 29.54 | 30.10 | D |
| | | | +/- 0.011 | 0.014 | 0.007 | 0.18 | 0.15 | 0.10 | | | | | |
| M129B | 154.650 | 706.500 | 8.572 | 12.966 | 7.197 | 89.82 | 116.30 | 89.94 | 50.66 | 41.74 | 29.92 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.013 | 0.018 | 0.008 | 0.35 | 0.19 | 0.25 | | | | | |
| M129 | 154.650 | 706.500 | 8.568 | 12.966 | 7.208 | 89.90 | 116.12 | 89.96 | 50.62 | 41.76 | 29.84 | ----- | D |
| | | | +/- 0.007 | 0.011 | 0.005 | 0.17 | 0.09 | 0.10 | | | | | |
| M130 | 154.650 | 706.450 | 8.566 | 12.968 | 7.210 | 89.93 | 116.27 | 89.74 | 50.60 | 41.78 | 29.80 | ----- | ND |
| | | | +/- 0.007 | 0.013 | 0.005 | 0.14 | 0.09 | 0.15 | | | | | |

Tab. 2 Nombre de pics utilisés pour le programme LATCON, volume, composition chimique, paramètres de la distribution de Al dans les sites tétraédriques et normalité de la maille élémentaire des échantillons analysés du profil du Val Medel. Significations des données: voir texte.

