

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 crénulent les cisaillements C1 et la foliation F1 associée.

2) Les cisaillements C3 induisent des mouvements cisallants 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 crénulation 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

1. Introduction

Le Granite de Medel et la Granodiorite de Cristallina (Intrusif Medel-Cristallina) appartiennent au domaine SE du massif cristallin externe du Gothard (Fig.1). Cet intrusif tardihercynien s'est mis en place il y a environ 315 mio.a. (U235/Pb207 (GRÜNENFELDER, 1962)) sur la bordure sud du massif du Gothard, dans la région du col du Lukmanier. Il recoupe les structures hercyniennes (foliation subverticale WSW-ENE avec linéation subhorizontale WSW-ENE (ARNOLD, 1970)) qui sont en relique dans les roches encaissantes. Les déformations enregistrées par l'intrusif sont certainement alpines, notamment la foliation qui se poursuit dans les séries mésozoïques de la couverture du massif du Gothard.

L'isograde de transformation microcline/sandine décrit par BAMBAUER et BERNOTAT (1982) fixe les conditions métamorphiques après la culmination du métamorphisme lépontin à environ 450°C et 3kb pour la région de la bordure nord de l'intrusif. Le degré du métamorphisme alpin augmente vers le sud et le passage au faciès amphibolite se situe au niveau du col du Lukmanier. Il est souligné en outre par l'apparition de la staurotide et correspond à des conditions de 500-550°C et 5kb (CHADWICK, 1968; FOX, 1975; FREY, 1969; NIGGLI, 1970; BAMBAUER et BERNOTAT, 1982).

Ce travail présente les résultats de l'étude des structures alpines enregistrées par l'intrusif Medel-Cristallina. La déformation hétérogène du corps cristallin, et plus particulièrement la distribution géométrique des zones de cisaillement et leurs

relations cinématiques avec la foliation alpine, ont été analysées, afin de définir les conditions de la déformation finie à l'échelle de l'intrusif.

La détermination du sens relatif des mouvements cisaillants est basée sur les travaux de SIMPSON (1981), SIMPSON et SCHMID (1983) et RAMSAY (1980). Comme critère macroscopique nous avons utilisé des structures C-S, l'asymétrie des yeux feldspathiques et de leurs ombres de pression, des structures sygmoidales micacées, et des marqueurs passifs comme les enclaves et aplites. En microscopie optique l'asymétrie globale de la fabrique, les recristallisations orientées et les fractures intracristallines ont permis de vérifier les déterminations de terrain.

L'intégration de ces observations dans les schémas d'évolution des événements tectono-métamorphiques de la bordure sud du massif du Gothard et de sa couverture apparaît cohérente.

2. Contexte géologique

Le vieux socle du massif du Gothard encaissant l'intrusif se compose essentiellement de paragneiss, d'orthogneiss et d'amphibolites d'âge pré-westphalien. Ils sont affectés par d'intenses déformations hercyniennes en faciès amphibolite (ARNOLD, 1970) auxquelles se sont surimposées les déformations alpines. Ces déformations alpines dans les massifs de l'Aar et du Gothard ont été interprétées (STECK et al., 1979; STECK, 1984) en recourant à une première phase de chevauchement vers le nord liée à la mise en place des unités penniques, et suivie dans une seconde phase de mouvements en retour (rétrocharriage) responsables des plis à vergence sud et de la position verticale des massifs cristallins.

Dans la région étudiée, la couverture mésozoïque du massif du Gothard est parautochtone et comprend des séries triasiques de Melser, Röti, Quarten et liasiques de Stgir, Inferno, Coroi. Elle repose en série inverse sur une mince couche discontinue de Trias autochtone (BAUMER, 1964; FREY, 1967; ETTER, 1987). Deux plis majeurs affectent la couverture: le synclinal de Scopi et l'anticlinal de Val di Campo (Fig. 1). Le synclinal de Scopi dont l'axe plonge fortement vers l'Est se ferme dans le Val Rondadura (planche I, Fig. 2). Son flanc sud longe la bordure SE du massif du Gothard. Son flanc nord est réduit, formé par les écailles de Retico (ETTER, 1987). L'anticlinal de Val di Campo constitue le complément sud du synclinal de Scopi. La zone de Forca représente le flanc nord et la zone de Pianca le flanc sud de cet anticlinal. Le Trias forme la base du synclinal de Scopi (Lias) et

