

# Déformation et anchi-métamorphisme (?) dans le Trias supérieur au Sud de Menaggio (Alpes Méridionales, Italie)

ANNA SOMMARUGA<sup>1</sup>

## RÉSUMÉ

Dans cette région, marquée par la tectonique distensive de la marge Sud de la Téthys au début du Mésozoïque, les déformations alpines ont laissé des traces importantes. L'enfouissement des formations triasiques a conduit le cortège minéralogique vers des associations caractéristiques de la diagenèse profonde. Les déformations étudiées à l'échelle régionale et à l'échelle microscopique sont cohérentes avec le système de compression alpin N-S d'âge tertiaire. Le style de plis et l'étude des microstructures de la calcite montrent que la déformation s'est faite dans un environnement où les températures se situaient au début de l'anchizone. Des températures isotopiques de  $210\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 30\text{ }^{\circ}\text{C}$  sont obtenues par la thermométrie isotopique appliquée sur des veines de quartz-calcite syntectoniques.

## RIASSUNTO

In questa regione, marcata dalla tettonica distensiva del margine Sud passivo dell'oceano Tetide all'inizio del Mesozoico, le deformazioni alpine sono importanti. Il seppellimento delle formazioni del Trias ha trasformato i minerali argillosi in una associazione caratteristica della diagenesi profonda. Le deformazioni alla scala regionale e alla scala microscopica sono coerenti e indicano un raccorciamento alpino N-S d'età terziaria. Lo stile di pieghe e lo studio delle microstrutture della calcite indicano che la deformazione si è fatta in un ambiente dove le temperature si situavano all'inizio dell'anchizone. La termometria isotopa, applicata su delle vene di quarzo-calcite sintettoniche, permette di ottenere delle temperature isotope di  $210\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## ABSTRACT

The studied area is part of the passive, southern margin of the Tethys which is characterized by early Mesozoic extension and important Alpine shortening. Burial of the Triassic formations led to transformations of the clay mineral assemblage typical for deep diagenesis. Deformation on a regional and on a microscopic scale are coherent and indicate N-S compression of Tertiary age. Fold style and calcite microstructures suggest that the deformation took place under deep burial, close to anchizonal temperature conditions.  $210\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 30$  is obtained from isotopic thermometry applied to syntectonic calcite-quartz veins.

<sup>1</sup> Institut de Géologie, rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel.

