

# Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses)

Par DIDIER MARQUER<sup>1)</sup>

Key words: Heterogeneous deformation, granites, mylonites, Alpine metamorphism, Central Alps.

## RÉSUMÉ

Les granitoïdes hercyniens du massif du Gothard ont enregistré une déformation ductile hétérogène sous les conditions métamorphiques du faciès amphibolitique pendant l'orogène alpine tertiaire. L'étude des structures et de la déformation finie a été menée dans les domaines centraux et occidentaux du massif du Gothard. La géométrie et les sens de cisaillement des zones mylonitiques ont été étudiés dans les roches granitiques afin de définir (1) la forme de l'ellipsoïde de déformation finie et (2) le degré de coaxialité de la déformation (régime) à l'échelle de la région étudiée:

1. Les zones de cisaillement sont distribuées autour d'une schistosité de direction moyenne N60E. Leur géométrie témoigne d'une déformation finie de type aplatissement ( $0 < K < 1$ ).

2. Ces zones présentent au cœur du massif un degré de symétrie important tandis qu'une dissymétrie et des sens de cisaillement opposés apparaissent sur les bordures NW et SE du massif.

En parallèle, la déformation finie a pu être estimée par des mesures effectuées sur des enclaves magmatiques présentes dans différents faciès de déformation du granite de Fibbia. Ces estimations situent également les échantillons étudiés dans le champ de l'aplatissement fini ( $0 < K < 1$ ) et permettent de calculer un raccourcissement moyen de l'ordre de 65% pour l'ensemble du massif du Gothard.

Ces données de terrain sont interprétées comme le résultat d'une seule déformation progressive de type aplatissement avec étirement subvertical. Un modèle d'épaississement crustal par raccourcissement globalement horizontal et coaxial au-dessus d'une zone de décollement est envisagé pour expliquer la géométrie des structures des massifs cristallins externes et rendre compte des plis de grande amplitude dans le domaine Pennique (rétrocharriage). Le soulèvement tardif et différentiel entre les parties E et W du Gothard semble responsable de la forme actuelle de la trace cartographique de la bordure sud du Gothard.

## ABSTRACT

The hercynian granite bodies of the Gothard Massif recorded a heterogeneous ductile deformation under amphibolite facies conditions during Tertiary Alpine collision. Structural analysis is focussed on the central and western parts of the Gothard Massif. The analysis of the pattern and the sense of shear of ductile shear zones in granitic rocks defines: (1) the shape of the finite strain ellipsoid, and (2) the rotational component of finite strain on the scale of the studied area:

1. The shear zones are generally close to the regional schistosity with strikes N60E. The pattern of shear zones is compatible with a flattening finite strain ellipsoid.

2. In the middle of the Massif, these shear zones are quite symmetrical while toward the boundary of the Massif, they are dissymmetrical and show opposite senses of shear in the NW and SE Gothard margins.

<sup>1)</sup> Institut de géologie, rue E.-Argand, 11, CH-2007 Neuchâtel, Suisse.

Magmatic xenoliths present in various deformed samples of the Fibbia granite are used as finite strain indicators. The measurements confirm a flattening finite strain type ( $0 < K < 1$ ) and yield an estimate of the average shortening on the order of 65% in a NW-SE direction for the whole Massif.

The data can be interpreted as resulting from progressive flattening deformation with a subvertical stretch. At a crustal scale, a model of thickening by horizontal shortening and coaxial deformation above a thrust zone is proposed to explain the structural observations in the external crystalline basement and the large backfolding in the Penninic domain. The late differential uplift between the eastern and western parts of the Gotthard massif seems to be responsible for the actual map-shape of the Southern boundary of the Gotthard Massif.

## Introduction

La région étudiée est comprise entre le massif de l'Aar et le domaine pennique. Plus précisément, elle est limitée au nord par la zone mésozoïque d'Urseren et au sud par la zone mésozoïque du val Bedretto (fig. 1). L'essentiel du socle du Gothard est constitué de roches cristallines hercyniennes ou préhercyniennes déformées pendant l'orogénèse alpine (STEIGER 1962; THAKUR 1973; LABHART 1977). Ces roches ont subi les effets de la déformation alpine tertiaire sous les conditions métamorphiques intermédiaires entre le faciès schiste-vert et amphibolitique (FREY et al. 1974; STECK 1976). Dans le granite de Fibbia (col du Gothard), des études récentes ont montré l'absence de transfert de matière à l'échelle des zones de cisaillement alpines (MARQUER 1987). Dans ces

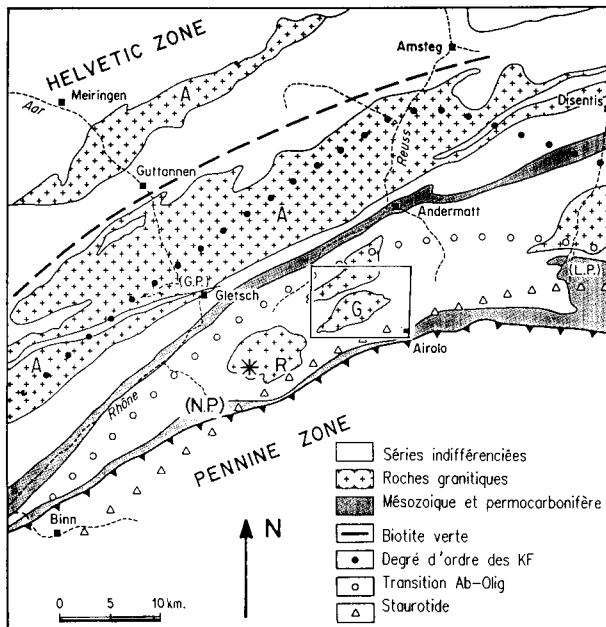


Fig. 1. Carte géologique simplifiée des Alpes centrales Suisses. Encadré: Localisation de la région étudiée dans le massif du Gothard. Astérisque: Zone de mesures dans le granite du Rotondo (val Geren). Roches granitiques pré-alpines: A: Aar; G: col du Gothard; R: Rotondo. Métamorphisme: Apparition de la biotite verte dans les métagranites selon STECK & BURRI (1971); Changement du degré d'ordre des feldspaths potassiques selon BAMBAUER & BERNOTAT (1982); Transition Albite - oligoclase selon STECK (1976); Apparition du staurotide selon FREY et al. (1974).

mêmes zones ductiles, les conditions thermo-barométriques sont calibrées en tenant compte de la composition des phases minérales naturelles et donnent des estimations de l'ordre de 530–560 °C, 5–7 Kb (LEGOFF 1989; LEGOFF et al. 1989). Ces estimations sont en accord avec les travaux de KLAPER (1986) effectuées plus à l'ouest, dans la région du col du Nufenen. L'accent dans cette étude a plus particulièrement été mis sur les structures et la déformation alpine des granitoïdes du massif du Gothard.

Dans les roches plutoniques des massifs cristallins externes, et plus particulièrement dans les granitoïdes, la déformation finie est souvent hétérogène et s'exprime par la présence de domaines peu déformés délimités par des zones de cisaillement ductiles (STECK 1979; CHOUKROUNE et al. 1983; STECK 1984; MARQUER et al. 1985; MARQUER 1987). Ce type de déformation semble habituel dans les roches granitiques soumises à des conditions de métamorphisme prograde ou rétrograde (MITRA 1978, 1979; BELL 1981; GAPAIS et al. 1987). Lors de cette étude structurale, l'intérêt s'est porté sur l'analyse de la géométrie et de la distribution des zones de cisaillement dans le massif du Gothard. Ce genre d'approche a par ailleurs fait l'objet d'un article méthodologique qui sert de base à l'interprétation des résultats (GAPAIS et al. 1987) et permet d'envisager une interprétation de l'histoire cinématique de la région.

La structuration des massifs cristallins externes Suisses est classiquement interprétée comme le résultat de déformations superposées qu'il est possible de dissocier schématiquement en deux phases majeures (STECK 1976, 1984):

1. Une première étape est responsable de la foliation majeure des massifs dans un contexte de déformation non coaxiale subparallèle à de grands chevauchements crustaux vers le nord-ouest (pendages moyens 45° de direction sud-est). Cette première déformation correspond aux phases I et II étudiées par HUBER et al. (1980) dans les domaines plus internes.

2. Une deuxième est associée au rétroplissement des structures et à la formation de plis de grande amplitude à vergence sud, d'échelle kilométrique, responsables de la verticalisation de la schistosité régionale dans le domaine méridional des massifs cristallins externes (déformation III selon HUBER et al. 1980).

Par ailleurs, d'autres travaux structuraux menés au cœur du massif de l'Aar (Haslital, vallée de l'Aar) sont basés sur l'étude de la déformation enregistrée par les granitoïdes et sur la géométrie des zones de cisaillement ductiles synschisteuses (STECK 1968; CHOUKROUNE et al. 1983). Ces derniers auteurs interprètent les structures alpines observées comme le résultat d'une déformation progressive de type aplatissement. Ce modèle, étendu au socle du Gothard, développe l'idée d'un raccourcissement horizontal de direction NW-SE, globalement coaxial à l'échelle de la croûte continentale pendant l'épisode tertiaire alpin (MARQUER et al. 1985). Des résultats corroborant cette hypothèse sont présentés dans cet article qui reflète plus particulièrement les observations et les interprétations cinématiques des structures d'âge alpin dans la région du col du Gothard.