mole% Or: calculé d'après 201

mole% Or *: calculé d'après le volume de la maille

D= échantillon déformé, ND= échantillon non déformé

| sample | Coord.Y | Coord.X | #pics | volume | ZOr | t1o | t1m | 2t2 | Δ tr | Tr[110] | Tr[1-10] | strain index a[Å] | D/ND |
|--------|---------|---------|-------|--------|--------|------|------|------|-------------|---------|----------|-------------------|------|
| | | | | [mol%] | [mol%] | | | | | | | | |
| M108 | 165.400 | 707.375 | 22 | 719.83 | 95.78 | 0.99 | 0.01 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | 0.02 | ND |
| M277 | 165.335 | 707.000 | 13 | 725.23 | 85.77 | 0.44 | 0.45 | 0.11 | 0.00 | 7.78 | 7.78 | 0.01 | D |
| M279 | 165.250 | 707.000 | 17 | 720.60 | 93.94 | 0.98 | 0.01 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | 0.04 | ND |
| M300C | 165.125 | 707.075 | 24 | 720.78 | 93.94 | 0.99 | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | -0.01 | ND |
| M300B | 165.125 | 707.075 | 22 | 720.68 | 97.62 | 0.99 | 0.01 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | 0.00 | D |
| M101 | 165.100 | 706.975 | 15 | 720.90 | 92.09 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 7.92 | 7.62 | -0.07 | D |
| M110 | 164.875 | 707.080 | 15 | 722.42 | 99.50* | 0.97 | 0.01 | 0.02 | 0.28 | 7.91 | 7.63 | 0.06 | D |
| M282E | 164.825 | 706.675 | 31 | 720.66 | 97.62 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | 0.02 | ND |
| M282C | 164.825 | 706.675 | 17 | 720.42 | 92.09 | 0.96 | 0.01 | 0.03 | 0.28 | 7.91 | 7.63 | -0.07 | D |
| MS16 | 164.375 | 706.175 | 10 | 719.64 | 96.70 | 0.96 | 0.04 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | 0.14 | D |
| M112 | 164.010 | 706.100 | 20 | 721.78 | 99.46 | 0.99 | 0.01 | 0.00 | 0.29 | 7.92 | 7.62 | -0.03 | ND |
| MS2 | 164.010 | 706.100 | 17 | 720.46 | 93.93 | 0.95 | 0.01 | 0.03 | 0.28 | 7.91 | 7.63 | 0.05 | ND |
| M116 | 163.400 | 706.025 | 20 | 720.91 | 95.78 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 7.92 | 7.62 | -0.06 | ND |
| M285L | 163.350 | 706.000 | 14 | 722.43 | 97.62 | 0.92 | 0.08 | 0.00 | 0.27 | 7.91 | 7.64 | -0.04 | D |
| M285H | 163.350 | 706.000 | 12 | 718.44 | 91.03 | 0.53 | 0.40 | 0.06 | 0.04 | 7.80 | 7.75 | -0.01 | D |
| M121 | 163.325 | 706.000 | 19 | 718.60 | 91.03 | 0.47 | 0.45 | 0.08 | 0.01 | 7.78 | 7.77 | 0.10 | D |
| M117A | 163.100 | 706.000 | 22 | 720.86 | 99.46 | 0.94 | 0.02 | 0.04 | 0.27 | 7.91 | 7.63 | 0.01 | ND |
| M117B | 163.100 | 706.000 | 26 | 718.47 | 97.62 | 0.98 | 0.02 | 0.00 | 0.30 | 7.91 | 7.61 | 0.13 | ND |
| MS14 | 162.575 | 705.800 | 16 | 720.07 | 93.93 | 0.95 | 0.05 | 0.00 | 0.29 | 7.92 | 7.92 | -0.05 | ND |
| MS15A | 162.575 | 705.800 | 18 | 720.35 | 99.46 | 0.97 | 0.02 | 0.01 | 0.28 | 7.91 | 7.63 | 0.05 | D |
| MS15B | 162.575 | 705.800 | 17 | 719.72 | 94.86 | 0.96 | 0.04 | 0.00 | 0.29 | 7.91 | 7.62 | 0.16 | D |
| MS09H | 162.200 | 705.650 | 16 | 717.84 | 91.03 | 0.48 | 0.41 | 0.12 | 0.02 | 7.78 | 7.76 | 0.11 | ND |
| MS13L | 161.250 | 704.925 | 14 | 720.45 | 93.90* | 0.91 | 0.09 | 0.00 | 0.10 | 7.80 | 7.70 | 0.16 | ND |
| MS12 | 161.075 | 704.875 | 12 | 719.57 | 91.03 | 0.48 | 0.43 | 0.09 | 0.02 | 7.78 | 7.76 | 0.08 | ND |
| M124 | 161.075 | 704.875 | 17 | 718.44 | 91.03 | 0.43 | 0.41 | 0.16 | 0.01 | 7.77 | 7.77 | 0.14 | ND |
| M293 | 161.075 | 704.650 | 12 | 722.27 | 69.99 | 0.44 | 0.41 | 0.15 | 0.00 | 7.78 | 7.77 | -0.15 | D |
| M301B | 160.600 | 704.175 | 17 | 720.97 | 89.28 | 0.46 | 0.42 | 0.13 | 0.01 | 7.78 | 7.77 | -0.06 | ND |
| M301D | 160.600 | 704.175 | 13 | 720.84 | 89.28 | 0.49 | 0.39 | 0.11 | 0.03 | 7.79 | 7.76 | 0.01 | D |
| M125 | 160.550 | 704.550 | 12 | 718.20 | 94.54 | 0.48 | 0.45 | 0.07 | 0.01 | 7.77 | 7.76 | 0.13 | ND |
| M127A | 160.350 | 704.650 | 14 | 718.72 | 89.28 | 0.90 | 0.03 | 0.07 | 0.26 | 7.90 | 7.64 | 0.05 | ND |
| M127B | 160.350 | 704.650 | 16 | 719.77 | 91.03 | 0.49 | 0.41 | 0.10 | 0.03 | 7.79 | 7.76 | 0.00 | ND |
| M3221 | 160.175 | 704.625 | 16 | 720.83 | 91.03 | 0.46 | 0.41 | 0.13 | 0.02 | 7.78 | 7.77 | 0.05 | ND |
| M3222 | 160.175 | 704.625 | 14 | 720.43 | 92.79 | 0.50 | 0.40 | 0.10 | 0.03 | 7.79 | 7.76 | 0.07 | ND |
| M317 | 160.025 | 704.625 | 15 | 722.53 | 91.03 | 0.40 | 0.45 | 0.15 | 0.00 | 7.78 | 7.79 | 0.06 | ND |
| M316C | 160.000 | 704.625 | 13 | 718.59 | 96.30 | 0.51 | 0.38 | 0.11 | 0.04 | 7.79 | 7.75 | 0.11 | D |
| M316C2 | 160.000 | 704.625 | 17 | 719.67 | 89.28 | 0.37 | 0.38 | 0.25 | 0.00 | 7.78 | 7.78 | 0.10 | D |
| M327 | 159.975 | 701.325 | 14 | 721.61 | 89.28 | 0.41 | 0.36 | 0.23 | 0.02 | 7.79 | 7.78 | 0.04 | ND |
| M207 | 155.325 | 703.500 | 17 | 720.94 | 93.94 | 0.88 | 0.04 | 0.08 | 0.25 | 7.90 | 7.65 | -0.03 | ND |
| M128A | 155.600 | 705.000 | 18 | 725.35 | 100.0* | 0.77 | 0.20 | 0.02 | 0.17 | 7.88 | 7.79 | 0.02 | D |
| M128B | 155.600 | 705.000 | 10 | 720.57 | 94.20* | 0.92 | 0.06 | 0.02 | 0.25 | 7.89 | 7.64 | 0.19 | D |
| M129B | 154.650 | 706.500 | 12 | 717.11 | 89.28 | 0.42 | 0.40 | 0.18 | 0.01 | 7.78 | 7.77 | 0.13 | ND |
| M129 | 154.650 | 706.500 | 13 | 718.99 | 87.53 | 0.45 | 0.44 | 0.11 | 0.01 | 7.77 | 7.77 | 0.07 | D |
| M130 | 154.650 | 706.450 | 14 | 718.19 | 96.30 | 0.50 | 0.40 | 0.10 | 0.03 | 7.79 | 7.75 | 0.09 | ND |

2.2. PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Les résultats suivants sont établis sur l'analyse des phases dominantes, négligeant les phases subordonnées, dont les spectres ne permettent pas le calcul de la maille élémentaire.

2.2.1. Indice de triclinité (fig. 5)

Une symétrie monoclinique n'a pas été mise en évidence. Deux états structuraux, low microcline et high microcline, apparaissent séparés par

une nette lacune dans leurs degrés de triclinité. Tout au long du profil, on note la présence parallèle d'états structuraux de haute triclinité et d'états structuraux submonocliniques. Les low microclines montrent une baisse de triclinité avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme.