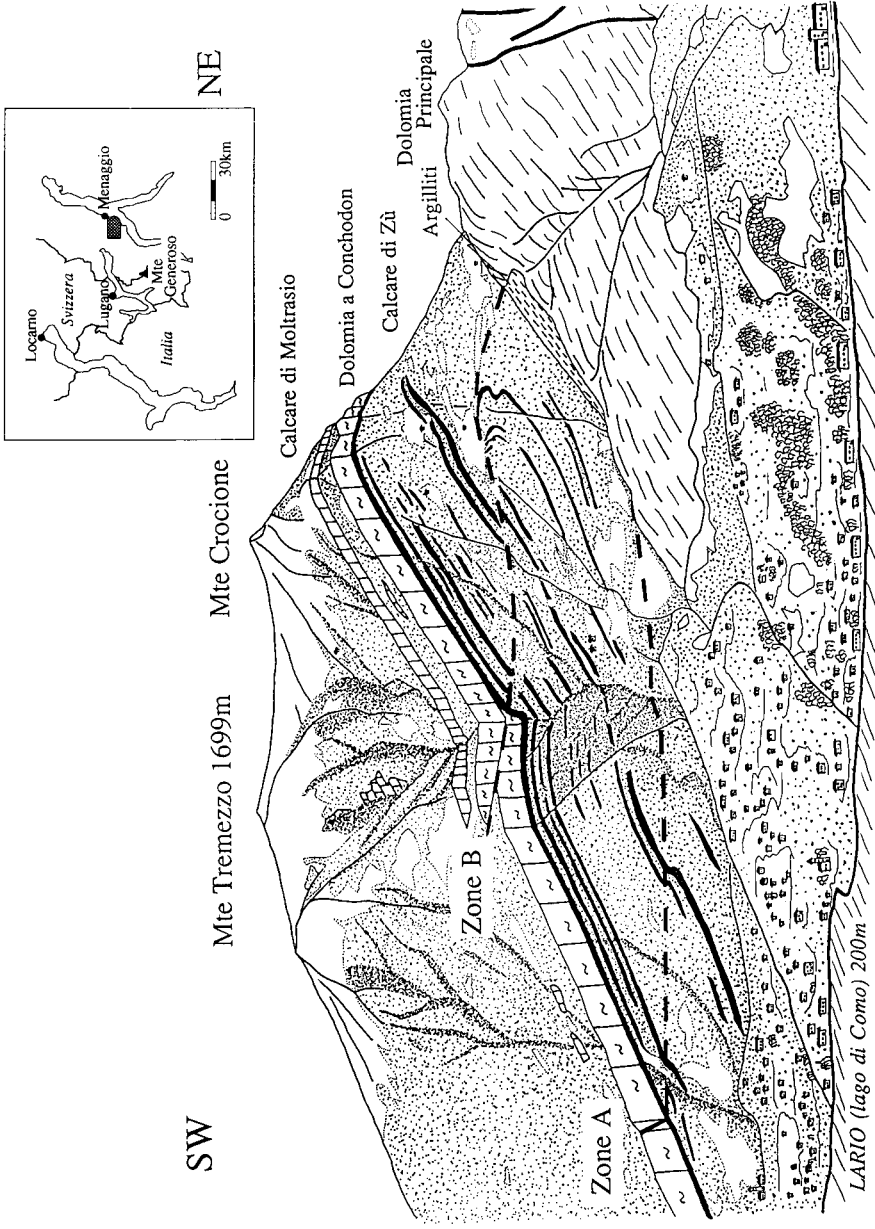


Fig. 1. Situation et panorama NE-SW du secteur étudié, rive droite du lac de Côme au Sud de Menaggio. A et B représentent deux zones de failles fragiles subhorizontales qui chevauchent vers le Sud-Ouest.

## 1. Introduction

Le secteur étudié se situe en Italie du Nord (Lombardie) dans les Alpes Méridionales sur la rive Ouest du lac de Côme, dans le bassin du Monte Generoso. Jusqu'à ce jour, les études géologiques se sont essentiellement intéressées aux aspects stratigraphiques (GNACCOLINI 1965, GAETANI et al. 1986, BURCHELL et al. 1990). Durant le Trias tardif et le Lias, l'ouverture de ce bassin reflète une forte tectonique distensive (BERNOULLI 1964, BERTOTTI 1991). La lithologie est représentée par la *Dolomia Principale* d'âge norien surmontée d'une alternance de marnes et de calcaires d'âge rhétien (*Argillite di Riva di Solto*, *Calcarea di Zù* et *Dolomia a Conchodon*) et liasique (*Formazione di Moltrasio*) (fig. 1). Le but de ce travail est de caractériser la déformation de ces roches à toutes les échelles et d'estimer les températures associées.

## 2. Déformation

### 2.1 Déformation à l'échelle régionale

L'ensemble des lithologies montre une structure monoclinale avec un pendage de 40° vers le SW. Les formations rhétiennes sont recoupées par deux zones de failles fragiles subhorizontales chevauchant vers le Sud (A et B sur la figure 1). Dans le *Calcarea di Zù*, les zones A et B sont marquées par des plis métriques à décamétriques d'axe N 290°–300° incliné de 25° vers le NW, avec en zone A des plis en genoux et en zone B des plis plus évolués et même discontinus de type plis-failles (fig. 2). Au-dessus de ces accidents, la falaise de *Dolomia a Conchodon* constitue une grande barre massive qui se comporte de manière très compétente avec une structure de chevauchement sans plissement.