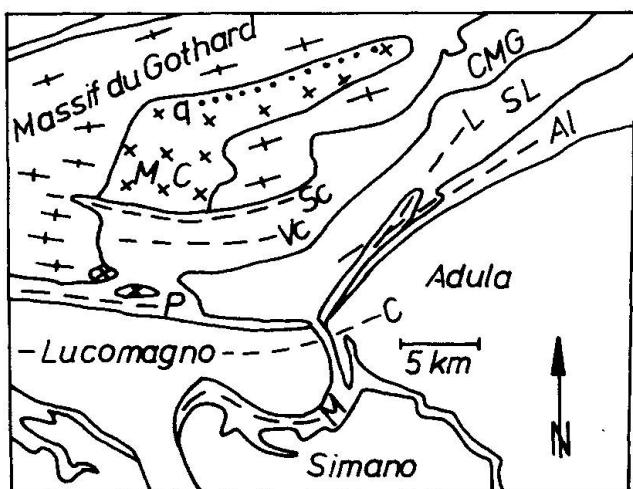


Fig. 1 Esquisse géologique de la bordure sud du massif du Gothard de la région du Col du Lukmanier. Traces axiales des synclinaux de Sc = Scopi, P = Piora, Al = Alpettas, M = Molare, C = Chiéra et des anticlinaux de L = Lunschania, Vc = Val di Campo, CMG = Couverture du massif du Gothard, SL = Schistes lustrés, MC = Intrusif Medel-Cristallina, q = Quartzites du Val Lavaz.