## 1. Lithologie

Au niveau du col du Gothard, trois différents granites hercyniens (GRÜNENFELDER 1962; JÄGER et al. 1964) sont intrusifs dans les séries de paragneiss et d'amphibolites du socle préhercynien (fig. 2):

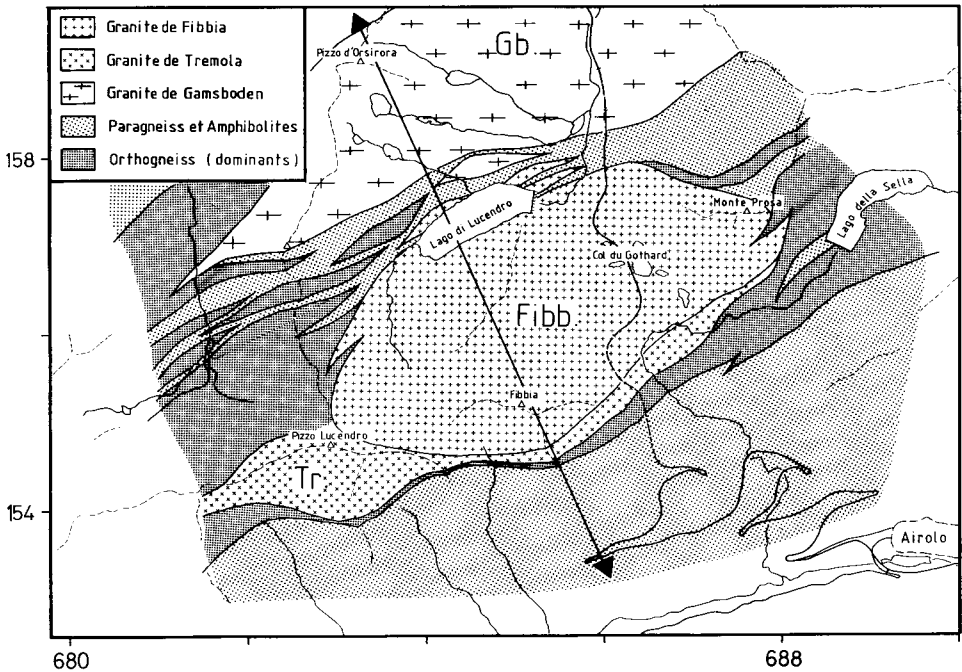


Fig. 2. Carte géologique simplifiée au niveau du col du Gothard. Gb: Gamsboden; Fibb: Fibbia; Tr: Tremola. Tracé de la coupe figure 5.

1. Le granite de Tremola est un granite leucocrate à tendance aplitique caractérisé par une déformation pénétrative alpine faible dans l'ensemble de cet intrusif. Son faciès est similaire au granite du Rotondo situé quelques kilomètres à l'ouest et étudié dans le val Geren (fig. 1).

2. Le granite de Fibbia affleure au col du Gothard et montre un faciès porphyroïde avec ponctuellement la présence d'enclaves magmatiques mélanocrates microgrenues. L'hétérogénéité de la déformation alpine a permis localement de préserver des structures magmatiques encore observables dans ce granite (Amygdales de phénocristaux de feldspaths, textures...).

3. Le granite de Gamsboden est caractérisé par un faciès d'orthogneiss homogène dans son ensemble. La présence de gros phénocristaux de feldspaths potassiques fracturés ou réorientés souligne la forte influence de la déformation alpine enregistrée par ce granite.

## 2. Structures

Dans la région étudiée, la schistosité régionale développée dans les granites est d'âge alpin (ARNOLD 1970 (a) & (b); LABHART 1977). Cette schistosité montre une direction moyenne N60E et un pendage généralement fort (compris entre 60° et 90°)

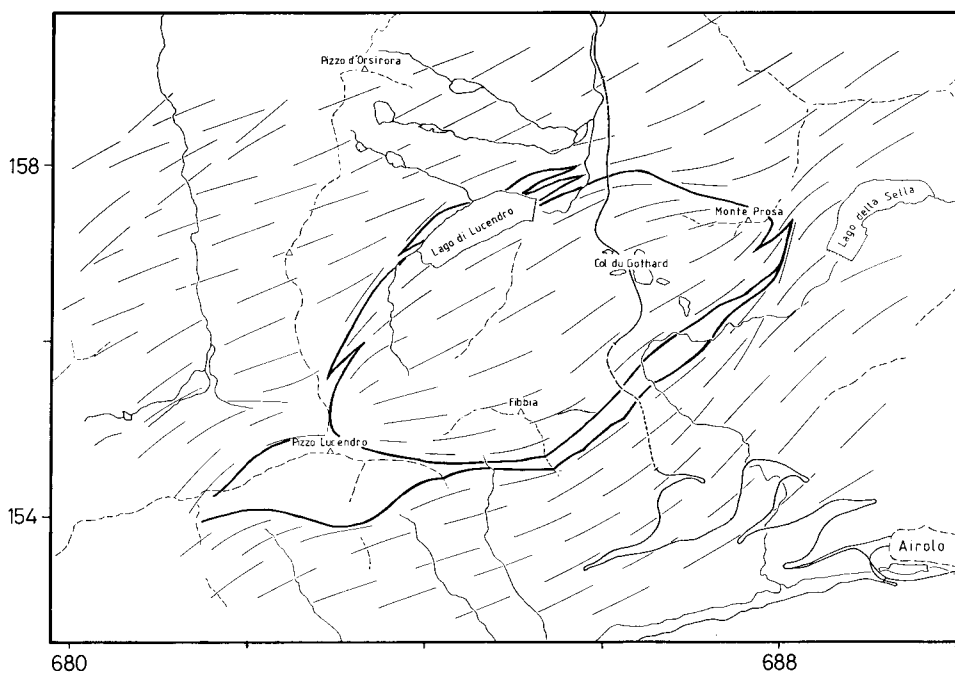


Fig. 3. Carte des trajectoires de la schistosité alpine (plan  $\lambda_1/\lambda_2$ ). Pendage de la schistosité compris entre  $60^\circ$  et  $90^\circ$ .

(fig. 3). La linéation d'étirement associée à la schistosité est soulignée localement par le grand axe des enclaves et plus communément par l'alignement des minéraux, essentiellement les feldspaths et les phyllosilicates. Cette linéation minérale est toujours proche de la ligne de plus grande pente sur les plans de schistosité (fig. 7). A l'échelle cartographique, la linéation d'étirement et la schistosité permettent de définir la direction des axes principaux de la déformation alpine ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ ). ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$  définis selon TRUESDELL & TOUPIN [1960] et identiques à X, Y, Z selon RAMSAY [1967].)

La direction de la schistosité alpine et les déformations antéalpines enregistrées par les roches cristallines encaissantes peuvent être différenciées dans certains endroits par leurs directions et leurs conditions métamorphiques. Par exemple, dans la vallée «Witenwasserenreuss» (coord. 157.05/681.25) une schistosité migmatitique préalpine de direction N110E et de pendage moyen 80 SWS est recoupée par la schistosité alpine de direction N70E subverticale faiblement exprimée à cet endroit. La plupart du temps, la schistosité est fortement exprimée et oblitère les structures hercyniennes dans les gneiss encaissants. Les trajectoires de la schistosité alpine (fig. 3) moulent les massifs granitiques de Fiazza et de Tremola et témoignent de la différence de compétence qui existe entre les paragneiss et ces matériaux granitiques. Cette différence de compétence réside autant dans la variété des compositions minéralogiques et chimiques de ces matériaux que dans les facteurs physiques tels que la taille des grains ou la présence d'une forte anisotropie antéalpine dans les gneiss encaissant.

A l'est du granite de Fibbia et de Tremola, des structures décrochantes d'orientations N10-0E forment un couloir de déformation local qui s'adapte progressivement vers le sud-ouest à la direction régionale de la foliation, d'orientation N60E (fig. 3). Les sens de cisaillement, essentiellement décrochants à l'est du monte Prosa (fig. 4b), deviennent progressivement chevauchants vers le sud-est du massif lorsque la zone se parallélise à la schistosité régionale. Cette zone de décrochevauchement sénestre qui s'exprime dans les paragneiss et orthogneiss situés à l'ouest du lago della Stella est responsable de la superposition de structures dans les gneiss encaissants et de chevauchements subhorizontaux à vergence sud dans le granite de Tremola (fig. 4a).

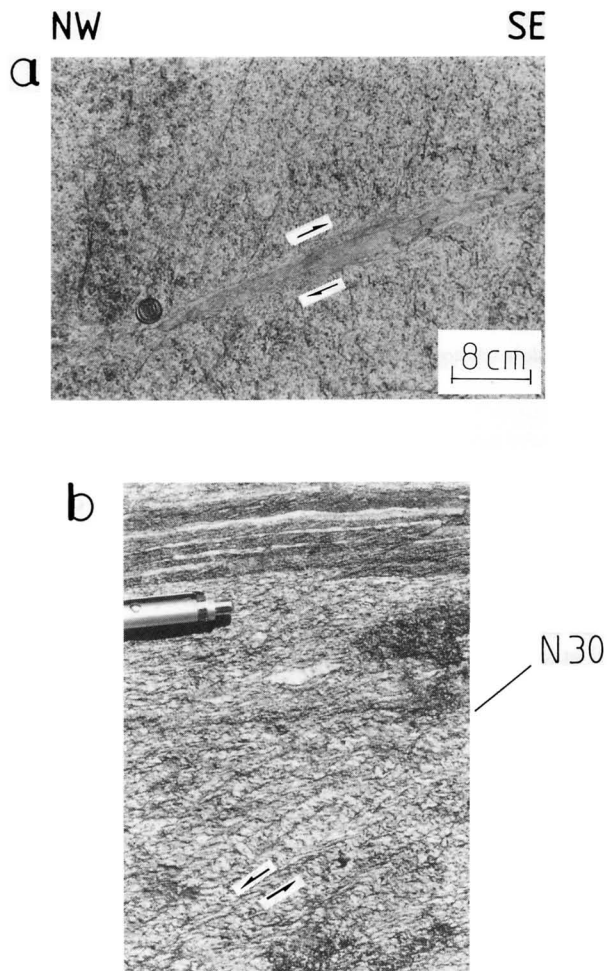


Fig. 4. Zones de cisaillement sur la bordure Sud-Est du granite de Fibbia. A: Chevauchements plats (relations C/S) dans le granite de Tremola (plan  $\lambda_1/\lambda_3$ ; coupe) B: Zone de cisaillement sénestre (relations C/S) dans les gneiss à l'Ouest du Lago Della Stella (plan  $\lambda_2/\lambda_3$ ; carte).