Dans les lithologies noriennes et rhétiennes, l'analyse dynamique de stries sur les plans de failles a été réalisée selon la méthode des dièdres droits d'ANGELIER & MECHLER (1977). Le résultat met en évidence deux champs de contraintes différents: l'un de type faille normale et l'autre de type faille inverse. Les deux sens de mouvement ont été observés sur le même plan de faille. Les failles normales représentent un sys-

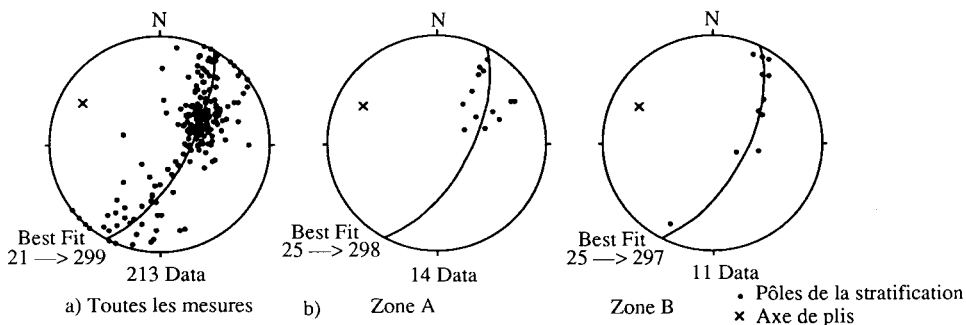


Fig. 2. Stéréogrammes des pôles des plans de stratification du *Calcarea di Zù*. Les axes de plis sont obtenus par le programme Stereoplot (MANCKTELOW 1990) qui calcule le meilleur grand cercle («Best fit»). Canevas de Schmidt, en hémisphère inférieur. En a) toutes les mesures; en b) exemple de la zone A et exemple de la zone B.

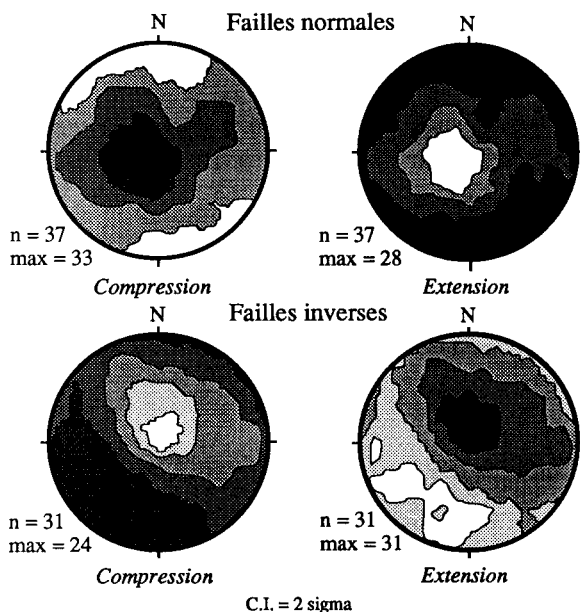


Fig. 3. Stéréogrammes de densité des analyses dynamiques des stries sur les plans de failles.  $n$  = nombre de couples (faille/strie);  $\max$  = nombre de couples compatibles entre eux. C.I. = Contour Interval (voir KAMB 1959). Programme d'ALLMENDIGER et al. (1989). Canevas de Schmidt, en hémisphère inférieur. En haut failles normales et en bas failles inverses.

tème en extension dont l'axe d'extension  $\sigma_3$  est subhorizontal avec une direction NW-SE (fig. 3a). Les failles inverses quant à elles sont associées à un système en compression dont l'axe de compression  $\sigma_1$  subhorizontal est orienté NNE-SSW (fig. 3b). Cette orientation est perpendiculaire aux axes des plis locaux et s'accorde bien avec le raccourcissement alpin d'âge tertiaire de cette région (LAUBSCHER 1985, BERTOTTI 1991). Par contre, nos recherches ne nous permettent pas pour le moment de dater le système en extension. N'ayant pas mis en évidence des brèches sédimentaires associées aux plus grandes failles, il est difficile d'attribuer cette phase à l'extension Mésozoïque. Elle pourrait être en relation avec la subsidence de la plaine du Pô.