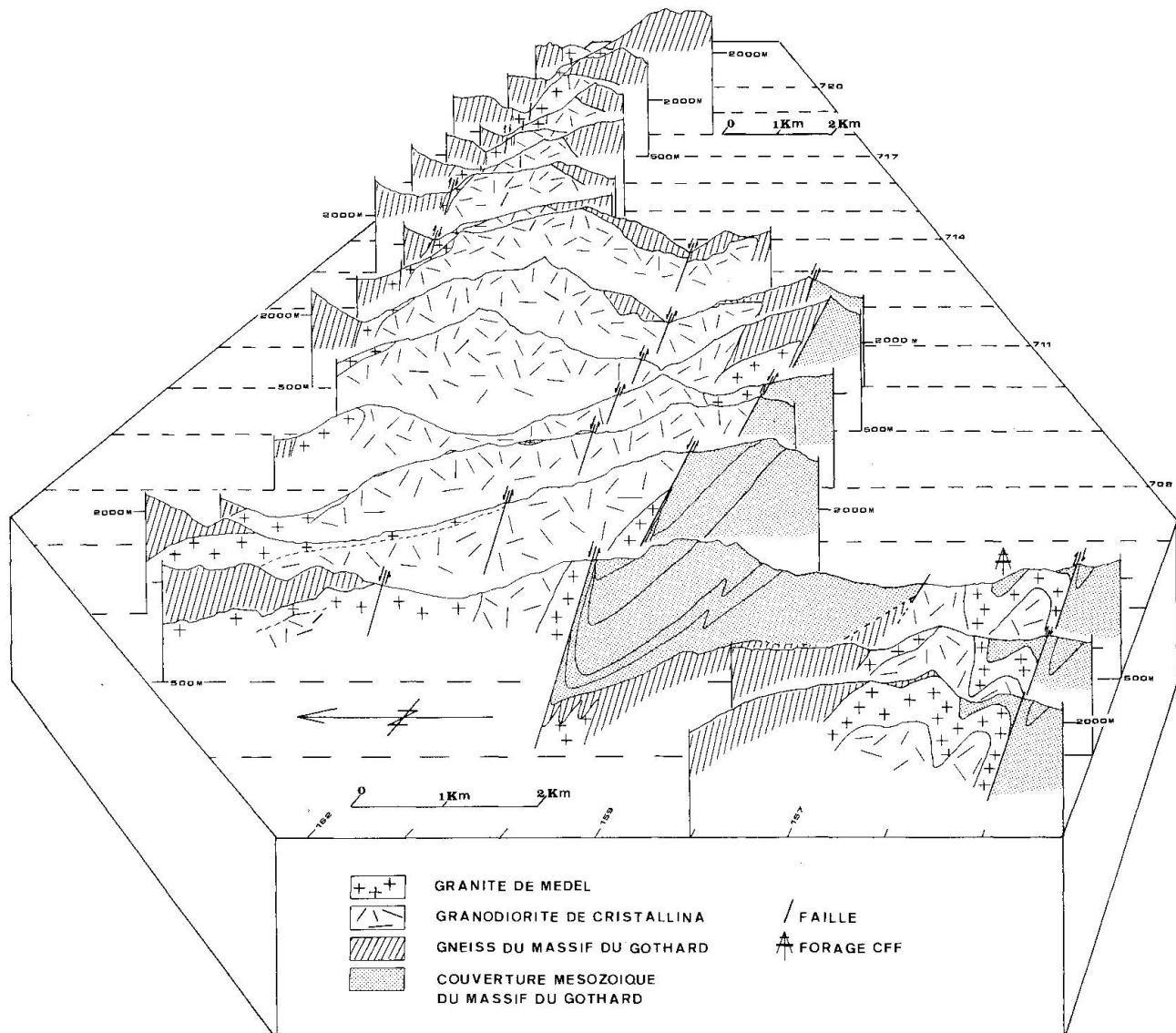


Fig. 2 Coupes séries géologiques de l'intrusif Medel-Cristallina.

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 Lunschania et le synforme d'Alpettas dont les axes plongent faiblement vers l'ENE (Fig. 1). Ils sont associés respectivement aux phases B 3 et B 4 de VOLLM (1976) et PROBST (1980). Une phase plus tardive de mouvements en retour provoquant des crénelulations 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 B 5 de VOLLM (1976), F3 de THAKUR (1973), V de

CHADWICK (1968), D 3 de ETTER (1987) et B 5 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