Dans le faciès non déformé, les low microclines sont remplacés progressivement par des high microclines en se déplaçant vers le sud. Dans le faciès déformé, l'évolution N-S est similaire mais le high microcline apparaît un peu plus au nord.

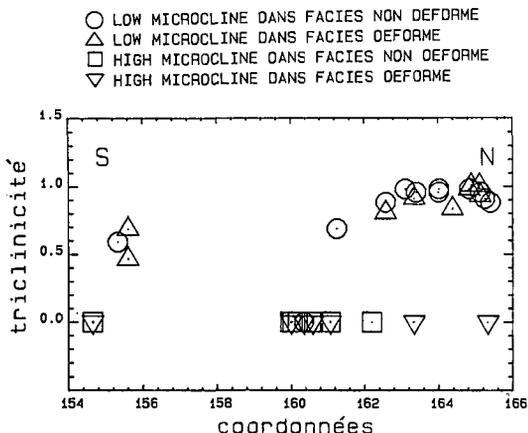


Fig. 5 Variations de l'indice de triclinicité D (GOLD-SMITH et LAVES, 1954 b) le long du profil du Val Medel. Les coordonnées correspondent au réseau national géographique suisse. La lacune d'échantillonnage entre les coordonnées 156 et 160 s'explique par la présence de la couverture mésozoïque du Massif du Gothard.

2.2.2. Composition mole % Or (ORVILLE 1967, KROLL et RIBBE 1983) (fig.6)

La variation globale de mole Or% dans l'ensemble des échantillons est comprise entre 85 et 100%. Les low microclines ont une teneur en mole Or% généralement plus élevée que les high microclines dont la teneur en mole Or% ne dépasse pas 96%. En parallèle on note une tendance à la baisse de mole Or% du nord vers le sud.

Les low microclines des faciès gneissiques sont plus riches en Na que les low microclines des faciès granitiques. Par contre, parmi les high microclines, on ne distingue pas de variation systématique de composition.

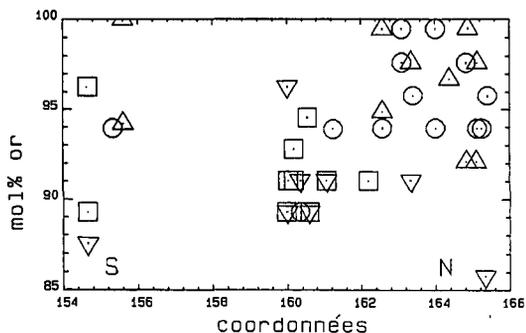


Fig. 6 Variations de la composition en mole % Or (ORVILLE, 1967; KROLL et RIBBE, 1983) le long du profil du Val Medel.

Il existe donc une corrélation positive entre l'état structural et la composition moléculaire, exprimée par une augmentation de la teneur en Na avec le désordonnement structural.

2.2.3. Strain index $\Delta a(\text{Å})$ (fig.7)

Le test de normalité de la maille élémentaire proposé par STEWART et WRIGHT (1974) compare le paramètre $a(\text{Å})$ de la maille élémentaire estimé à partir des paramètres $b(\text{Å})$ et $c(\text{Å})$ et le même paramètre $a(\text{Å})$ obtenu à partir de la position de la raie 201 ($a(\text{Å})$ observé). La différence $\Delta a(\text{Å}) = (a(\text{Å}) \text{ observé} - a(\text{Å}) \text{ estimé})$ est considérée par ces auteurs comme normale si $+0.05 > \Delta a > -0.05$. En dehors de ces valeurs, le réseau cristallin apparaît comme déformé. Ceci peut être dû par exemple à la présence d'un réseau dense de cryptoperthites.

Les $\Delta a(\text{Å})$ des low microclines des faciès granitiques sont dans l'ensemble plus petits que ceux des low microclines des faciès gneissiques, mais pour la plupart des échantillons, restent compris entre -0.05 et 0.05 Å .

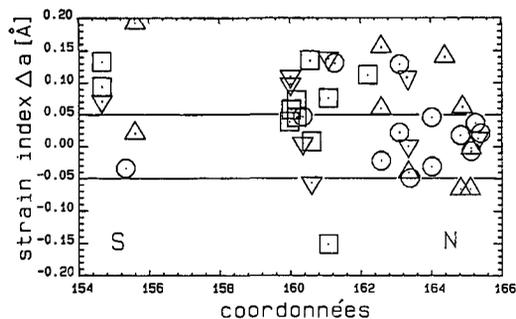


Fig. 7 Variations du «strain index» $\Delta a[\text{Å}]$ de STEWART et WRIGHT (1974) le long du profil du Val Medel.

Par contre les high microclines montrent en général un $\Delta a(\text{Å})$ s'écartant de la gamme de normalité; ceci pourrait s'expliquer par leurs plus fortes teneurs en Na et par leur hétérogénéité structurale (EGGLETON et BUSECK, 1980). A l'échelle interne du cristal, d'état structural métastable, la coexistence de microdomaines (orthose, high microcline, low microcline etc.) se présente par l'intermédiaire d'une maille statistiquement perturbée.