## 2.2 Déformation à l'échelle métrique

Au niveau de la zone de chevauchement B, on observe dans les lithologies litées des plis en genoux ou coffrés qui soulignent le sens du mouvement. Les figures 4 et 5 illustrent ce phénomène à différentes échelles. Les observations sur surface polies et en lame mince dans les zones de charnières montrent que, le plissement est accommodé par la dissolution (stylolithes) et accompagné de fracturation-cristallisation. La calcite secondaire (en noir sur la fig. 5A) a cristallisé sous forme de fibres en «escaliers d'acréation» au sein des microfailles qui se situent sur les flancs et à l'intrados du pli. Ces

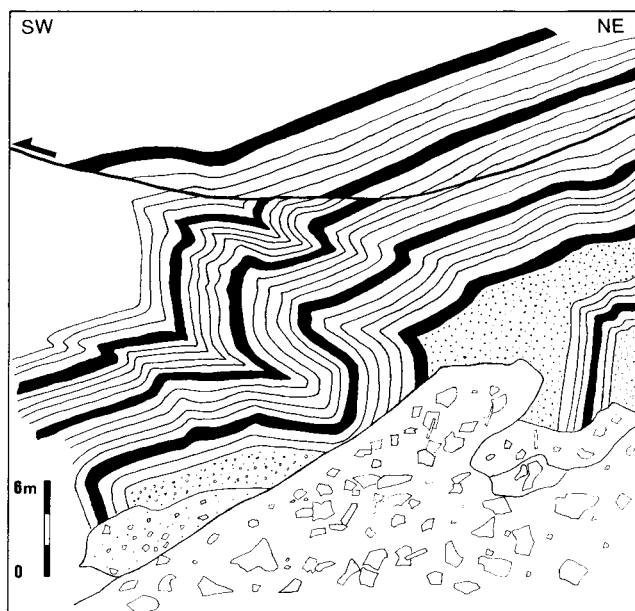


Fig. 4. Plis coiffés à la base de la falaise de *Dolomia a Conchodon* sur la zone B. En noir sont représentés des bancs un peu plus marneux.

failles sont interprétées comme liées à un raccourcissement parallèle à la stratification et précoce par rapport au plissement. Lors du serrage du pli, ces microfailles se sont plissées passivement et ont pu être réactivées localement. Sur la figure 5D le sens de cisaillement est souligné par les fibres de calcite, qui indiquent une croissance courbe et qui représentent différents incréments de la déformation. Le mouvement général est sénestre sur le flanc droit et dextre sur le flanc gauche (fig. 5C). Les joints stylolithiques sont de deux types: les uns parallèles, les autres perpendiculaires à la stratification. Les premiers sont d'origine diagénétique et ont pu fonctionner comme zone de glissement couche sur couche, les seconds sont d'origine tectonique. L'ensemble des déformations observées montre des différences notables avec des plis comparables du Jura (DROXLER & SCHAEER 1979) et des Préalpes médianes plastiques (MOSAR 1989). Bien que l'arrangement géométrique des stylolithes est sensiblement le même dans les trois régions (Jura, Préalpes et notre exemple), la disposition des veines est très différente. Au contraire des plis des Préalpes et du Jura, on remarque dans notre cas une absence totale de veines d'extension sur l'extrados du pli. Les rares cristallisations de calcite sont toujours sous forme de fibres en «escalier» associées à des microfailles et ne semblent guère suffisantes pour compenser la perte de volume indiquée par les stylolithes tectoniques. Ces comportements différents pourraient être liés, soit à des variations lithologiques, soit à des températures plus élevées que dans les Préalpes médianes externes. La deuxième hypothèse semble être confirmée par les microstructures de la calcite, expliquées ci-dessous.