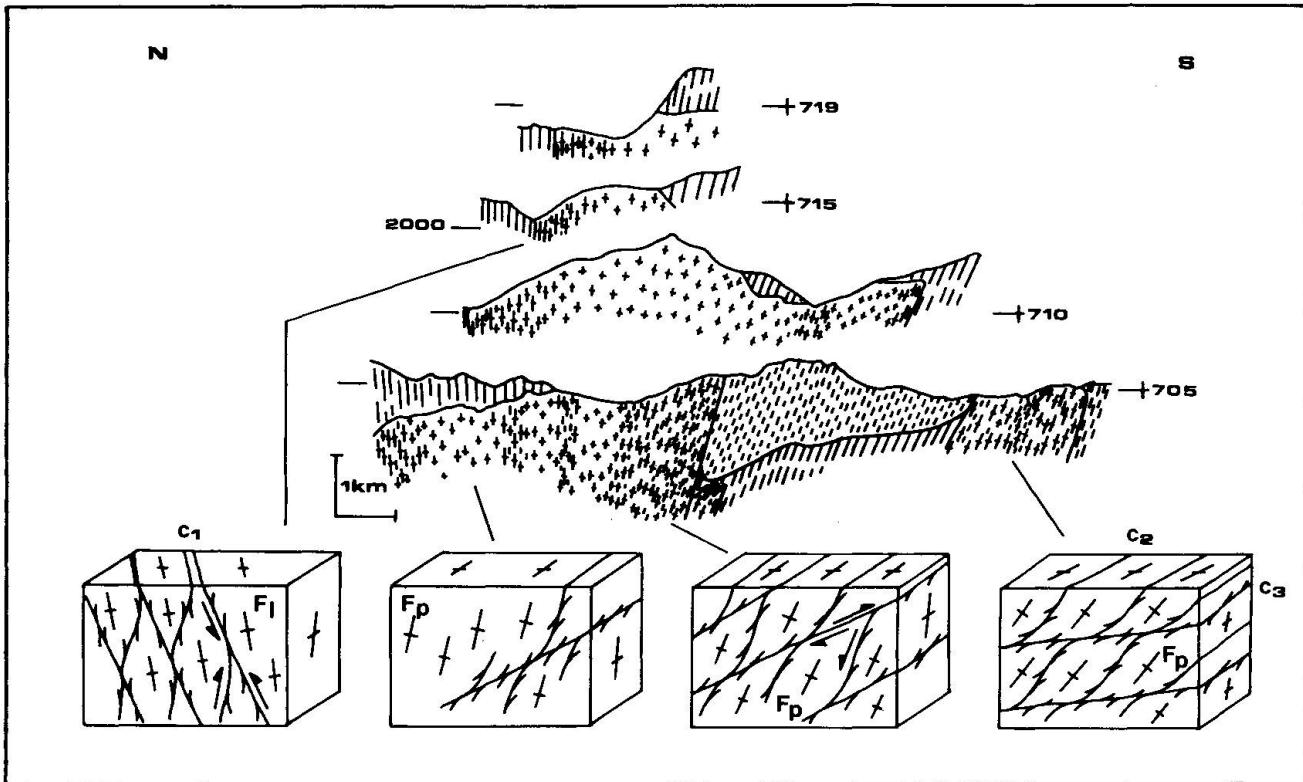


Fig. 3 Coupes structurales: développement des foliations F1 et Fp en relation avec les cisaillements C1, C2 et C3. L'intensité de la foliation varie à travers l'intrusif et augmente du centre vers les bordures nord et sud.

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'Uffieren affleure la diorite d'Uffieren, 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 (oligo-clase-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

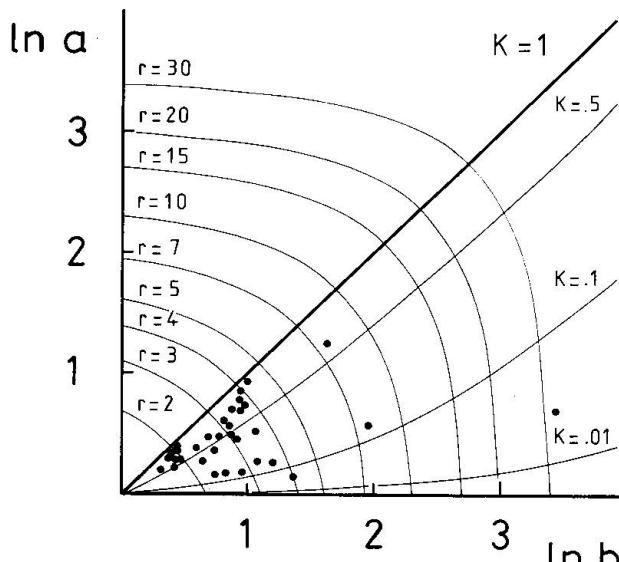


Fig. 4 Diagramme de Flynn: rapport des axes des enclaves basiques du Val Medel.

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° ou 150-170°/80-90°). 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°/60-70°).

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).