La dispersion des valeurs de $\Delta a(\text{Å})$ est constante le long du profil et de ce point de vue il ne se dessine aucune évolution en fonction du gradient métamorphique.

Notons encore que le seuil de $\pm 0.2 \text{ \AA}$, qui autorise selon STEWART et WRIGHT (op. cit.) le calcul représentatif de la maille élémentaire, n'est pas dépassé.

2.2.4. Indice de KROLL en fonction du volume (fig.8)

L'ordonnement de la distribution d'Al dans les KF se traduit à la fois par une contraction et par une expansion des dimensions de la maille élémentaire. La contraction maximale se rencontre le long de l'axe $[1\bar{1}0]$ et l'élongation maximale le long de l'axe $[110]$, du fait que Al tend à se placer préférentiellement dans les sites T1O situés sur l'axe $[110]$.

Par contre, dans les KF monocliniques la distribution de l'Al est répartie de manière égale sur les différents sites le long des axes $[110]$ et $[\bar{1}\bar{1}0]$. Les longueurs unitaires des deux axes sont identiques et Δ tr égal à zéro.

La comparaison des dimensions de la maille élémentaire selon $[110]$ et $[\bar{1}\bar{1}0]$ donne une estimation de $(t_{10} - t_{1m})$ et donc du degré d'ordonnement de la distribution Al/Si.

Le contraste d'état structural entre les high microclines et les low microclines se marque nettement selon l'indice de KROLL (1973).

Le high microcline montre une plus grande variation volumique que le low microcline et ceci indépendamment du faciès considéré (granite ou gneiss).

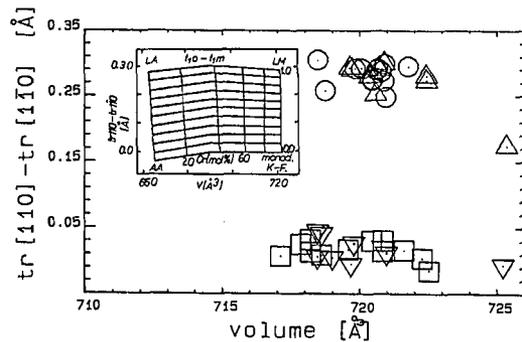


Fig. 8 Indice $tr [110]-[1\bar{1}0]$ de KROLL (1973) en fonction du volume molaire: estimation graphique des différences de probabilités d'occupation des sites T1O et T1M. La figure montre le domaine de variations T1O-T1M des feldspaths potassiques. Encart: AA = Analtbite; LA = Low albite; LM = Low microcline; monocl. KF = KF topochimiquement monoclinique (KROLL et RIBBE, 1983).

Par contre, parmi les low microclines, la variation volumique semble plus grande dans le faciès granitique que dans le faciès gneissique.

Etant donné que le volume dépend de la composition du feldspath, on constate à nouveau que l'ordonnement s'accompagne d'une possible expulsion du Na et le désordonnement d'un possible enrichissement en Na. Il apparaît également que le principal catalyseur des variations volumiques ou compositionnelles doit être le changement structural régi par le métamorphisme. Le rôle de la déformation et de l'état structural initial sera discuté plus bas.

2.2.5. Probabilités d'occupation des sites T1O, T1M et T2 (fig. 9 et 10)

Dans les low microclines la probabilité d'occupation des sites T1O et T1M varie entre 0.9 et 1 et demeure constante tout le long du profil. Par contre le high microcline présente une probabilité d'occupation des sites T1O et T1M légèrement inférieure, entre 0.8 et 0.95, qui a tendance à s'abaisser en direction du Sud (fig. 9).

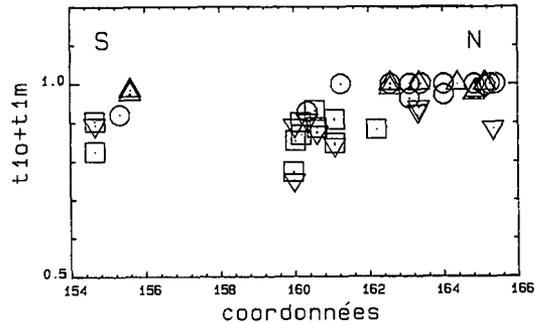


Fig. 9 Variation de la probabilité d'occupation des sites T1O et T1M le long du profil du Val Medcl.

La probabilité d'occupation du site T1O s'abaisse progressivement dans les low microcline, mais reste toujours quasi maximale. Le high microcline montre par contre une probabilité d'occupation constante autour de $t_{10}=0.5$ et $t_{1m}+t_{2o}+t_{2m}=0.5$ (fig. 10).

Suivant le profil N-S considéré et l'augmentation corrélative du gradient métamorphique, on note donc dans le low microcline un déplacement d'Al du site T1O vers le site T1M et dans le high microcline dans les sites T1O et T1M vers les sites T2.

La représentation ternaire (cf. fig. 10) de STEWART et WRIGHT (1974) montre que l'évolution de l'état structural des high microcline

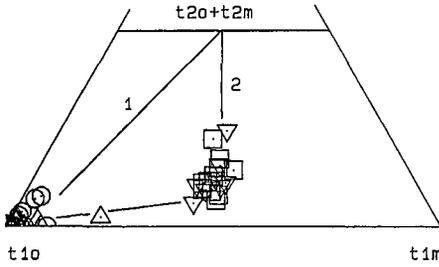


Fig. 10 Diagramme ternaire des probabilités d'occupation des sites T10, T1M, T2O + T2M d'après STEWART et WRIGHT (1974).