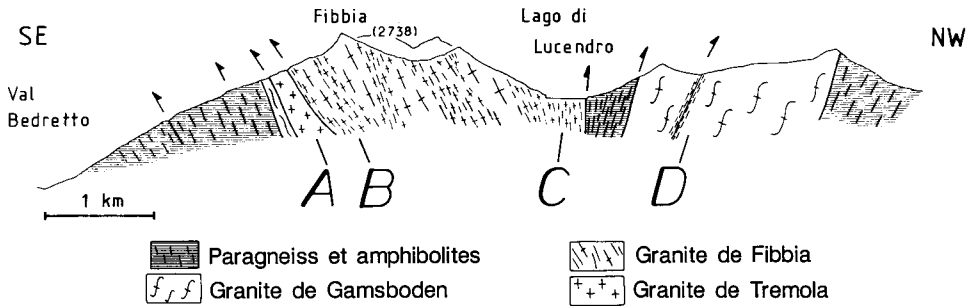


Fig. 5. Coupe transversale dans la région étudiée (cf. fig. 2). A, B, C, D: Localisation des secteurs d'étude des champs de déformation des zones de cisaillement représentés sur la figure 11.

En coupe, à l'échelle du massif, la schistosité est disposée en éventail avec des pendages vers le sud au niveau du granite de Gamsboden, des pendages verticaux aux alentours du lac de Lucendro (granite de Fibbia) et des pendages vers le nord dans la partie méridionale du massif (fig. 5). Cette disposition des structures en éventail a par ailleurs été décrite dès le début du siècle sur de nombreuses coupes à travers le massif du Gothard (HEIM 1921 p. 198–199).

### 3. Déformation finie

Les mesures de déformation finie sont effectuées sur des enclaves magmatiques mélanocrates centimétriques à décimétriques, présentes dans des faciès de déformation différents du granite de Fibbia. Ces marqueurs de la déformation ne présentent pas de réfraction de schistosité à la bordure des enclaves. Cette observation témoigne du faible contraste de viscosité entre les enclaves et la matrice granitique et permet une estimation fiable des paramètres de la déformation finie de l'ensemble. Les longueurs des axes des enclaves et leurs orientations par rapport à la schistosité (prise comme plan de référence) sont mesurés sur le terrain dans les plans principaux de déformation ( $\lambda_1/\lambda_2$ ,  $\lambda_2/\lambda_3$ ,  $\lambda_1/\lambda_3$ ) (MARQUER 1987). Selon les différents plans considérés précédemment, les rapports axiaux moyens sont calculés directement à l'aide de la méthode de regression linéaire (moindre carrés) (RAMSAY 1967 p.193) ou de la méthode  $Rf/\varnothing$  (RAMSAY 1967 p. 202; DUNNET 1969; LE THÉOFF 1977) lorsque les échantillons sont peu déformés et présentent des fluctuations angulaires entre les axes des marqueurs et ceux de la déformation finie. Cette désorientation des enclaves pour des faibles intensités de déformation souligne l'influence modérée d'une orientation préférentielle pré-existante. Ces mesures permettent de définir la forme de l'ellipsoïde et l'intensité de la déformation finie (fig. 6):

1. Les mesures effectuées se répartissent dans le champs de l'aplatissement fini avec des valeurs de K (paramètre de FLINN 1962) comprises entre 0,01 et 0,5.
2. Les gammes d'intensité de la déformation finie soulignent le caractère hétérogène et continu de la déformation et témoignent de forts gradients de déformation avec des valeurs de R (paramètre de WATTERSON 1968) comprises entre 2 et 15.

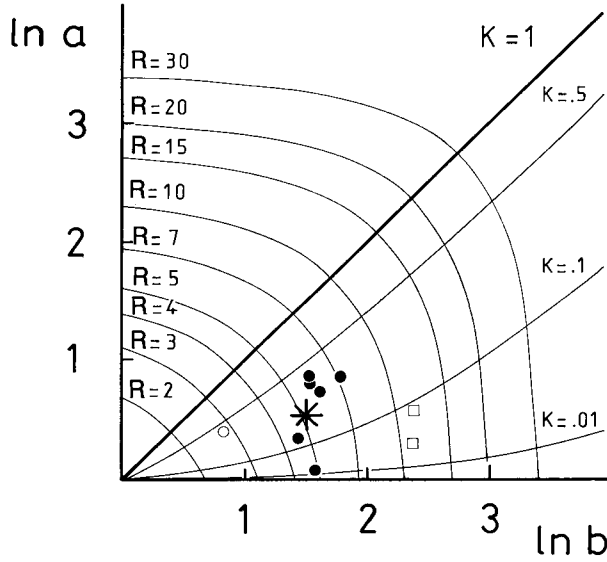


Fig. 6. Diagramme de Flinn Logarithmique: Mesures de déformation finie dans différents faciès du Granite de Fibbia. Cercles ouverts: Granite peu déformé; cercles pleins: Orthogneiss; carrés ouverts: mylonites; astérisque: Déformation moyenne correspondant au faciès déformé type des granites du Gothard.  $K = (a-1)/(b-1)$  (FLINN 1962);  $R = a + b - 1$  (WATTERSON 1968); avec  $a = \lambda_1/\lambda_2$ ,  $b = \lambda_2/\lambda_3$  et  $\lambda_3 \leq \lambda_2 \leq \lambda_1$  (étirements principaux).

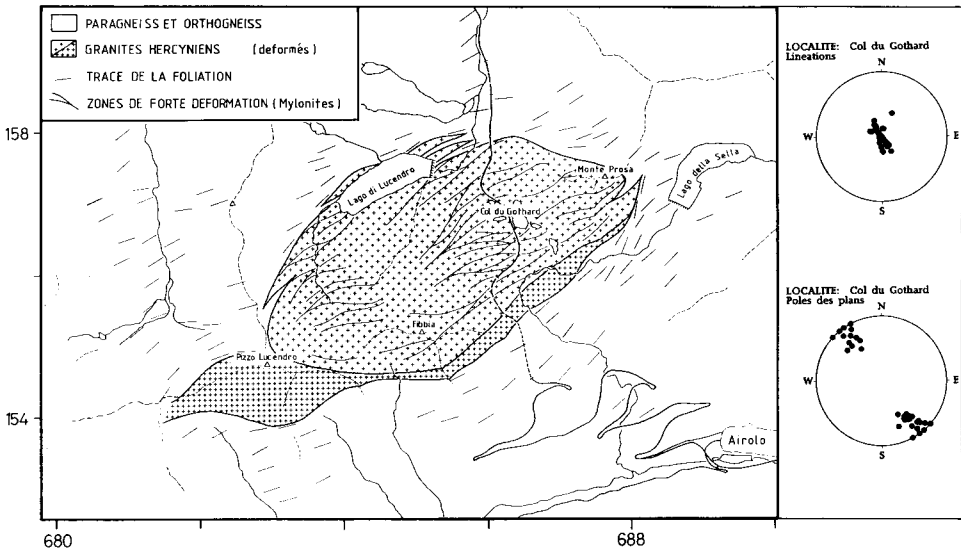


Fig. 7. Carte structurale de la déformation alpine. En encart: diagrammes stéréographiques de la linéation d'étirement minérale ( $\lambda_1$ ) et des pôles des plans de la schistosité alpine associée ( $\lambda_3$ ) sur une traverse au niveau du col du Gothard (projection Wulff-hémisphère inférieur).