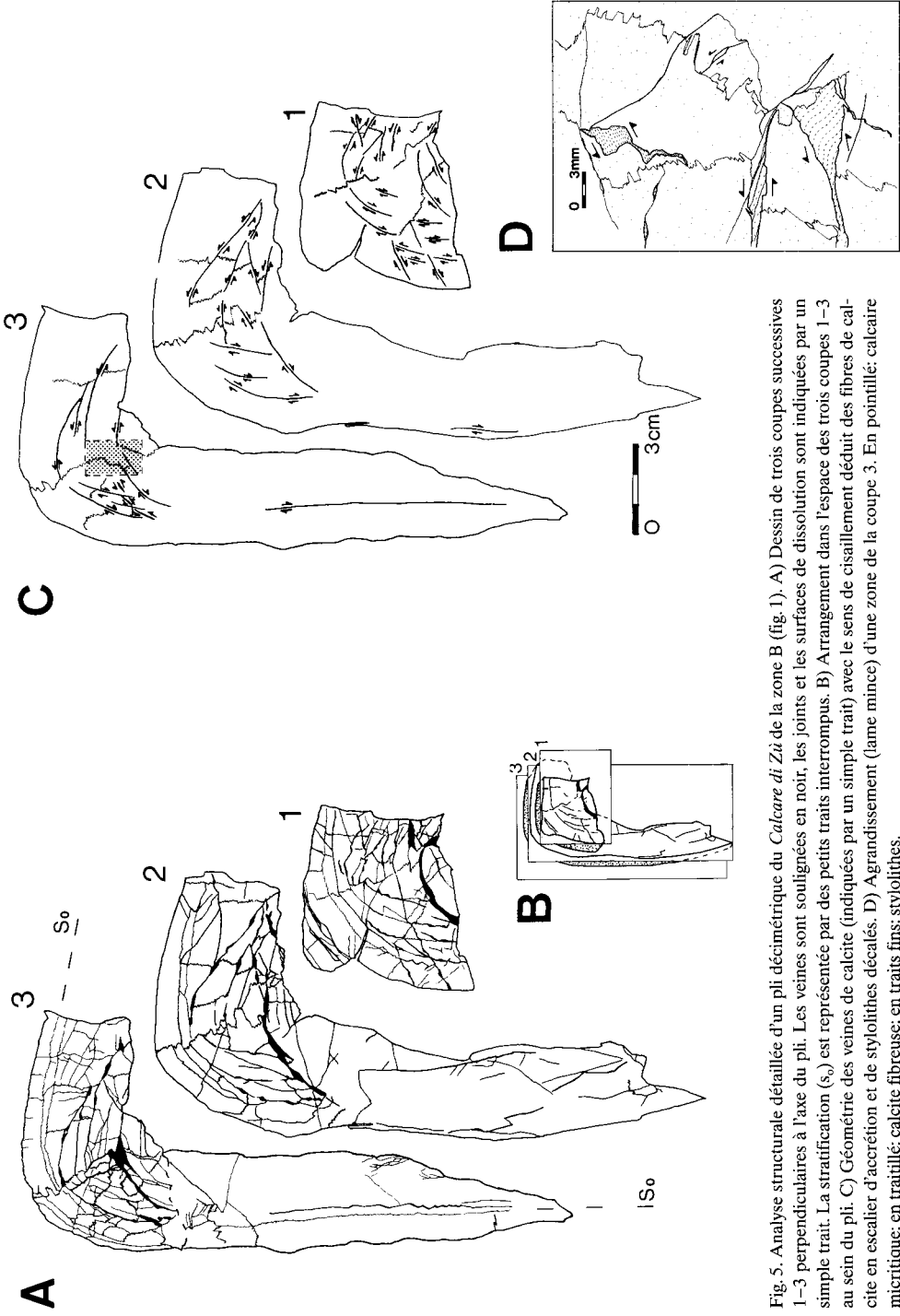


Fig. 5. Analyse structurale détaillée d'un pli décimétrique du *Calcaire de Zú* de la zone B (fig. 1). A) Dessin de trois coupes successives 1–3 perpendiculaires à l'axe du pli. Les veines sont soulignées en noir, les joints et les surfaces de dissolution sont indiquées par un simple trait. La stratification ( $S_0$ ) est représentée par des petits traits interrompus. B) Arrangement dans l'espace des trois coupes 1–3 au sein du pli. C) Géométrie des veines de calcite (indiquées par un simple trait) avec le sens de cisaillement déduit des fibres de calcite en escalier d'accrétion et de stylolithes décalés. D) Agrandissement (lame mince) d'une zone de la coupe 3. En pointillé: calcaire micritique; en traitillé: calcite fibreuse; en traits fins: stylolithes.