1 = déplacement direct de Al entre les sites T10 et T2 (one-step path); 2 = déplacement de Al entre les sites T10 et T2 en passant par l'occupation des sites T1M (two-step path).

s'effectue en deux étapes ("two-step path") et ceci par un passage obligé dans le site T1M.

Selon STEWART et WRIGHT (1974) et CHERRY et TREMBATH (1979) on peut considérer que les processus d'ordonnement des KF est un processus en deux étapes ("two-step") alors que le désordonnement s'effectuerait selon un processus en une étape ("one-step"). On constate à

l'évidence que dans le cadre des échantillons du granite de Medel, un processus en deux étapes peut être invoqué sans aucune ambiguïté.

2.2.6. Les feldspaths à états structuraux mixtes

Une grande partie des KF analysés montrent des spectres complets de high microcline ou de low microcline auxquels s'ajoutent des spectres partiels respectivement de low microcline ou de high microcline. Dans deux cas seulement il a été possible de calculer les deux mailles élémentaires coexistantes (M128A et B; M285L et H). Dans d'autres cas une des deux mailles obtenues était aberrante, faute d'un nombre suffisant de raies ou en raison d'une indexation douteuse, et fut donc écartée.

Ainsi, avons nous considéré des phases dominantes et subordonnées; les phases dominantes étant celles qui montrent un spectre complet.

Les pics les plus caractéristiques pour le low microcline en phase subordonnée sont 131, 131̄, 002 et pour le high microcline 131 et 220. De plus, la phase subordonnée s'exprime parfois par des raies distinctes (fig. 11).

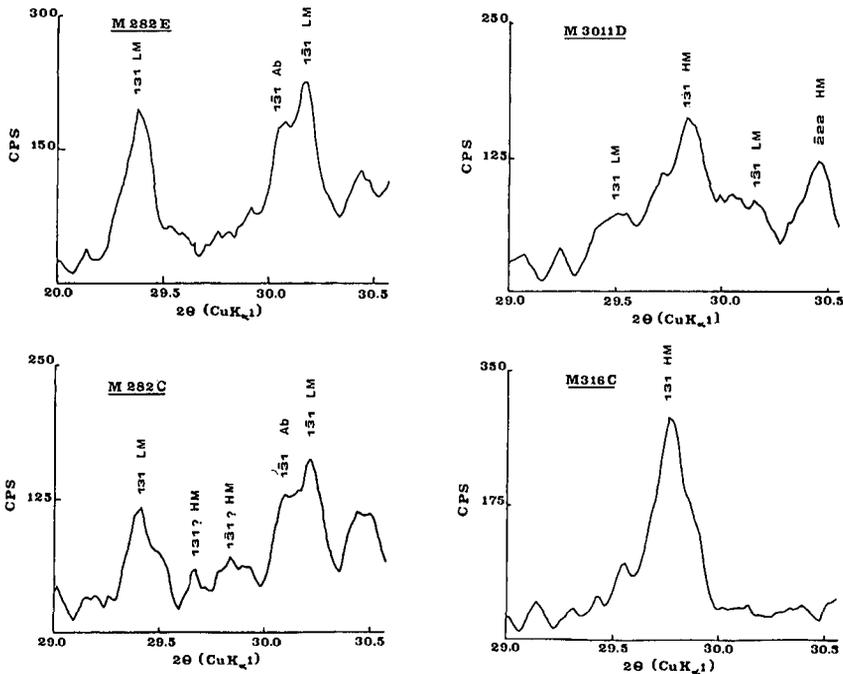


Fig. 11 Fenêtres 2θ comprises entre 29.0° et 30.5° de quatre spectres typiques avec et sans phases subordonnées. Les échantillons M282E et M316C possèdent une phase structurale unique, respectivement de low microcline et de high microcline. Dans l'échantillon M282C apparaît, en plus des pics du low microcline dominant, le pic 131 du high microcline. L'échantillon M3011D présente le cas inverse avec high microcline dominant et low microcline subordonné.

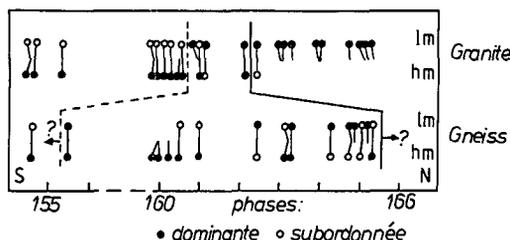


Fig. 12 Distribution géographique des états structuraux dominants et subordonnés selon les deux profils (faciès granite et gneiss). lm = low microcline, hm = high microcline. Les états structuraux sont représentés par des cercles pleins ou vides. Les traits indiquent la position géographique exacte de l'échantillon. Un trait reliant deux cercles signifie la coexistence de deux états structuraux dans un même échantillon.

Les positions de l'isograde high microcline/low microcline ont été tracées au niveau du changement structural au sein des phases dominantes sur le profil du faciès granitique: Trait tireté = première apparition de low microcline à partir d'un état structural initial du KF de high microcline; trait continu = première apparition de high microcline à partir d'un état structural initial du KF de low microcline.