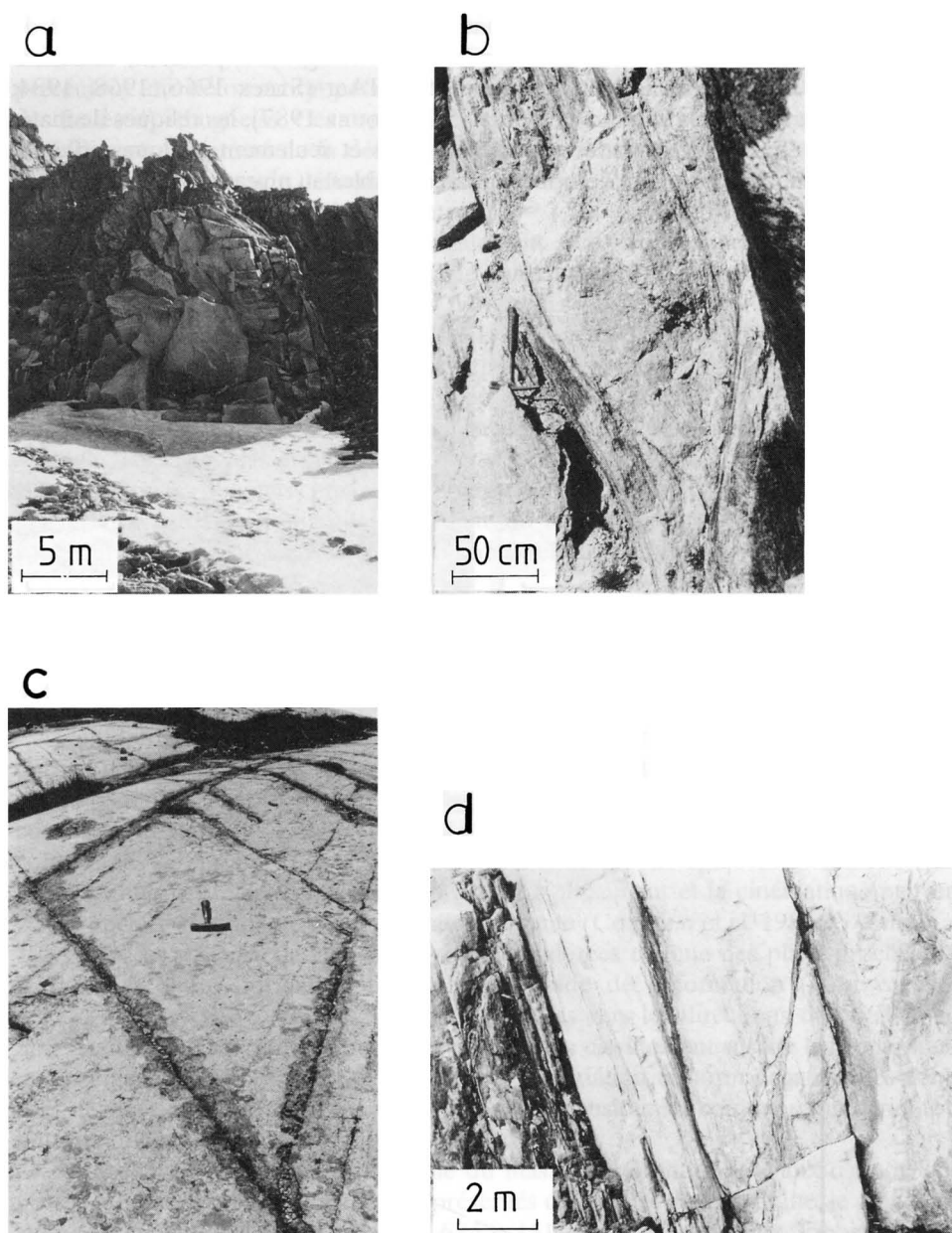


Fig. 8. Aspects de la déformation hétérogène dans les granites du massif du Gothard. A: lentille dans le granite de Fibbia (monte Prosa); B: Lentille assymétrique dans le granite de Fibbia (localité des mesures fig. 11 B [plan  $\lambda_1/\lambda_3$ ]); C: Zones de déformation conjuguées dans le granite du Rotondo (plan  $\lambda_2/\lambda_3$ ); D: Gradient de déformation au col du Gothard (plan  $\lambda_1/\lambda_3$ ).

Le caractère hétérogène de la déformation finie enregistrée par les granites du massif du Gothard s'exprime à toutes échelles (fig. 7 et fig. 8). Cependant, contrairement aux observations réalisées dans le massif de l'Aar (STECK 1966, 1968, 1984; CHOUKROUNE et al. 1983; MARQUER et al. 1985; MARQUER 1987), les reliques de matériel non affecté par la déformation alpine sont rares et seulement quelques affleurements du granite de Fibbia peu déformé sont observables au niveau du col du Gothard

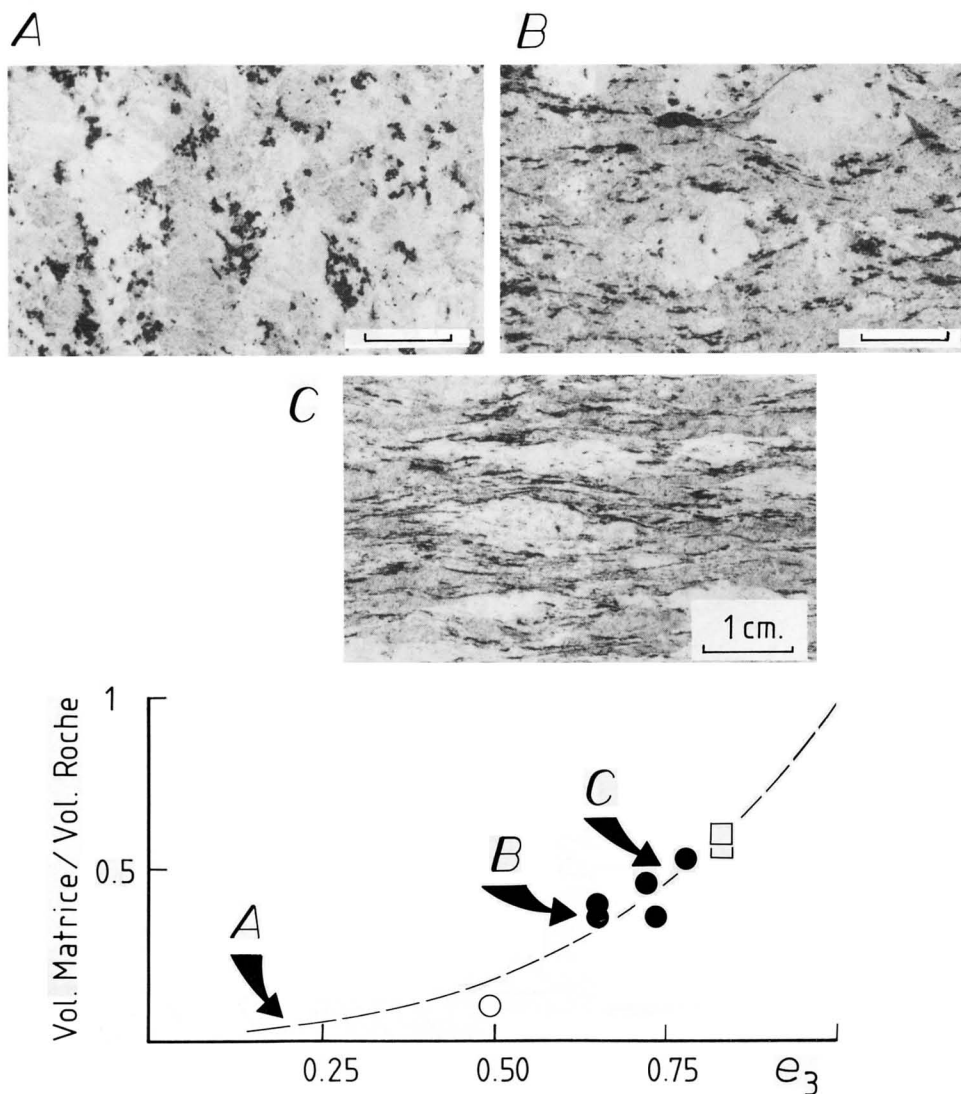


Fig. 9. Correlation entre le taux de matrice dans les échantillons déformés du granite de Fibbia et le taux de raccourcissement ( $e_3 = |\sqrt{\lambda_3} - 1|$ ) calculé à partir des mesures des enclaves magmatiques (explications dans le texte). A: faciès peu déformé (cercles ouverts); B: orthogneiss; (cercles pleins); C: transition mylonites-orthogneiss (carrés ouverts).

et du monte Prosa. En d'autres termes, mis à part le granite de Tremola, peu déformé dans son ensemble mais de faible superficie, les granites de Fibbia et de Gamsboden présentent une déformation pénétrative homogène qui fait correspondre ces roches à des faciès d'orthogneiss. Ces orthogneiss sont caractérisés par des valeurs moyennes de forme et d'intensité de la déformation finie de l'ordre de  $K = 0,2$  et  $R = 5$  (fig. 6: ronds noirs) et pour une déformation isovolumique, les élongations quadratiques calculées correspondantes sont les suivantes:  $\sqrt{\lambda_1} = 2,29$ ;  $\sqrt{\lambda_2} = 1,38$ ;  $\sqrt{\lambda_3} = 0,32$ .

Ces valeurs moyennes peuvent également être estimées, pour tous les faciès observés, sur la base des relations entre le pourcentage de matrice dans les roches granitiques déformées et les valeurs des paramètres de la déformation finie calculés à partir des mesures effectuées sur les enclaves magmatiques (fig. 9) (MARQUER 1985, 1989). Dans cette approche, la matrice représente un matériel à grain fin recristallisé, sa proportion dans les roches est estimée par comptage statistique sur des sections polies (environ 200 cm<sup>2</sup>) orientées dans un plan de déformation finie  $\lambda_1/\lambda_3$ . Dans notre exemple, les faciès des granites déformés du Gothard généralement observés correspondent à des orthogneiss possédant environ 40% de matrice (fig. 9B). Cette approche permet une estimation quantitative directe du taux de raccourcissement subi par ce socle durant l'orogénèse alpine d'environ 65% selon la direction  $\lambda_3$  (fig. 9).