### 2.3 Déformation à l'échelle microscopique

En plus des stylolithes et des veines, on observe sur lame mince également de la déformation intracrystalline. Les macles de la calcite sont présentes dans les remplissages sparitiques des coquilles de lamellibranches et dans les veines des formations rhétiennes. Des analyses de déformation, utilisant les macles de la calcite, ont été effectuées selon les méthodes de SPANG (1972), GROSHONG (1972) et de PFIFFNER & BURKHARD (1987). Les résultats de deux échantillons, localisés à des endroits différents, sont tout à fait analogues. Ils indiquent une quantité de raccourcissement de 8 à 11%, d'orientation N-S. L'une de ces analyses est représentée sur les stéréogrammes de la figure 6. Le raccourcissement Z a une direction N-S et plonge de 45° vers le Sud; il est perpendiculaire à l'axe de pli (fig. 6a) et ne forme qu'un faible angle avec la stratification. L'étirement X est orienté NE-SW et plonge de 30° vers le N. Le champ de contrainte (fig. 6b) permet une comparaison directe des axes de la déformation intracrystalline avec les directions déjà retenues par la méthode de l'analyse dynamique des failles (fig. 3 en bas) pour la phase de compression alpine.

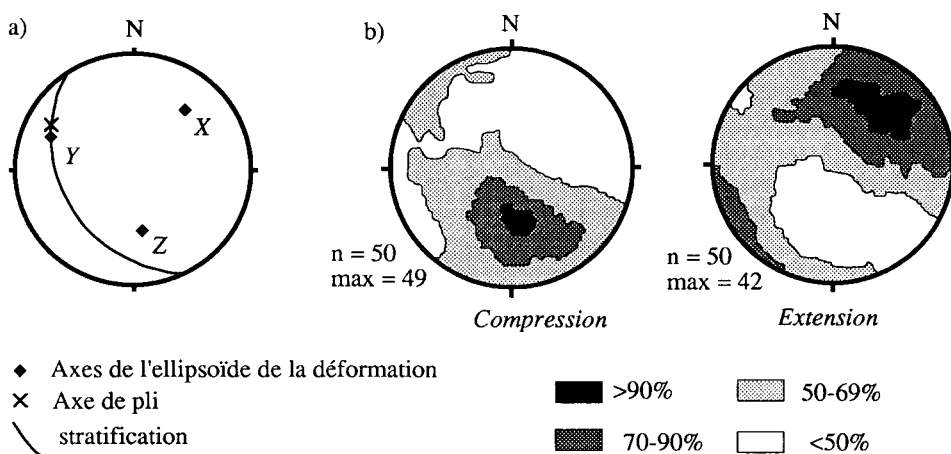


Fig. 6. Stéréogrammes des résultats d'analyse des macles de la calcite. Canevas de Schmidt, en hémisphère inférieur. En a) les trois axes de la déformation selon la méthode de SPANG (1972). En b) le champ des contraintes selon la méthode de PFIFFNER & BURKHARD (1987). n = nombre de mesures effectuées; max = nombre de mesures compatibles entre elles.

### 3. Anchi-métamorphisme (?)

Les analyses minéralogiques du résidu insoluble argileux ont été effectuées au Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie de l'Université de Neuchâtel. Les échantillons (25) ont été préparés selon les méthodes de RUMLEY & ADATTE (1983) et KÜBLER (1987) pour la diffraction RX avec le SCINTAG XDS2000 (KÜBLER 1990). L'analyse de la faible quantité de résidu argileux montre la présence de corrensite (interstratifié régulier de type ABAB chlorite/smectite) dans les faciès dolomitiques, alors que dans les faciès calcaires, on note la coexistence de chlorite, d'il-

lite et d'interstratifiés irréguliers de type illite/smectite dont le taux de gonflants ne dépassent pas 20% (WEAVER 1956, DUNOYER DE SEGONZAC & BERNOULLI 1976). La présence de corrensite (KÜBLER 1973) et les valeurs très variables de la cristallinité de l'illite (valeurs allant de 0,3 à 1 °2 $\theta$ CuK $\alpha$  Scintag) correspondent à la diagenèse profonde (zone 3–4 de KÜBLER 1984). Cette association minéralogique semble être le reflet d'une évolution thermique liée à l'enfouissement, estimé selon la littérature à 6 000 m environ (BERNOULLI 1964).