Sous l'influence de la déformation, qui semble favoriser le changement structural, les isogrades sont déplacés vers le nord ou le sud. La répartition très hétérogène des phases dominantes et subordonnées dans le faciès gneissique illustre l'influence des conditions locales sur le changement structural. Néanmoins le low microcline prédomine dans la partie nord et le high microcline dans la partie sud.

On peut interpréter les phases subordonnées comme des microdomaines d'état structural différent de celui de l'ensemble du macrocristal, sous forme de reliques ou de substitutions.

L'étude globale de la distribution et du type de ces phases subordonnées a montré que (fig. 12):

- Dans le profil du faciès granitique, le low microcline apparaît au nord comme phase unique et au sud comme phase subordonnée en présence de high microcline en phase majeure.

- Dans le profil du faciès gneissique la distribution des différentes phases est très hétérogène. High et low microcline en phase majeure et subordonnée alternent; néanmoins une prédominance se dessine parmi les phases majeures de low microcline au nord et de high microcline au sud.

- Au nord, le low microcline, représentant la phase unique dans le faciès granitique, est accompagné de high microcline, généralement en phase subordonnée, dans le faciès gneissique (cf. fig. 11: couple M282e-M282c).

- Par contre dans la partie sud du profil, le low microcline subordonné est davantage présent dans le faciès granitique.

3. Discussion

3.1. INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

La définition de l'isograde et son tracé dépend de l'état initial du KF²). Si l'on admet un état monoclinique initial, l'isograde correspond à la première apparition au sud du low microcline représentant la nouvelle phase métamorphique (fig. 12: isograde en tireté). Par contre un état structural initial de low microcline implique le tracé de l'isograde à la première apparition du high microcline au nord (fig. 12: isograde en trait continu). Vu la répartition du low et high microcline sur le profil du faciès granitique, les deux tracés de l'isograde ne coïncident pas, mais définissent une bande d'une largeur d'environ un kilomètre (profil granite). Une isograde basée sur un état initial intermédiaire devrait se situer à l'intérieur de cette bande.

Le décalage de l'isograde dans le profil de gneiss s'opère vers le nord ou le sud en fonction de l'état structural initial considéré. La bande définie par les tracés possibles de l'isograde au sein du faciès granitique s'élargit donc fortement et couvre pratiquement tout le profil de gneiss. Parmi les phases majeures du profil de gneiss se dessinent une prédominance de low microcline au nord et une prédominance de high microcline au sud, mais qui sont perturbées par de fréquentes inversions locales de l'état structural (fig. 12). Ce décalage des isogrades a pu avoir lieu pendant la phase prograde ou rétrograde du métamorphisme alpin.

La position originale de la limite nord, où T_{diff} a été atteinte pendant le cycle métamorphique alpin, a pu être affectée et déplacée vers le sud par des transformations structurales rétrogrades des KF. Le chevauchement des domaines de low et high microcline en phase dominante (et aussi subordonnée) pourrait également refléter l'évolution métamorphique parcourue par les KF.

Plusieurs possibilités d'interprétation découlent de ces constatations.

²D'après BAMBAUER et BERNOTAT (1982a) et BAMBAUER (1984), l'isograde est définie par la transformation de l'état structural de la sanidine alpine en microcline pendant la phase rétrograde du métamorphisme tertiaire. Avec cette définition la question de l'état structural initial ne se pose pas.

3.1.1. KF pré-métamorphique monoclinique

L'évolution métamorphique du KF est reflétée par la distribution des phases majeures et subordonnées de part et d'autre de l'isograde (en traitillé). Au sud de l'isograde: le high microcline représente soit l'état initial du KF, soit un état plus ordonné, mais toujours submonoclinique. Le low microcline subordonné résulte d'une substitution et/ou nucléation de domaines ordonnés au sein de la phase dominante de high microcline.

Au nord de l'isograde: le low microcline dominant correspond à l'état final de l'évolution métamorphique du KF. L'ordonnement incomplet se traduit par la présence relique d'une phase subordonnée de high microcline.

L'isograde est déplacé dans le faciès gneissique vers le sud sous l'influence de la déformation qui aurait favorisé localement l'ordonnement, c.à.d. l'apparition de low microcline dans des conditions métamorphiques plus élevées que dans le granite.

3.1.2. KF pré-métamorphique à état structural de low microcline

La répartition des phases majeures et subordonnées s'expliquerait de la manière suivante:

Au sud de l'isograde (en trait continu): le high microcline correspond à l'état final de l'évolution du KF suite au métamorphisme alpin. La présence de low microcline en phase subordonnée témoigne d'un désordonnement incomplet du KF. Le low microcline se trouve soit à l'état de relique soit présente une substitution et/ou nucléation de microdomaines pendant la phase rétrograde. Au nord de l'isograde: Le low microcline en phase dominante représente l'état initial du KF. La présence du high microcline subordonné résulte de la substitution et/ou nucléation de microdomaines désordonnés lors de la phase prograde.