#### 4. Champs de déformation des zones mylonitiques

L'étude détaillée de la géométrie et de la distribution des zones de cisaillement permet d'appréhender (1) les paramètres de la déformation finie (forme, intensité) et (2) de conduire à des interprétations cinématiques (régimes de déformation, degré de coaxialité) de la déformation globale d'un massif à l'échelle de la population de zones considérées (GAPAIS et al. 1987). Du point de vue méthodologique, les relations entre les orientations préférentielles des systèmes de glissement et la cinématique peuvent être rappelées succinctement de la manière suivante (COBBOLD et al. 1986; GAPAIS et al. 1987): 1. Les surfaces de glissement sont considérées comme des plans proches des surfaces de non-déformation finie de l'ellipsoïde de déformation (RAMSAY 1967 p.154) et 2. les lignes de glissement sont déviées vers les directions de cisaillement maximal. L'application de ce modèle aux zones de cisaillement suscite les approximations suivantes: 1. Le contrôle mécanique sur l'initiation et la propagation des zones sont négligés et 2. les zones de cisaillement sont considérées comme un matériel toujours amolli pendant la déformation.

Afin d'obtenir une idée d'ensemble du massif du Gothard, le choix d'étude s'est porté (1) sur des granites localement préservés de la déformation alpine, le granite du Rotondo (vallée de Geren: Coord. 675.8/151.2) et le granite de Fibbia (col du Gothard: Coord. 686/157) (localisation sur la fig. 1) et (2) sur une coupe à travers les granites de Tremola, de Fibbia et de Gamsboden au niveau du col du Gothard (fig. 5). La majorité des zones mylonitiques étudiées est contemporaine de la schistosité alpine régionale et présente une paragenèse typique du faciès amphibolitique dans les méta-granites (KF, Ab, Olig, Epid, Grt, Qtz, Biot, Phe, Sph) (STECK et al. 1971; STECK 1976; MARQUER 1987). Il doit cependant être souligné que ces zones sont parfois réactivées

dans des conditions du faciès schiste vert et développent, dans certains cas particuliers, la paragenèse suivante: Ab, Epid, Qtz, Biot, Phe, Sph. Cette activation des zones mylonitiques dans des conditions métamorphiques de grade plus faible semble s'effectuer progressivement pendant l'histoire de la déformation sans que la géométrie, ni la distribution des zones de cisaillement ne soient modifiées (MARQUER 1987). Dans les zones intensément déformées, la linéation d'étirement est parallèle à des stries locales synschisteuses marquées par la recristallisation et l'allongement de certains minéraux. Ces structures attestent de déplacements le long des zones mylonitiques et définissent la direction locale de cisaillement tandis que les indicateurs cinématiques (assymétrie minérales, structures C/S, bandes de cisaillement C'...) renseignent sur le sens de cisaillement de ces zones de forte déformation ductile (BERTHÉ et al. 1979; SIMPSON et al. 1983).

#### 4.1 Granites à domaines lenticulaires peu déformés (Fibbia et Rotondo)

Deux zones ont été plus particulièrement étudiées car elles se situent au cœur de l'éventail du massif du Gothard, dans les domaines centraux des granites de Fibbia et du Rotondo. Ce choix nous amène à éviter d'éventuelles perturbations localisées aux limites de ces intrusions (cf. paragraphe 2).

Dans ces deux zones, les surfaces de cisaillement définissent des lentilles délimitées par des traces courbes dans les plans principaux  $\lambda_2/\lambda_3$  (fig. 7; plan cartographique) et  $\lambda_1/\lambda_3$  (fig. 10: coupe sur bloc diagramme). La projection stéréographique des pôles des plans cisailants (plans parallèles aux zones de cisaillement) (N) montre une dispersion autour de la direction moyenne du raccourcissement régional ( $\lambda_3$ ) (fig. 10). Cette géométrie statistique dans les granites du Rotondo et de Fibbia caractérise une déformation finie de type aplatissement ( $0 < K < 1$ ) (GAPAIS et al. 1987). Cette observation est par ailleurs en accord avec les mesures de déformation finie effectuées sur les enclaves du granite de Fibbia (fig. 6).

Les directions de cisaillement (L) et les pôles des plans cisailants (N) sont respectivement resserrés autour du plan  $\lambda_1/\lambda_2$  (L) et de  $\lambda_3$  (N). Ce phénomène atteste d'une intensité de déformation globale modérée. En d'autres termes, les zones de cisaillement qui délimitent les domaines lenticulaires préservés de la déformation sont localement éloignées du plan de la schistosité régionale ( $\lambda_1/\lambda_2$ ) (fig. 10; L).

Les directions de cisaillement (L) dans les deux diagrammes montrent une distribution symétrique des zones conjuguées autour de  $\lambda_1$  (cercles) tandis que les zones conjuguées autour de  $\lambda_2$  (carrés) symétriques pour le granite du Rotondo, semblent moins bien exprimées dans le granite de Fibbia. Corrélativement, les pôles des plans de cisaillement (plan de mouvement) (M) ne sont pas représentés par une symétrie identique sur les diagrammes stéréographiques (fig. 10). Cette distribution différente des mesures peut être interprétée comme une modification du degré de coaxialité entre les deux granites étudiés (GAPAIS et al. 1987 cf. fig. 10). En effet, la répartition des directions de cisaillement (L), plus proches de  $\lambda_1$  dans le granite de Fibbia par rapport aux mesures dans le granite du Rotondo, semble indiquer un contexte plus cisailant pour le granite de Fibbia, sans toutefois qu'un sens de cisaillement majeur ne puisse être retenu.

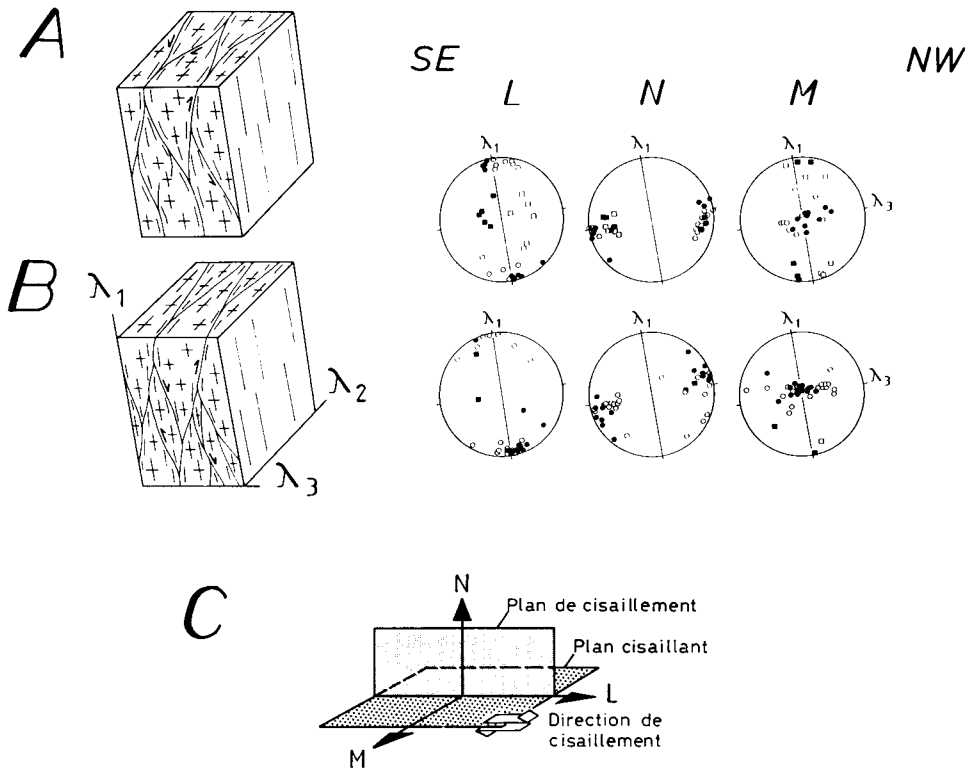


Fig. 10. Géométrie et des zones de cisaillement dans le granite du Rotondo (A) et le granite de Fibbia (B). L, N, M correspondent respectivement à la direction de cisaillement, aux pôles des plans cisailants (shearing plane) et aux pôles des plans de cisaillement (plane of shear) selon la définition de TRUESDELL & TOUPIN (1960) (C). La direction M est construite par combinaison des directions L et N. Cette direction est généralement utilisée en tectonique cassante (ARTHAUD 1969). Les diagrammes stéréographiques sont basculés dans le plan principal de déformation finie  $\lambda_1/\lambda_3$  (plan vertical perpendiculaire à la schistosité) pour chaque secteur étudié (Projection de Schmidt hémisphère inférieure). Cercles: zones conjuguées autour de  $\lambda_1$ ; Carrés: zones conjuguées autour de  $\lambda_2$ .

#### 4.2 Coupe du col du Gothard

Afin d'avoir une idée de la cinématique de la déformation alpine à l'échelle du massif du Gothard, notre choix s'est porté sur une coupe dans la zone centrale du massif (fig. 5).

Comme dans les domaines précédents, les surfaces de cisaillement définissent des lentilles moins déformées. Les pôles des plans cisailants (N) sont dispersés autour de la direction moyenne de raccourcissement régional  $\lambda_3$ . Des complications locales peuvent être mises en évidence (fig. 11 A, B) lorsque des zones de cisaillement sont fortement éloignées du plan de schistosité  $\lambda_1/\lambda_2$ . De toute manière, cette géométrie des pôles des plans cisailants atteste d'un étirement dans la direction de  $\lambda_2$  et d'une déformation de type aplatissement (GAPAIS et al. 1987).