Dans le but de déterminer des températures, neuf analyses d'isotopes stables de l'oxygène ont été effectuées à Saskatoon (Canada) sur des échantillons composés de calcite et de diverses formes de quartz. Les résultats sont résumés dans le tableau 1. Les températures ont été calculées en utilisant les facteurs de fractionnement calcite-eau (O'NEIL et al. 1969) et quartz-eau (CLAYTON et al. 1972). Par rapport aux « calcaires marins » typiques ( $\delta^{18}\text{O}$  environ 24–28‰ SMOW), les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des calcaires étudiés montrent une tendance vers un appauvrissement en  $^{18}\text{O}$  probablement lié à la diagenèse profonde (comparer avec FRISIA-BRUNI et al. 1989, BERTOTTI 1991). Cet appauvrissement se marque le plus dans les deux échantillons de veines tectoniques (A18 et A19). Il s'agit de veines associées à des plans de failles où la calcite et le quartz ont cru simultanément en fibres. En supposant que cette croissance a eu lieu en équilibre isotopique avec un fluide, les valeurs des températures isotopiques calculées sont de 206 °C ou 216 °C  $\pm$  30 °C. Dans l'échantillon A36, du quartz authigène a remplacé un ciment calcaire de type pallisadique en bordure des coquilles d'une tempestite; ce quartz indiquerait une température de 287 °C  $\pm$  45 °C, en supposant que celui-ci était en équilibre isotopique avec la matrice calcaire. Un raisonnement similaire montre une température d'environ 100 °C pour la cristallisation de nodules de silice dans les calcaires du Lias inférieur (AM1) – en extrapolant cependant le facteur de fractionnement du quartz au-dessous de son domaine d'application.

Aux niveaux des microstructures de la calcite, on observe la présence de macles épaisses et courbes, de sous-grains et de macles partiellement recristallisées, témoins

Echantillon		$\delta^{13}\text{C}$ calcite	$\delta^{18}\text{O}$ calcite	$\delta^{18}\text{O}$ quartz	Température	Remarques
Lithologie		‰ PDB	‰ SMOW	‰ SMOW	isotopique °C	
A18.1	Ra	-1.5	20.9	23.5	<b>206</b> +/-28	veine
A18.2	Ra	-1.7	19.0			matrice
A19	Ra	-1.9	22.6	25.1	<b>216</b> +/-30	veine
A36	Rc	+1.2	25.4	27.3	<b>287</b> +/-45	quartz authigène
AM1	Cdm	+0.9	25.7	30.1	<b>96</b> +/-13	nodule de silice

Tableau 1: Résultats des analyses isotopiques. Lithologies: Ra = *Argillite di Riva di Sotto*; Rc = *Calcare di Zù*; Cdm = *Calcare di Moltrasio*.

d'une déformation associée à un métamorphisme d'anchizone. En comparaison avec des études semblables dans l'Helvétique (GROSHONG et al. 1984, BURKHARD 1986) et dans les Préalpes (MOSAR 1989, tab. III), ces microstructures indiqueraient une déformation dans des conditions anchizonales, voisines de 200 °C. Ces valeurs sont en accord avec les températures isotopiques, mais légèrement plus élevées que celles estimées par les associations minéralogiques.

#### 4. Conclusions

La déformation à l'échelle régionale est de type fragile et se caractérise par des chevauchements et des failles. Localement, à l'échelle métrique, les structures rencontrées sont des plis en genoux ou coffrés. A l'échelle microscopique, les macles sont les marqueurs de la déformation. Elles sont fréquentes partout et elles soulignent l'importance de la déformation intracrystalline, de type plastique. Ces déformations se sont développées lorsque l'épaisseur de la couverture sédimentaire était totale, c'est-à-dire au moins de 6 km. De plus, elles sont toutes cohérentes avec une compression subhorizontale orientée N-S d'âge alpin. Cependant il reste à situer la phase d'extension observée, qui pourrait être en relation avec la subsidence de la plaine du Pô.