Le décalage de l'isograde s'interprète de la manière suivante: pendant la phase prograde l'isograde est déplacé vers le nord dans le faciès gneissique sous l'influence de la déformation qui favoriserait le désordonnement. En effet le high microcline apparaît dans des conditions métamorphiques plus faibles que dans le granite.

3.2. FACTEURS DE LA TRANSITION LOW-HIGH MICROCLINE

Notre étude ne permet pas de trancher en faveur d'une des hypothèses. En effet, la température était proche de T_{diff} juste au dessus ou au-dessous, selon la position réelle - aujourd'hui in-

connue - de l'isograde lors de la culmination du métamorphisme alpin. De ce fait il est impossible de dire à priori, selon quelle polarité (ordre ou désordre) s'est opéré le changement structural.

Les résultats de CHERRY et TREMBATH (1979) incitent à considérer que l'évolution métamorphique du KF était celle d'un ordonnancement ("two-step path"). Ceci pourrait fournir un argument de poids en faveur d'une phase relique initiale de KF (pré-métamorphique) dont l'état structural aurait été monoclinique ou submonoclinique. Dans ces conditions, les effets conjugués du métamorphisme et/ou de la déformation n'auraient pas augmenté le désordre initial mais plutôt maintenu ou atténué celui-ci. Néanmoins les KF étudiés par BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b, fig. 10) montrent tous un "two-step path", donc indépendamment de la variabilité structurale possible des KF initiaux provenant de roches d'âge et d'origine variables et donc de leur évolution métamorphique parcourue. D'autre part le fait que seul le low microcline apparaît comme phase unique (partie nord du profil de granite) pourrait être un argument contraire, en faveur d'un état structural initial de low microcline.

La déformation favorise le désordonnement ou l'ordonnement (selon l'état initial considéré) et semble donc jouer un rôle de catalyseur du changement structural. Les facteurs intervenant dans les changements structuraux des KF sont la température, le temps, la composition de la roche, l'absence ou la présence de fluides et leur composition, la pression, la surface réactionnelle ou granulométrie et la composition du KF (MARTIN, 1974). Certains de ces facteurs peuvent avoir joué un rôle sélectif en fonction de la déformation. YUND et TULLIS (1980) ont montré expérimentalement que les changements structuraux sont accélérés en présence d'eau ainsi que par la déformation plastique, mettant en jeu le glissement des dislocations qui favorise l'échange Al/Si. De plus les éléments alcalins sont mobilisés dans les zones de cisaillements (MERZ, en prép.). D'après MARTIN (1974), la présence de fluides alcalins en équilibre ou déséquilibre avec le KF peut respectivement favoriser ou empêcher le changement structural. On peut également se poser la question de savoir si l'albitisation accrue du KF dans les échantillons déformés ne favorise pas l'état structural désordonné (cf. SMITH, 1961; MACKENZIE et SMITH, 1962).

Pour l'instant, la question d'apprécier quels facteurs sont finalement responsables du déplacement de l'isograde reste ouverte. La répartition hétérogène des états structuraux le long du profil dans les roches déformées met en évidence le rôle important joué par les conditions locales.

4. Conclusions

Les résultats obtenus ont mis en évidence la transition discontinue ordre \leftrightarrow désordre de la distribution Al/Si des KF du Granite de Medel. La transition s'opère entre deux structures tricliniques, low microcline - high microcline. Une symétrie monoclinique n'a pas été mise en évidence.

La discontinuité structurale ne correspond pas à une discontinuité de composition et ceci surtout dans le faciès orthogneissique. Au contraire, la composition semble évoluer de manière quasi linéaire avec le gradient métamorphique.

La plupart des feldspaths analysés possèdent des états structuraux mixtes avec une phase majeure dominante et une phase subordonnée. La comparaison des faciès non déformés et déformés indique que la transition discontinue high microcline - low microcline est déplacée sous l'effet de la déformation synclinématique. De manière générale celle-ci semble favoriser le changement de l'état structural aux alentours de la température de transition. Ce déplacement se retrouve autant dans les phases dominantes que dans les phases subordonnées. La répartition homogène des différents états structuraux au sein du granite est fortement perturbée dans le granite déformé et rend le tracé de l'isograde très difficile. Et ceci d'autant plus que la définition et la position de l'isograde dépend de l'état initial du KF. Il en résulte des isogradés qui définissent un domaine large de 1 km au sein du granite et qui s'élargit à 10 km au minimum dans le gneiss.

La position géographique de la transition high microcline - low microcline observée au sein du granite de Medel (non-déformé) ne correspond pas à celle tracée par BAMBAUER et BERNOTAT (1982 a et b), mais se situe quelques kilomètres plus au sud. Dans le secteur considéré cela constitue une translation de 6 km.

Ces quelques considérations incitent à la prudence lors de l'utilisation unilatérale d'une isograde basée sur le rééquilibrage d'une phase relique dont on ne connaît pas la nature originelle exacte.

Remerciements

Ce travail a bénéficié d'un subside du Fonds national Suisse de la Recherche scientifique (req. 2-4872-85), institution à laquelle va toute notre gratitude ainsi qu'à Mme L. Dufresne et MM A. Arreaza et J. C. Lavanchy qui nous ont aidés dans l'élaboration des données. Nos remerciements vont également à Prof. B. Bonin pour ses remarques constructives et à tous les membres de l'Institut de Géologie de Neuchâtel qui ont pris part à des discussions fructueuses.