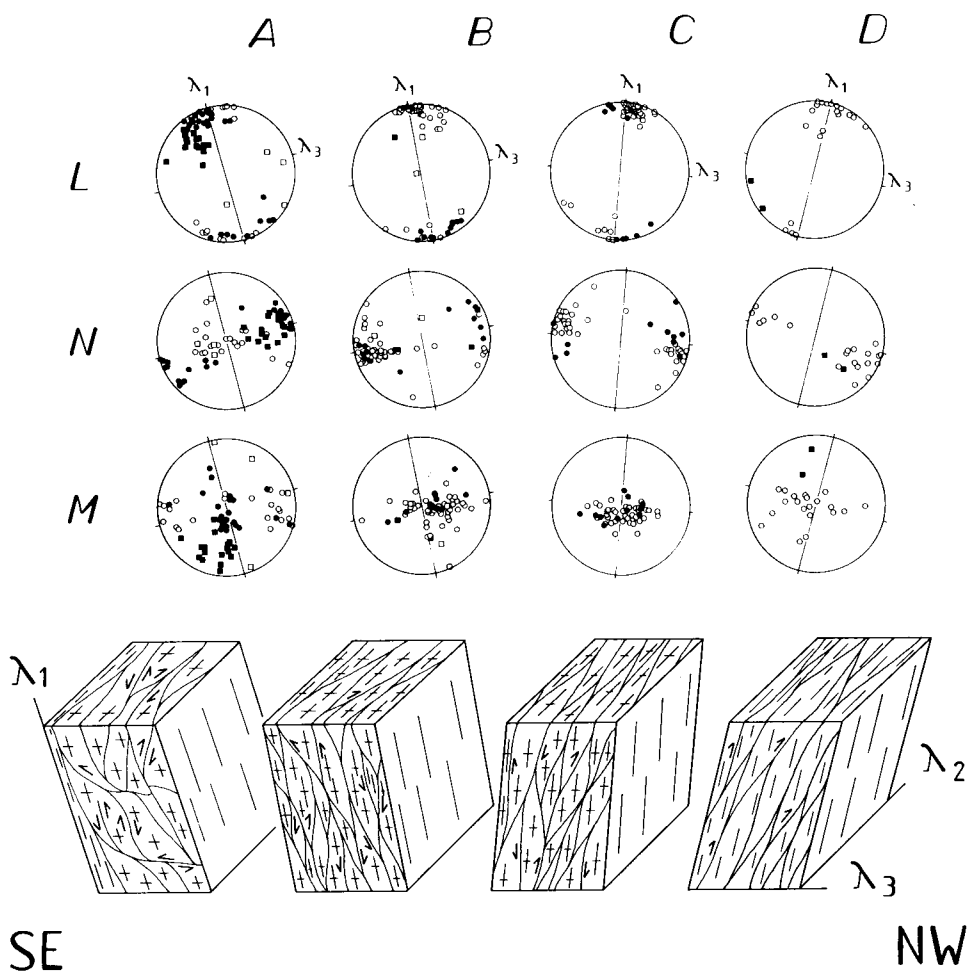


Fig. 11. Géométrie et distribution des zones de cisaillement au niveau du col du Gothard (Cf. localisation fig. 5). A: granite de Tremola; B et C: granite de Fibbia; D: granite de Gamsboden. Les projections stéréographiques sont orientées en fonction du pendage de la schistosité pour les différentes localités étudiées (même légende que fig. 10).

Mis à part les mesures effectuées dans le granite de Tremola (fig. 11 A), les directions de cisaillement (L) et les pôles des plans cisailants (N) tendent à se resserrer fortement autour de  $\lambda_1$  pour L et de  $\lambda_3$  pour N. Cette distribution rend compte d'une intensité de déformation globale forte qui rapproche les zones de cisaillement du plan de schistosité  $\lambda_1/\lambda_2$ . Cette observation est par ailleurs confortée par le contexte géologique de la région étudiée, composée en majorité d'orthogneiss (granite de Gamsboden et de Fibbia) et de rares zones préservées.

A l'échelle de la coupe du Gothard, la disymétrie de la distribution des zones de cisaillement constitue un des traits majeurs de la région étudiée. Cette disymétrie est soulignée par la dominance d'une famille de zones de cisaillement contribuant à

l'abaissement du bloc nord dans les granites de Gamsboden et de Fibbia (ronds blancs: fig. 11 B, C, D) tandis que les zones conjuguées à cette première famille abaissent le bloc sud et sont dominantes dans le granite de Tremola (rond noirs: fig. 11 A). Les zones de décrochement sont peu développées. Ce sont des zones obliques sur la schistosité avec des linéations déviées vers la direction de l'étirement fini régional  $\lambda_1$  (fort «pitch»). Elle permettent d'accomoder l'étirement parallèlement à  $\lambda_2$  (fig. 11 A, B, C, D carrés). De plus, lorsque l'intensité de la déformation devient importante le plan de schistosité évolue localement comme un plan de cisaillement. Il en résulte dans les diagrammes stéréographiques une répartition des directions de cisaillement (L) confondues avec l'étirement fini  $\lambda_1$  et des pôles des plans cisailants (N) parallèles à  $\lambda_3$  (fig. 11). Un plan d'anisotropie tel que la schistosité peut rejouer sous la forme d'un plan de cisaillement au cours d'une déformation progressive fortement non-coaxiale, lorsqu'il se rapproche du plan de cisaillement global dominant (CHOUKROUNE et al. 1977; BELL 1978). Les sens de cisaillement et le degré de non-coaxialité de la déformation peuvent être interprétés plus en détail par secteurs (1) dans les granites de Gamsboden et de Fibbia nord (fig. 11 C, D) (2) dans la granite de Fibbia sud (fig. 11 B) et (3) dans le granite de Tremola (fig. 11 A):

1. Le degré de non-coaxialité de la déformation augmente vers le granite de Gamsboden, favorisant progressivement la prédominance unique des zones de cisaillement chevauchantes vers le NW (fig. 11 C, D). Cette asymétrie peut être interprétée comme l'expression d'un aplatissement non coaxial: Le sens de cisaillement majeur est dirigé vers le NW sur cette bordure nord du massif.

2. Dans le granite de Fibbia sud, les glissements sur la schistosité sont fortement exprimés et indiquent préférentiellement un abaissement du compartiment NW de ce secteur (majorité de ronds blancs proches de  $\lambda_1$ ; fig. 11 B, diag. L; Chevauchements vers le NW pour des plans à pendages SE et failles normales pour des plans à pendage NW). Ces glissements sur la schistosité peuvent être reliés à la présence locale de zones de cisaillement de plus faibles pendages vers le nord-ouest et chevauchantes vers le sud-est. Ce type de géométrie s'amplifie progressivement vers le sud et a, par ailleurs, été décrit au col de Lukmanier (MERZ 1989).

3. Les zones de cisaillement dans le granite de Tremola sont très localisées (fig. 4 A) et leur répartition géométrique est plus complexe que dans les diagrammes précédents (fig. 11). La présence locale de décrochements senestres (carrés noirs: orientation moyenne N10; Cf. fig. 3 et 4) est responsable de cette répartition des zones de cisaillement. Lorsque il est fait abstraction de ces orientations, la distribution des orientations préférentielles des zones de cisaillement devient comparable aux diagrammes précédents. La paragenèse minéralogique des bandes de déformation du granite de Tremola est identique dans les zones de cisaillement plates ou verticales. De plus, ces bandes de déformation se recoupent mutuellement indépendamment de la valeur de leur pendage (fig. 12). Le caractère décro-chevauchant local du granite de Tremola (cf. paragraphe 2), superposé aux structures majeures enregistrées globalement à l'échelle du massif, est interprété en termes de déformation progressive comme le reflet du comportement de l'interface entre le granite de Tremola et les gneiss de la bordure sud du massif du Gothard respectivement de forte et de plus faible compétence. Les structures observées dans le granite de Tremola soulignent une forte composante de cisaillement chevauchante vers le sud-est localisée à l'interface granite-gneiss (fig. 11 A; fig. 12).

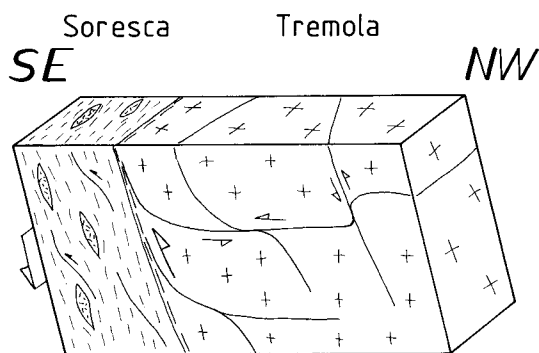


Fig. 12. Bloc diagramme schématisant la déformation sur la bordure sud du granite de Tremola au contact avec les orthogneiss de Soresca.