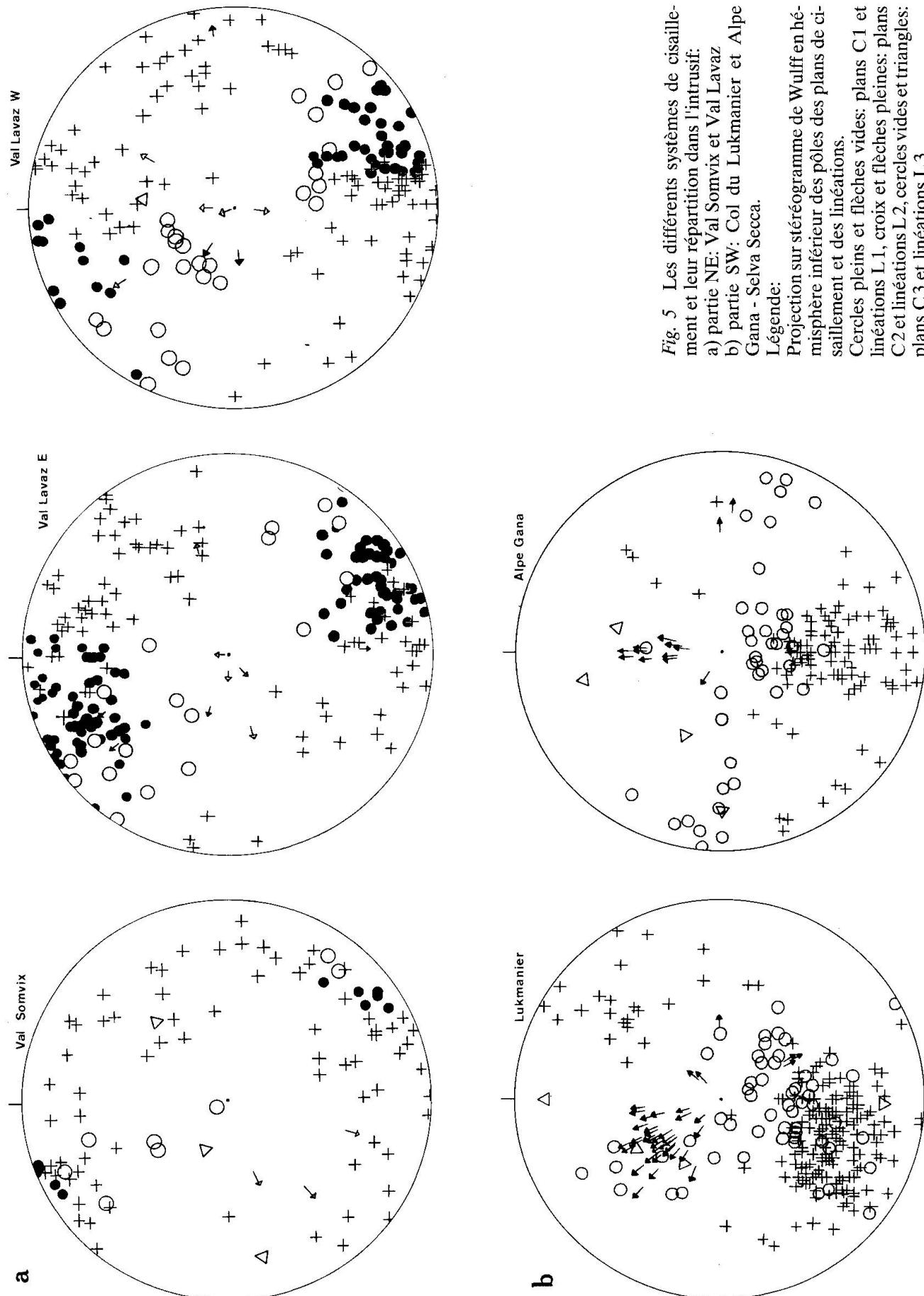


Fig. 5 Les différents systèmes de cisaillement et leur répartition dans l'intrusif:
 a) partie NE: Val Somvix et Val Lavaz
 b) partie SW: Col du Lukmanier et Alpe Gana - Selva Secca.

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.