Références

- BAMBAUER, H.U. et BERNOTAT, W.H. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions, Part I. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 185-230.
- BAMBAUER, H.U. (1984): Das Einfallen der Mikroklin/Sanidin-Isograden in den Schweizer Zentral-Alpen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 64, 1/2, 288-289.
- BERNOTAT, W.H. et BAMBAUER, H.U. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions, Part II. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 231-244.
- BORG, I.Y. et SMITH, D.K. (1969): Calculated X-ray Powder Patterns for Silicate Minerals. Geol. Soc. Amer. Memoir 122.
- BROWN, W.L., éd. (1984): Feldspars and Feldspathoids. Structures, Properties and Occurrences. NATO ASI Series. Series C. Vol.137. Reidel, 541 p.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and Metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. Bull. geol. Soc. Amer., 79, 1123-1150.
- CHERRY, M.E. et TREMBATH, L.T. (1979): Order-disorder paths of alkali feldspars. Amer. Mineralogist. 64, 66-70.
- EGGLETON, R.A. et BUSECK, P.R. (1980): The Orthoclase-Microcline Inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. Contr.Mineral. Petrol. 74, 123-133.
- FREY, M., JÄGER, E. et NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotrasverse Basel-Chiasso. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 649 - 659.
- GOLOSMITH, J.R. et LAVES, F. (1954a): The microcline-sanidine stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta. 5, 1-19.
- GOLOSMITH, (1954b): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta. 6, 100-118.
- GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42, 6.
- KROLL, R. (1971): Determination of Al, Si distribution in alkali feldspars from X-ray powder data. Neu. Jb. Mineral. Mitt. 2, 91-94.
- KROLL (1973): Estimation of the Al,Si distribution of Feldspars from the Lattice Translations Tr[110] and Tr[110]. 1 Alkali Feldspars. Contrib. Mineral. Petrol. 39, 141-156.
- KROLL, R. et RIBBE, P.H. (1983): Lattice parameters, composition and Al, Si order in alkali feldspars. In Feldspars Mineralogy, Reviews in Mineralogy. MSA. Vol. 2, 2^e éd., 57-99.
- LAVES, F. et SOLDATOS, K. (1963): Die Albit/Mikroclin-Orientierungsbeziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Deutung. Z. Kristallogr. 118, 69-102.
- MACKENZIE, W.S. et SMITH, J.V. (1962): Single crystal X-ray studies of crypto- and micropertthites. Nors. Geol. Tidssk. 42, 2, 72-103.
- MARTIN, R.F. (1974): Controls of ordering and subsolidus phase relations in the alkali feldspars. In: MACKENZIE W.S. et ZUSSMANN J. (éds): The feldspars; Manchester Univ. Press., 313-336.
- MEGAW, H.D. (1956): Notation for feldspar structures. Acta Cryst. 9, 56-60.
- MEGAW (1974): The architecture of feldspars. In MACKENZIE, W.S. et ZUSSMANN, J. (éds): The feldspars; Manchester Univ. Press. 38-104

- MERZ, CH. (1989): Intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard oriental): Déformation alpines et relations socle-couverture. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69, 55-72.
- ORVILLE, P.M. (1967): Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. Amer. Mineral. 52, 55-86.
- PARSONS, I. et BROWN, W.L. (1984): Feldspars and thermal history of igneous rocks. In: BROWN, W.L., éd., op. cit., 317-371.
- RAMBERG, H. (1962): Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 98, 14-34.
- RIBBE, P.H. (1983a): Chemistry, structure and nomenclature of feldspars. In: Feldspar Mineralogy, Reviews in Mineralogy. MSA. Vol. 2, 2^e éd., 1-19.
- RIBBE (1983b): Aluminium-silicon order in feldspars: domain textures and diffraction patterns. In idem. 21-55.
- RIBBE (1984): Average structures of alkali and plagioclase feldspars: systematics and applications. In BROWN, W.L., éd., op.cit. 1-54.
- SMITH J.V. (1961): Explanation of strain and orientation effect in perthites. Am. Mineral. 56, 1489-1493.
- RIBBE (1974): Feldspar Minerals, Vol.1, Springer Verlag Berlin, 627p.
- STECK, A. (1976): Albit - Oligoklas - Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 269 -292.
- STEWART, D.B. et WRIGHT, T.L. (1974.): Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 97,356-377.
- THAKUR, V. (1973): Events in the Alpine Deformation and Metamorphism in the Northern Pennine Zone and Southern Gotthard Massif Regions. Switzerland. Geol. Rdsch. 622/2, 549 - 563.
- YUND, R.A. et TULLIS, J. (1980): The Effect of Water, Pressure and Strain on Al/Si Order-Disorder Kinetics in Feldspar. Contrib. Mineral. Petrol. 72, 297-302.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its Geological Significance. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 641-647.
- WRIGHT, T.L. (1968): X-ray and optical study of alkali feldspar. Parts I & II. Amer. Mineralogist. 53, 38-104.

Manuscrit reçu le 22 mai 1989; Manuscrit révisé accepté le 25 octobre 1989.