## 5. Modèle interprétatif et conclusions

Dans la région étudiée, la déformation alpine se produit sous des conditions métamorphiques rétrogrades variant progressivement du faciès amphibolitique au faciès schiste vert, sans modifications importantes des axes de la déformation régionale (étirement subvertical, direction de la schistosité N60-N70) (MARQUER 1987). Le double déversement décrit dans le massif du Gothard et l'inversion des sens de chevauchement entre le domaine méridional et septentrional du massif sont disymétriques dans la zone du col du Gothard (fig. 11). Cette disymétrie est notamment accentuée par la présence de zones de cisaillement à faibles pendages et chevauchantes vers le sud-est sur la bordure sud du massif (ex.: granite de Tremola). Cartographiquement, ces zones sont d'autant plus marquées que l'on progresse vers l'est du massif du Gothard (THAKUR 1973; MARQUER et al. 1985 [région de Nufenen]; MERZ 1989 [région de Lukmanier]). Ces observations sont interprétées comme une amplification du chevauchement à vergence interne (rétrocharriage) de l'ouest vers l'est à interface entre le sud du massif du Gothard et le domaine Pennique (fig. 13). De plus, les structures décrochevauchantes N30, tardives dans l'histoire tertiaire de la région (cf. paragraphe 2) sont mieux exprimées vers l'est du massif. Dans ce domaine oriental, des zones de cisaillement à caractère fragile subverticales et de directions N160-N180 sont sécantes sur toutes les structures décrites précédemment et abaissent le compartiment Est (MERZ 1989). La présence de ces différentes structures permet également d'expliquer l'allure de la trace cartographique actuelle de la bordure Sud du massif du Gothard par une remontée différentielle du compartiment occidental (Nufenen, Gothard) par rapport au domaine oriental (Lukmanier) (fig. 13.).

A l'échelle du socle externe, la continuité des structures (axes de la déformation, type d'ellipsoïde de déformation finie, double déversement) et l'évolution continue des conditions métamorphiques du nord au sud des massifs cristallins externes (Schiste vert au nord et amphibolite au sud) (FREY et al. 1974; STECK 1976; FREY et al. 1980; CHOUKROUNE et al. 1983; STECK 1984; MARQUER et al. 1985) mais également au cours

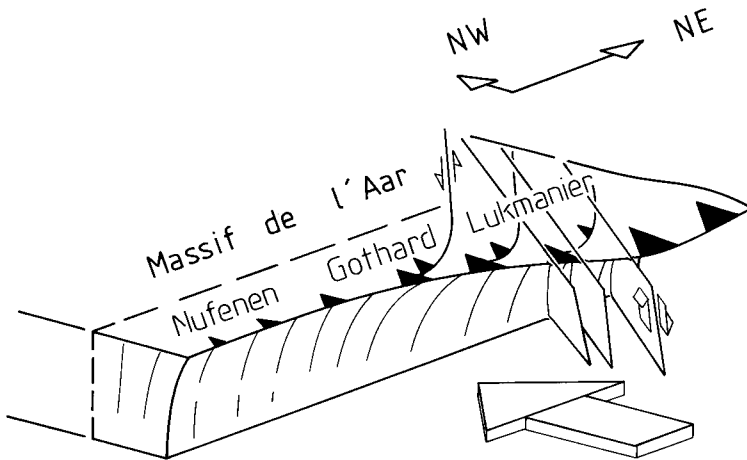


Fig. 13. Bloc diagramme schématisant la différence d'histoire entre le domaine oriental (Lukmanier) et le domaine occidental (Gothard-Nufenen). Noter l'amplification de la composante de chevauchement vers le Sud-Est et l'abaissement différentiel du domaine Nord-Est responsables de la géométrie actuelle de l'interface sud du massif du Gothard (explications dans le texte).

de l'évolution progressive des structures (Ex.: Zones de cisaillement de même orientation déformées sous des conditions métamorphiques du faciès amphibolitique puis schiste vert; MARQUER 1987) permettent de proposer une interprétation des observations en termes de déformation progressive (fig. 14). Un modèle est proposé pour expliquer la cinématique de la déformation alpine tertiaire dans la région centrale des massifs cristallins externes. Le choix de ce domaine central évite les éventuelles interactions avec des déformations supplémentaires présentes à l'ouest (Effets distentifs dans la Zone du Simplon: STECK 1984; MANCKTELOW 1985; MERLE 1987) comme à l'est (MERZ 1989). L'évolution tectonique des massifs cristallins externes peut être interprétée selon un modèle schématique de déformation par raccourcissement horizontal à l'échelle de la croûte. Le raccourcissement globalement coaxial serait accommodé par des zones de cisaillement ductiles dans le socle externe, plus particulièrement exprimées dans les gneiss des limites majeures des massifs de l'Aar et du Gothard (MARQUER et al. 1985). Le modèle schématique proposé résume l'évolution suivante (fig. 14):

1. La mise en place des unités internes (domaine pennique), précoce dans l'histoire tertiaire, s'effectue sans grandes déformations dans le socle cristallin externe tandis que la couverture helvétique présente des indices de déformation chevauchante à la limite éocène-oligocène (PFIFFNER 1986). Certaines assymétries minérales observées dans les paragneiss et les amphibolites de la bordure sud du massif du Gothard suggèrent une implication de cette bordure méridionale gneissique pendant cet épisode de mouvements tangentiels vers le NW. Ces événements précoces s'opèrent sans toutefois soumettre les granites du socle du Gothard, et notamment le granite de Tremola, à une forte déformation pénétrative. A ce stade de l'évolution de la croûte continentale

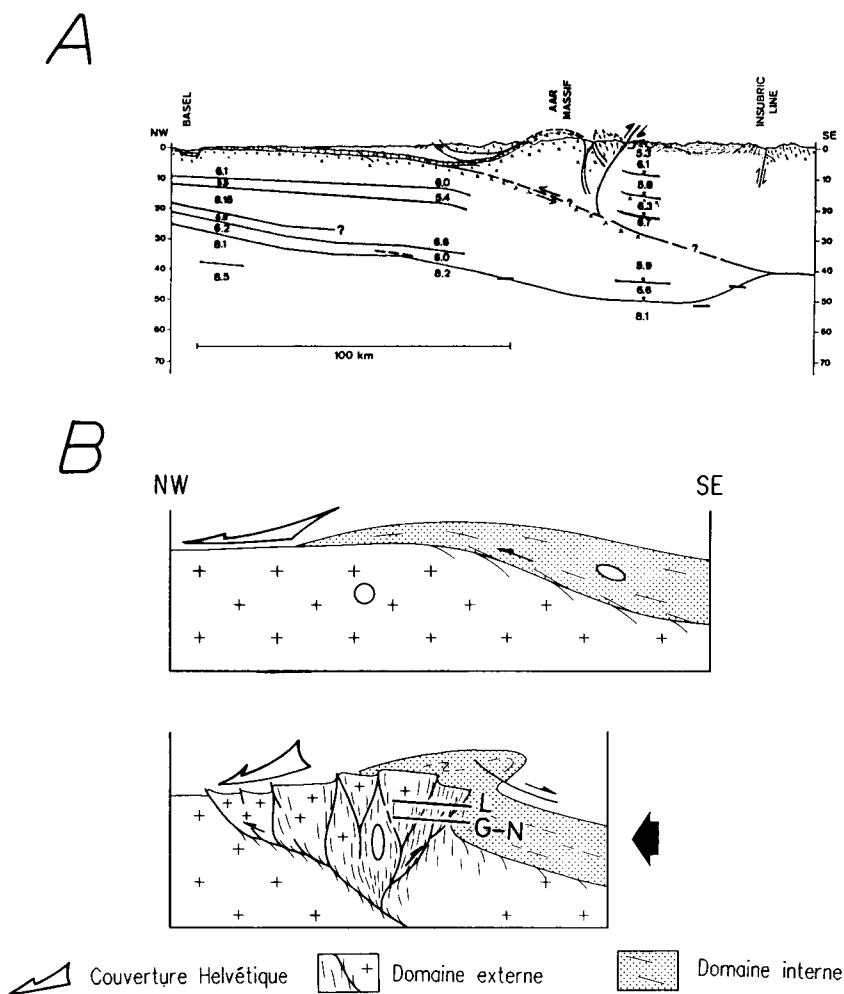


Fig. 14. Déformation du socle externe à l'échelle de la croûte: A: Structure crustale actuelle interprétative, intégrant les données géophysiques (répartition des vitesses sismiques) de MÜLLER (1982) (modifié d'après Hsü 1979). B: Modèle de déformation progressive du socle externe. Les cercles et les ellipses schématisent l'état de déformation moyen (d'après MARQUER et al. 1985). G-N: Région du Gothard et de Nufenen; L: Région de Lukmanier.

externe, seules des zones de cisaillement localisées peu nombreuses peuvent être le reflet de ces mouvements tangentiels dans l'ensemble du socle externe. La totalité de la déformation alpine se localise à cette époque dans les gneiss de la bordure sud du Gothard, préservant ainsi les massifs cristallins externes d'une forte déformation pénétrative (fig. 14B).

2. La déformation progressive oligo-miocène contribue à un fort étirement vertical et au double déversement du socle externe. Cet événement structural est contemporain des plis de grande amplitude décrits dans les domaines plus internes (rétrocharriage)

(THAKUR 1973; MILNES et al. 1977; STECK et al. 1979; HUBER et al. 1980; MILNES et al. 1980; PROBST 1981; LEU 1986; Löw 1987) et responsable de l'amplification des mouvements de procharriage, vers les domaines externes de la chaîne, dans les unités de la couverture helvétique (TRÜMPY 1980; PFIFFNER 1985, 1986). Les interférences entre la déformation du socle externe et celles de la couverture sédimentaire conduisent à l'obtention de structures complexes superposées au front du massif de l'Aar (ROHR 1926; KAMMER 1985, 1989).