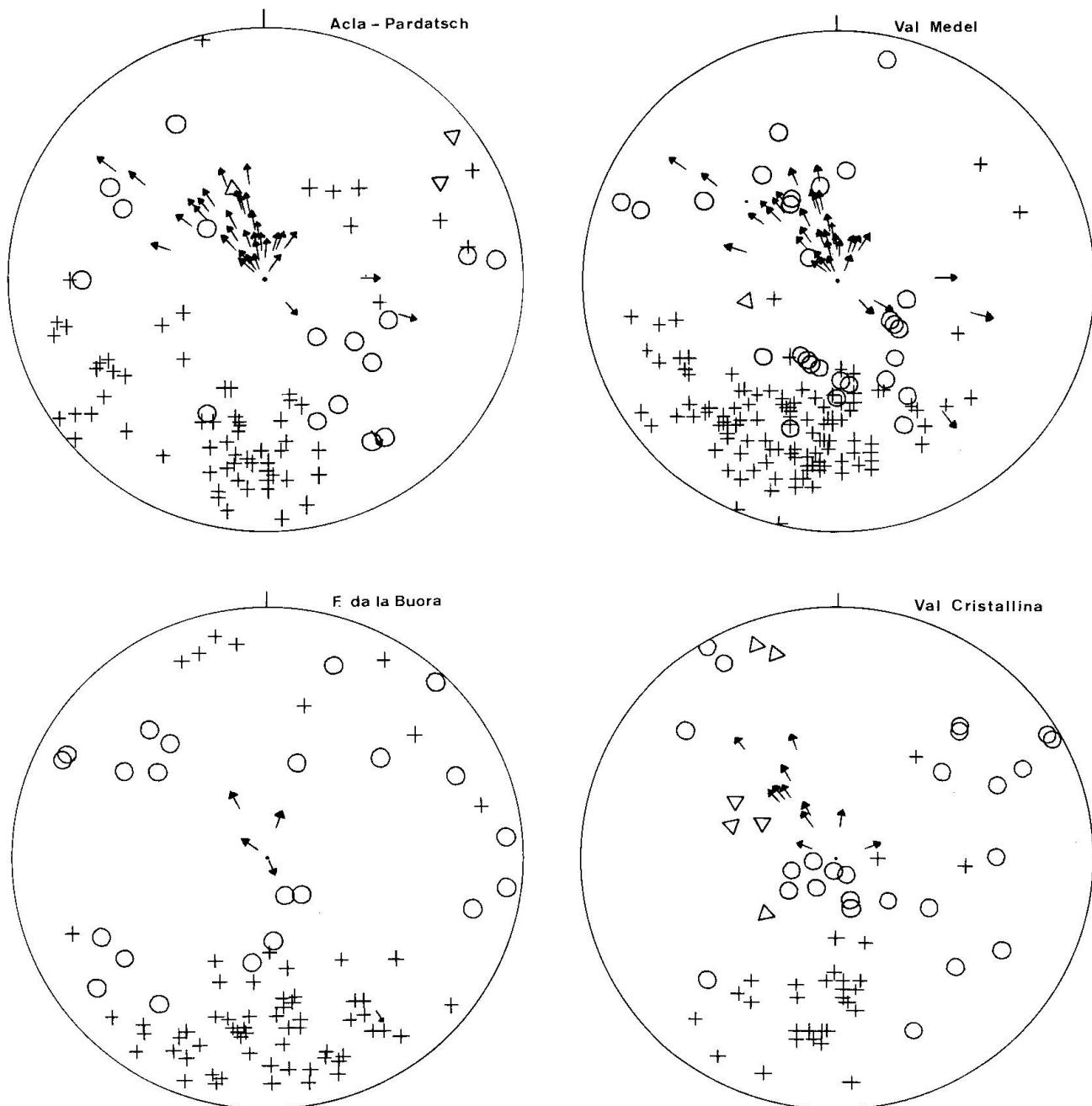


Fig. 6 Les différents systèmes de cisaillements et leur répartition dans la partie centrale de l'intrusif: Val Cristallina, Val Medel, Fuorcla da la Buora et Acla - Pardatsch (légende: cf. Fig. 5).

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 crénuent les plans de cisaillements C1 et les plans de foliation F1 de la partie NE de l'intrusif (Val Lavaz), provoquant des plis de crénulation 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 plissages 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 plissotements 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 crénelés 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 cisaillants sur les plans de foliation