#### Remerciements

Je tiens à remercier avec plaisir D. Bernoulli et G. Bertotti qui m'ont proposé ce terrain, J.-P. Schaer, B. Kübler et M. Burkhard pour leur aide et soutien, R. Kerrich pour les analyses isotopiques ainsi que T. Adatte, T. Baudin et J. Mosar pour avoir commenté cet article. Toute ma reconnaissance va aussi aux deux relecteurs D. Bernoulli et M. Frey.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ALLMENDIGER, R.W., MARETT, R.A. & CLADOUHOS, T. 1989: Fault Kinematics: a program for analyzing fault slip data for the Macintosh computer. Cornell University, Ithaca.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France* 19, 1309–1318.
- BERNOULLI, D. 1964: Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, n.F. 118.
- BERTOTTI, G. 1991: Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western Southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, Northern Italy). *Mem. Sci. geol. (Padova)* 43, 17–123.
- BURCHELL, M.T., STEFANI, M. & MASETTI, D. 1990: Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. *Sedimentology* 37, 795–815.
- BURKHARD, M. 1986: Déformation des calcaires de l'Helvétique de la Suisse occidentale (Phénomènes, mécanismes et interprétation tectoniques). *Rev. Géol. dyn. Géograph. phys.* 27, 281–301.
- CLAYTON, R.N., O'NEIL, J.R. & MAYEDA, T.K. 1972: Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.* 77, 3057–3067.
- DROXLER, A. & SCHAER, J.P. 1979: Déformation cataclastique plastique lors du plissement sous faible couverture de strates calcaires. *Eclogae geol. Helv.* 72, 551–570.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. & BERNOULLI, D. 1976: Diagenèse et métamorphisme dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). *Bull. Soc. géol. France* (7) 18/5, 1283–1293.
- FRISIA-BRUNI, S. & JADOUL, F. 1989: Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint. *Sedimentology* 36, 685–699.

- GAETANI, M., GIANOTTI, R., JADOU, F., CIARAPICA, G., CIRILLI, S., LUALDI, A., PASSERI, L., PELLEGRINI, M. & TANNOIA, G. 1986: Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana. *Mem. Soc. geol. ital.* 32, 5–48.
- GNACCOLINI, M. 1965: Il Trias in Lombardia. XII. Il Retico nelle regioni comprese fra il lago di Lugano e il ramo orientale del lago di Como. *Riv. ital. Paleont. Strat.* 71, 415–448.
- GROSHONG, R.H. 1972: Strain calculated from twinning in calcite. *Bull. geol. Soc. Amer.* 82, 2025–2038.
- GROSHONG, R.H., PFIFFNER, A.O. & PRINGLE, L. 1984: Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *J. struct. Geol.* 1, 155–162.
- KAMB, W.B. 1959: Ice petrographic observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *J. geophys. Res.* 64, 1891–1909.
- KÜBLER, B. 1973: La corrensite, indicateur possible des milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. Pau SNPA* 7, 543–556.
- 1984: Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: *Thermométrie et barométrie géologiques.* (Ed. par LAGACHE, M.). Soc. franç. Minér. Crist. Paris, 489–596.
- 1987: Cristallinité de l'illite. Méthodes normalisées de préparation. Méthode normalisée de mesure. *Cahiers de l'Institut de géologie, Neuchâtel (Suisse)* n° 43. Série A.D.X. n° 2, 10.
- 1990: «Cristallinité de l'illite» et mixed-layers: brève révision. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 89–93.
- LAUBSCHER, H.P. 1985: Large scale, thin-skinned thrusting in the Southern Alps: Kinematic models. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 710–718.
- MANCKTELOW, N. 1989: Stereoplot. Programme Macintosh. Geologisches Institut, ETH-Zentrum Zürich.
- MOSAR, J. 1989: Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 82, 765–793.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.* 51, 5547–5558.
- PFIFFNER, A.O. & BURKHARD, M. 1987: Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. *Ann. tectonicae* 1, 48–57.
- RUMLEY, G. & ADATTE, TH. 1983: Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 16  $\mu\text{m}$ , pour analyse par diffraction X. *Cahier de l'Institut de géologie, Neuchâtel (Suisse)* n° 9. Série A.G. 5, 4.
- SPANG, J.H. 1972: Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamella. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 467–472.
- WEAVER, C.E. 1956: The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. *Am. Min.* 41, 202–221.