Cet épisode d'épaississement crustal correspond à la période du métamorphisme de haut grade enregistré par cette région externe (FREY et al. 1980) et doit se situer au alentours de 30–20 M.a. sur les bases d'âges sur minéraux (STEIGER 1964; JÄGER et al. 1967; DEUTSCH et al. 1985) et de relations structurales et stratigraphiques (TRÜMPY 1980; BREITSCHMID 1982; PFIFFNER 1986). Ce modèle schématique intègre les interprétations des anciennes données géophysiques (MÜLLER 1982) suggérant la présence d'un grand chevauchement crustal profond sous l'ensemble du domaine externe (Hsü 1979) (fig. 14 A). En outre, il pourrait rendre compte de certains réflecteurs sismiques profonds pentés vers le nord, récemment mis en évidence dans les profils des géotransverses sismiques suisses (Schweizerische Arbeitsgruppe für Reflexionsseismik 1988; PFIFFNER et al. 1988; FREI et al. 1989).

## Remerciements

L'auteur tient à remercier ses collègues du CAESS (Rennes) et de l'institut de géologie de Neuchâtel pour les fructueuses discussions et suggestions pendant la réalisation et la rédaction de ce travail. Plus particulièrement mes remerciements s'adressent à P. Choukroune et à D. Gapais pour leurs remarques et leur disponibilité lors de l'élaboration de cette étude. Enfin, ma gratitude revient également à J.R. Ramsay et M.R. Handy pour les critiques constructives du manuscrit.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARNOLD, A. 1970a: On the History of the Gotthard Massif (Central alps, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 63/1, 29–30.
- 1970b: Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 138.
- ARTHAUD, F. 1969: Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaires d'une population de faille. *Bull. Soc. Géol. France* 7, XI, 729–737.
- BELL, T.H. 1978: Progressive deformation and re-orientation of fold axes in a ductile mylonite zone. The Woodroff thrust. *Tectonophysics* 44, 285–320.
- 1981: Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* 75, 273–296.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P., & JEGOUZO, P. 1979: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: example of the south armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31–42.
- BREITSCHMID, A. 1982: Diagnose und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 331–380.
- CHOUKROUNE, P., & LAGARDE, J.L. 1977: Plans de schistosité et déformation rotationnelle: l'exemple du gneiss de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). *C. R. Acad. Sc. Paris* 284, série D, 2331–2334.
- CHOUKROUNE, P., & GAPAIS, D. 1983: Strain pattern in the Aar granite (central alps); Orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.* 5, 3/4, 411–418.
- COBBOLD, P.R., & GAPAIS, D. 1986: Slip system domains. I. Plane strain kinematics arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics* 131, 113–132.
- DEUTSCH, A., & STEIGER, R.H. 1985: Hornblende K-Ar and the climax of tertiary metamorphism in the lepine alps (south central Switzerland); an old problem reassessed. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 175–189.

- DUNNET, D. 1969: A technique of finite strain analysing using elliptical particles. *Tectonophysics* 7, 117–136.
- FLINN, D. 1962: On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 118, 385–428.
- FREI, W., HEITZMANN, P., LEHNER, P., MÜLLER, ST., OLIVIER, R., PFIFFNER, O.A., STECK, A., & VALASEK, P. 1989: Geotraverses across the Swiss Alps. *Nature* 340, 544–548.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E., & NIGGLI, E. 1974: Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 54/2/3, 227–290.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E., & MULLIS, J. 1980: Alpine metamorphism along the geotraverse Basel – Chiasso – a review. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527–546.
- GAPAIS, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P., MAHDJOUB, Y., & MARQUER, D. 1987: Bulk kinematics from shear zone patterns; some field examples. *J. Struct. Geol.* 9, 5/6, 635–646.
- GAPAIS, D., & COBBOLD, P.R. 1987: Slip system domains. II. Kinematic aspect of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics* 138, 289–309.
- GRÜNENFELDER, M. 1962: Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 42, 6–7.
- HEIM, A. 1921: *Geologie der Schweiz. Band II. Die Schweizer Alpen.* Chr. Herm. Tauchnitz. Leipzig.
- Hsü, K.J. 1979: Thin-skinned plate tectonics during nealpine orogenesis. *Amer. Journ. Science* 279, 353–366.
- HUBER, M., RAMSAY, J., & SIMPSON, C. 1980: Deformation in the Maggia and Antigorio nappes Lepontines Alps. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 593–606.
- JÄGER, E., & NIGGLI, E. 1964: Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 44/1, 61–81.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. 1967: Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.* 134, 1–67.
- KAMMER, A. 1985: Bau und Strukturen des Nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente zwischen dem Sustenpass und Grindelwald (Berner Oberland). Thèse de l'université de Neuchâtel.
- 1989: Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 69, 37–53.
- KLAPER, E.M. 1986: Deformation und Metamorphose im Gebiet des Nufenenpasses (Lepontinische Alpen). *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 66, 115–128.
- LABHART, T.P. 1977: Aarmassiv und Gotthardmassiv. *Sammlung Geologischer Führer, Band 63.* Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- LEGOFF, E. 1989: Conditions pression-temperature de la déformation dans les orthogneiss: Modèle thermodynamique et exemples naturels. Thèse d'université de Rennes. (sous presse: Mem. Doc. CAESS).
- LEGOFF, E., & MARQUER, D. 1989: P-T constraints in oligoclase and garnet-bearing orthogneiss: the example of the Fibbia granite (Gotthard Massif, Central Swiss Alps). (*Soumis Schweiz. mineral. petrog. Mitt.*).
- LE THÉOFF, B. 1977: Marqueurs éllipsoïdaux et déformation finie. Application aux synclinaux de Bretagne centrale et aux «mantled gneiss domes» de Kuopio (Finlande). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes, (non publiée).
- LEU, W. 1986: Die Penninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. Thèse de doctorat de l'université de Bern.
- LÖW, S. 1987: Die tektono-metamorphe Entwicklung der nördlichen Adula-Decke. *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 161.
- MANCKTELOW, N. 1985: The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- 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* 301, II, 8, 543–546.
- MARQUER, D., GAPAIS, D., & CAPDEVILA, R. 1985: Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, alpes centrales suisses). *Bull. Mineral.* 108, 209–221.
- MARQUER, D. 1987: Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (alpes centrales Suisses). *Mem. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes*, 10.
- 1989: Transfert de matière et déformation des granitoïdes. Aspects méthodologiques. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 69, 13–33.
- MERLE, O. 1987: Histoire de la déformation dans les Alpes Lépointines occidentales (Alpes centrales). *Bull. Soc. Géol. France* 3/1, 183–190.
- MERZ, C. 1989: L'intrusif Medel-Cristallina (Massif du Gothard oriental), partie I: Deformations alpines et relations socle-couverture. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 69, 53–73.
- MILNES, A.G., & PFIFFNER, O.A. 1977: Structural development of the infrahelvetic complex, eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- 1980: Tectonic evolution of the central alps in the cross section St. Gallen-Como. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 619–633.

- MITRA, G. 1978: Ductile deformation zones and mylonites; The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *Amer. Journ. Science* 278, 1057–1084.
- 1979: Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1/90, 935–951.
- MÜLLER, S. 1982: Deep structure and recent dynamics in the Alps. In: mountain building processes. (Ed. by Hsü K.J.), Academic press.
- PIFFNER, O.A. 1985: Displacement along thrust faults. *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 313–333.
- 1986: Evolution of the north alpine foreland basin in the central alps. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 8, 219–228.
- PIFFNER, O.A., FREI, W., FINCKH, P., & VALASEK, P. 1988: Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps: explosion seismology results for line NFP 20-East. *Geology* 16, 987–990.
- PROBST, P. 1980: Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 153, 1–64.
- RAMSAY, J.G. 1967: *Folding and fracturing of rocks*. Ed. Graw Hill, New York.
- ROHR, K. 1926: Stratigraphie und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (Zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). *Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F.* 57/1, 1–62.
- SIMPSON, C., & SCHMID, S. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 94, 1281–1288.
- Schweizerische Arbeitsgruppe für Reflexionsseismik 1988: Vorläufige Ergebnisse der Alpen traversen des NFP-20 «Geologische Tiefenstruktur der Schweiz». *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 54/126, 1–30.
- STECK, A. 1966: Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 130.
- 1968: Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des Westlichen Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 19–48.
- 1976: Albit-Oligoklas Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 56, 269–292.
- 1984: Structures de déformations tertiaires dans les alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- STECK, A., & BURRI, G. 1971: Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 51/2/3, 534–538.
- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G., & BURRI, M. 1979: Compte rendu de l'excursion de la société géologique Suisse et la société Suisse de minéralogie et pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287–311.
- STEIGER, R.H. 1962: Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard und Lukmanierpass. *Schweiz. mineral. petrog. Mitt.* 42, 381–577.
- 1964: Dating of orogenic phases in the central alps by K-Ar ages of Hornblende. *Jour. Geophys. Res.* 69/24, 5407–5421.
- THAKUR, V.C. 1973: Events in alpine deformation and metamorphism in the northern pennine zone and southern Gotthard massif regions Switzerland. *Geol. Rundsch.* 62, 549–563.
- TRUESDELL, C., & TOUPIN, R. 1960: The classical field theory. *Handbuch der physik. Encyclopedia of physics.* S. Flügge, 3 (1), 226–793.
- TRÜMPY, R. 1980: *Geology of Switzerland, a guide book. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. Wepf, Basel.
- WATTERSON, J. 1968: Homogeneous deformation of the gneisses of Vesterland, SW Greeland. *Medd. Grønland*, 175.