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

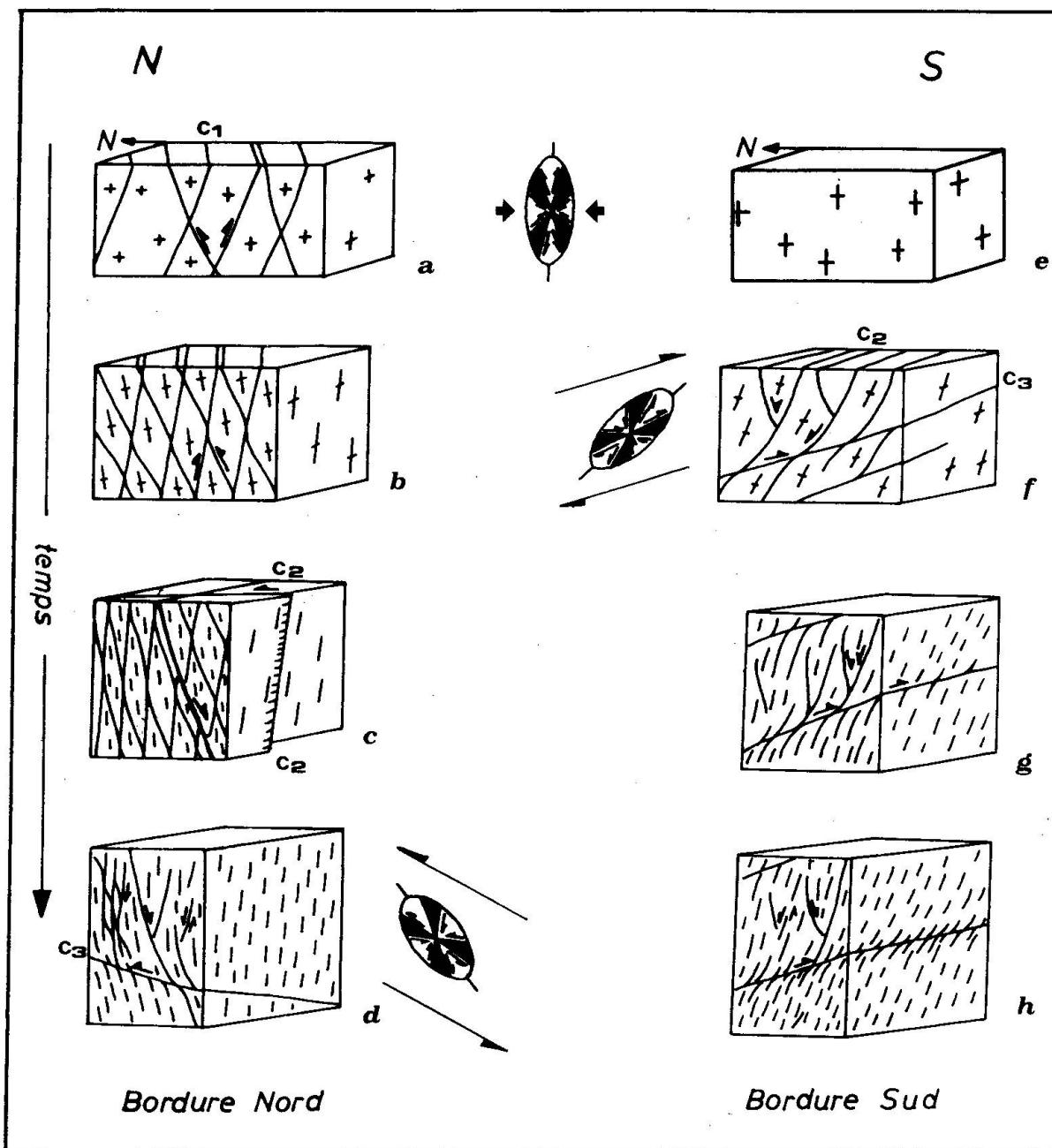


Fig. 7 a-d) Evolution structurale de la bordure nord de l'intrusif: a et b) développement de la foliation F_1 en relation avec les cisaillements C_1 . c et d) crénulation par les cisaillements C_2 et développement de la foliation F_p en relation avec les cisaillements C_2 et C_3 suivi de la crénulation par les cisaillements C_3 .

e-h) Evolution structurale de la bordure sud de l'intrusif: e à g) développement de la foliation F_p en relation avec les cisaillements C_2 et C_3 . h) crénulation par les cisaillements C_3 .

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 cisaillants sur les plans de foliation F_p sont

synchrones aux cisaillements C_3 à faible pendage vers le NW et aux cisaillements C_2 . A l'affleurement il n'est pas possible d'établir des recoulements et les mouvements observés sont géométriquement compatibles avec les cisaillements C_2 et C_3 . 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 parallelisée 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 crénulation 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 sousjacente 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 lèpontin 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 staurolite (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 rétromorphose 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 intracristalline 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 aggregat ductile de séricite, pistachite et clinozoïsite 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 aggregat, 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 + clinozoïsite + biotite +/- sphène, calcite, chlorite, grenat.

A l'approche de l'isograde de l'apparition de la staurolite, les recristallisations syncinématiques d'un plagioclase calcique à partir du plagioclase primaire saussurisé, 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 rutile 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 crénulation (C3), indique des conditions métamorphiques encore élevées pendant la phase de crénulation.

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 Sardonna) 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'écailles de Peiden) et plissée en une série de synformes et d'anticlinaux. 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: B 1 et B 2).

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.

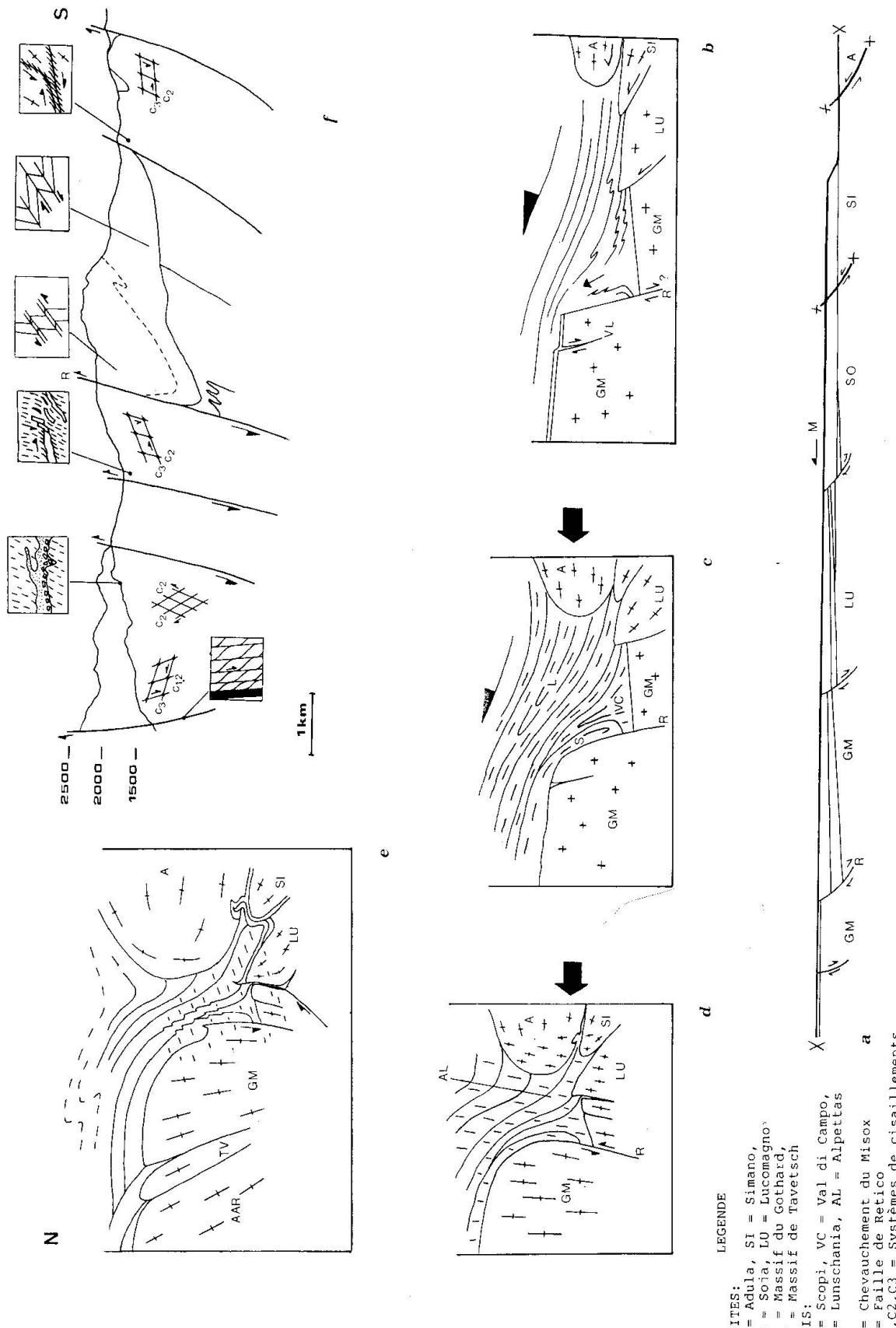


Fig. 8 Evolution tectonique schématique de la bordure sud du massif du Gothard dans la région du Col du Lukmanier.

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

Tab.1 Corrélations des données structurales régionales.

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 cisaillants (C2) qui mettent également en jeu les plans de foliation (Fig. 8f). Ces mouvements conjugués permettent au massif cristallin d'accomoder 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), VOLLM (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 casante 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) accueillent 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 granoclassement 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'étirement 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 crénuent les cisaillements C1 et la foliation F1 associée.

2) Les cisaillements C3 induisent des mouvements cisaillants 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 crénulement 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 crénulement) 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'étirement 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'étirement vertical est accompagné de mouvements cisaillants 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 crénulement 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 Curveran-Nalps 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 isograds in metamorphic region. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 185-230 and 231-244.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen 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 Larcio - 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 Geotraverse Basel-Chiasso. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 649-659.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. and MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse 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 RAITH, 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, Lepon亭ines 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.
- LOW, 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. Publs 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.Geo., 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.
- WUNDERLICH, 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.
- WUNDERLICH, 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.

Leere Seite
Blank page
Page vide

CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DES INTRUSIFS DE MEDEL ET DE CRISTALLINA

